

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
КОМИ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР



ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ СЕВЕРА УРАЛА И ТИМАНА



Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ СЕВЕРА УРАЛА И ТИМАНА

(Труды Института геологии. Вып. 120)

Ответственные редакторы
доктор геолого-минералогических наук, профессор Л. В. Махлаев
кандидат геолого-минералогических наук О. В. Удоратина

Сыктывкар 2006

Петрология и минералогия севера Урала и Тимана: Сборник статей. — Сыктывкар, 2006. — 135 с. (Труды Института геологии Коми научного центра УрО Российской АН. Вып. 120).

Настоящий сборник посвящен памяти В. Н. Охотникова — известного геолога, чьи труды сформировали основы представлений о геологии Полярного Урала. Соответственно сборник открывают статьи, характеризующие его вклад в изучение геологии этого региона. Основу сборника составляют статьи, в которых приведены новые данные о магматизме и минералогии севера Урала, но ряд публикаций выходит за эти границы. Так, впервые детально описаны весьма редкие и специфичные ультраосновные лампрофиды. Хотя в основу соответствующей публикации положены региональные материалы, она будет интересна не только уральским геологам, но и всем исследователям, имеющим дело с этими необычными породами. То же можно сказать и относительно статьи о травертинах как об «отдаленных» пострудных образованиях.

Материалы сборника привлекут внимание не только петрографов и специалистов по рудной минерализации, но окажутся полезными для геологов разного профиля, представляя наибольший интерес для тех, кто работает в пределах докембрийских и фанерозойских складчатых поясов. Не менее важно, что сборник ознакомит читателей, особенно молодых, с одним из основоположников представлений о геологии Уральского Севера, чьи труды не должны быть забыты.

Редакционная коллегия:

Н. П. Юшкин (председатель), А. М. Пыстин (зам. председателя), О. Б. Котова (секретарь), А. И. Антошкина, А. М. Асхабов, И. Н. Бурцев, Л. В. Махлаев, Б. А. Осташенко, В. С. Цыганко, Я. Э. Юдович, Н. А. Боринцева

Рецензенты:

кандидат геолого-минералогических наук Т. П. Майорова
кандидат геолого-минералогических наук Е. П. Калинин

ISBN 5-89606-292-3

© Коми научный центр УрО Российской АН, 2006

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий сборник посвящен памяти Виталия Николаевича Охотникова — известного геолога, чьи труды не только внесли существенный вклад в познание геологии Полярного Урала, но и сформировали основы наших представлений об этом регионе. В 2006 г. ему исполнилось бы 85 лет, а в 2007 г. исполняется 10 лет со дня его кончины. Виталий Николаевич 25 лет был сотрудником лаборатории петрографии нашего института, причем 5 лет (с 1980 по 1985 г.) был руководителем этого коллектива. Отметим, что на наших глазах в этой лаборатории сформировалась добрая традиция — придавать сборникам своих трудов «мемориальный» уклон, отмечая память достойных предшественников. В 2003 г. вышел сборник «Петрология и минералогия севера Урала и Тимана», посвященный памяти М. Н. Костюхина, в 2005 г. — Р. Г. Тимониной. Настоящий сборник является уже третьим в этом ряду.

Собственно мемориальный блок в составе данного сборника представлен двумя вводными статьями: «В. Н. Охотников и его вклад в изучение геологии Уральского Севера» (Л. В. Махлаев) и «Некоторые идеи В. Н. Охотникова и их современная интерпретация» (Д. Н. Ремизов), однако прямое отношение к Виталию Николаевичу и памяти о нем имеет и большинство других публикаций. Как известно, особое внимание В. Н. Охотникова привлекал Харбейский блок Полярного Урала, особенно вопросы магматизма и минерализации этой структуры и слагающих ее комплексов, поэтому вполне естественными в такой тематической подборке смотрятся публикации, в которых приводятся результаты новейших исследований пород и руд Харбейского антиклинория. Это статьи М. М. Афонькина и И. И. Голубевой об островодужной природе ортоамфиболитов париквасышорской свиты харбейского комплекса, О. В. Удоратиной, В. А. Капитановой и В. Л. Андреева о харбейских гранитоидах, В. И. Силаева с соавторами о ферримолибдита Харбейского вольфрам-молибденового месторождения, статья В. Д. Тихомировой и В. Н. Филиппова о минералогии рудопроявления Свинцового в Харбейской рудной зоне.

Особый интерес читателя вызовет весьма объемистая статья А. А. Солевой с соавторами, посвященная ультраосновным лампрофирам

Полярного Урала. Интерес этот обусловлен прежде всего тем, что лампрофиры до сих пор представляют малоизученное (а потому и недостаточно понятное) сообщество горных пород, по поводу систематики которых и путей их формирования высказываются весьма противоречивые суждения. Особо сложно обстоит дело с лампрофирами ультрамафитового состава. В рассматриваемой статье приводятся новые данные о химизме этих пород, вариациях в содержаниях малых элементов, распределении РЗЭ, особенностях специфичных минералов. Эти сведения, несомненно, будут полезны не только уральским геологам, но и всем исследователям, имеющим дело с такими необычными породами.

На первый взгляд выбивается из тематики сборника статья о травертинах, выявленных В. И. Силаевым на Талдыбулакском месторождении Киргизии. Однако изучению геологии Киргизии В. Н. Охотников отдал почти 10 лет. Кроме того, травертины выявлены и на Полярном Урале, где версия об их принадлежности к завершающим стадиям эволюции долгоживущей гидротермальной рудной системы, развиваемая в данной статье, может оказаться весьма уместной.

Мы полагаем, что материалы данного сборника не только привлекут внимание петрографов и специалистов по рудной минерализации, но и окажутся полезными для геологов разного профиля, особенно для тех, кто работает в пределах позднедокембрийских и фанерозойских складчатых поясов. Не менее важно и то, что сборник знакомит читателей, особенно молодых, с одним из основоположников представлений о геологии Уральского Севера, чьи труды не должны быть забыты.

Л. В. Махлаев

ВИТАЛИЙ НИКОЛАЕВИЧ ОХОТНИКОВ И ЕГО ВКЛАД В ПОЗНАНИЕ ГЕОЛОГИИ УРАЛЬСКОГО СЕВЕРА

Л. В. Махлаев

В. Н. Охотников навсегда вошел в историю нашего института и в историю геологических исследований Полярного Урала. Он был достойным представителем того славного пополнения, которое пришло в геологию после окончания Великой Отечественной войны. Творцы победы, ставившие на первое место интересы государства, но никогда не забывавшие о собственном достоинстве (достоинстве победителя!), они работали так же самоотверженно и честно, как и воевали. Это при их непосредственном участии, а на большинстве территорий и при их прямом руководстве была проведена планомерная среднемасштабная (двухсоттысячная) геологическая съемка территории нашей страны, в ходе которой впервые были достоверно оценены перспективы каждого региона. На основе этих рекомендаций и в процессе сопутствовавших съемке поисков было открыто затем множество месторождений, обеспечивших в конечном счете потребности того времени во всех видах минерального сырья. Эти геологи были прекрасными руководителями, потому что война научила их не только командовать, но и принимать самостоятельные решения, не перекладывая ответственности на других.



В. Н. Охотников, 1978 г.

Виталий Николаевич ушел на войну со студенческой скамьи, из Новочеркасского индустриального института. Воевал он храбро, о чем свидетельствуют полученные им награды — ордена Красной Звезды и Отечественной войны (причем не «юбилейные», т.е. по случаю очередной годовщины Победы, а боевые!). Особо отметим

орден Славы и медаль “За Отвагу” — награды преимущественно солдатские, вручавшиеся офицерам редко, лишь как знак проявленного ими личного мужества. После войны он вернулся в родной институт и в 1947 г. стал дипломированным инженером-геологом.

Как участник войны, детство и юность которого прошли на Северном Кавказе (в Нальчике), В. Н. Охотников имел все возможности распределиться в какую-нибудь из южных геологических организаций, но он уехал на далекую и холодную Колыму, в Пенжинскую экспедицию «Дальстроя» (в системе Геологической службы МВД). Вольнонаемные сотрудники этого ведомства были вполне обеспеченными материально, жизнь их была достаточно благоустроенной, но в том, что касается личной свободы, их положение не очень-то отличалось от такового у коллег-заключенных. Они всецело зависели от любых прихотей своего начальства. Виталий Николаевич, как истинный офицер, привык подчиняться приказам, но отнюдь не капризам, даже если это были капризы всесильного «хозяина Колымы и Чукотки» генерала Никишова. В поисках защиты и справедливости В. Н. Охотников обратился к первому лицу страны — он написал письмо самому И. В. Сталину. Такое мог сделать только человек большого личного мужества (Сталин-то далеко, а Никишов — рядом!), к тому же от автора такого письма требовалась абсолютная убежденность в своей правоте и умение обосновать это. Видимо, Виталий Николаевич сумел найти нужные аргументы, поскольку решением свыше он был переведен в 1951 г. из «Дальстроя» в другую организацию геологической службы МВД, в Полярноуральское геологическое управление комбината «Воркутауголь», где и проработал в качестве начальника партии до ликвидации ГУЛАГа и геологической службы этого ведомства.

После этой реорганизации Виталий Николаевич почти на 10 лет уехал в Киргизию, где работал начальником партии, а затем главным геологом экспедиции, занимавшейся разведкой рудных месторождений. Однако, как и подавляющее большинство людей, связавших на какое-то время свою жизнь с Арктикой, он успел заболеть типичной «полярной болезнью»: привязанность к этому региону стала непреодолимой. При первой же возможности он возвратился на Полярный Урал, и вся его дальнейшая деятельность была отдана этому краю. С 1964 он работает начальником партий, а затем и главным геологом Полярноуральской экспедиции «Главтюменьгеологии». Им был составлен ряд листов государственных геологических карт разных масштабов, под его руководством были

разведаны и получили промышленную оценку железорудные месторождения Полярного Урала, очень много было сделано им для изучения интереснейшего вольфрам-молибденового Харбейского месторождения.

В Институт геологии Коми филиала АН СССР В. Н. Охотников пришел в 1970 г. К этому времени он уже более 20 лет возглавлял крупные геологические партии и экспедиции. Это был классический геолог-региональщик с явным уклоном к поискам и разведке месторождений рудных полезных ископаемых. Отчетливо выраженные способности не только добывать и накапливать информацию, но и тщательно систематизировать ее развили у Виталия Николаевича вкус к научной работе, сформировав из него незаурядного исследователя. Еще до перехода в академический институт он защитил в 1968 г. в солидном ученом совете (в ВИМСе) кандидатскую диссертацию «Металлогения Полярного Урала», после чего и был приглашен к нам для руководства темой «Рудные формации Полярного Урала». В. Н. Охотников был избран на должность старшего научного сотрудника лаборатории петрографии и рудных полезных ископаемых, а впоследствии (в 1980 г.) стал ее заведующим. Поскольку изучавшиеся им в предшествующие годы рудопроявления и месторождения Колымского региона, Северной Киргизии и Полярного Урала генетически и пространственно были сопряжены преимущественно с гранитоидами, петрография и геология гранитоидных комплексов и их металлогения стали предметом его главных научных интересов.

Хотя опыта работы в научно-исследовательских организациях до прихода в наш институт у Виталия Николаевича не было, никто не мог считать его «начинающим исследователем». Он обладал весьма солидным производственным опытом, опиравшимся на добротное знание большого количества реальных природных объектов, представлявших различные регионы и разные геологические обстановки. Думаю, не будет преувеличением сказать, что у других петрографов нашего института такой широты кругозора не было, да и не могло быть по чисто объективным причинам. Существенно и то, что кандидатом наук В. Н. Охотников стал, работая в производственной геологии, что было гораздо сложнее получения ученой степени в академическом институте. К тому же, как ясно из сказанного выше, он был сложившимся командиром (а значит, руководителем) еще до того, как закончил институт. Так что на роль новичка он никак не годился. И по уровню квалифи-

кации, и по возрасту, да и по должности (научный руководитель темы в исследовательском институте!) он должен был не учиться, а учить. Можно сказать, правда, что нормальный человек (а уж ученый — тем более) должен учиться всю свою жизнь. Я не буду оспаривать эту истину и постараюсь показать дальше, что Виталий Николаевич в полной мере обладал соответствующими способностями и успешно реализовывал их. Но главным для начинающего руководителя исследовательского коллектива было все-таки умение стать лидером не по должности, а по существу. Виталий Николаевич и стал таковым, поскольку обладал не только солидным опытом и знаниями, но и сложившейся системой научных представлений, в основе которых следует выделить два ключевых положения. Во-первых, В. Н. Охотников относил себя к последовательным приверженцам формационного анализа — направления петрографии, начала которого были заложены великим Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, а основные положения сформулированы в трудах Ю. А. Кузнецова, чьи представления он полностью разделял. Во-вторых, Виталий Николаевич был убежденным сторонником учения о геосинклиналях и всех концепций эндогенного развития, связанных с геосинклинальной гипотезой. Последнее, впрочем, вполне естественно, поскольку в пятидесятые годы, когда формировались основные теоретические представления Виталия Николаевича, геосинклинали гипотезы придерживались практически все геологи России и мира. А вот на его приверженности учению о магматических формациях следует остановиться особо.

Под магматическими формациями В. Н. Охотников понимал, как это и было рекомендовано основоположниками соответствующего направления петрографии, ассоциации горных пород, сформированные в однотипной тектонической обстановке, а именно в одинаковых тектонических структурах на идентичных стадиях их развития. В качестве конкретных воплощений формаций он рассматривал региональные магматические комплексы, объединяющие близкие по возрасту, способу формирования и составу горные породы, развитые в пределах одной региональной тектонической структуры в образованиях какой-либо из стадий ее развития, т. е. в пределах одной структурно-формационной зоны. Легко убедиться, что представление о магматических комплексах, которого придерживался Виталий Николаевич полвека назад, в полной мере соответствует определению этого понятия в современном петрографическом кодексе России.

Поскольку именно магматические комплексы, а не составляющие их горные породы и тела являются непосредственным объектом геологического картирования, одной из первостепенных задач унификации региональных и серийных легенд становится их корреляция. Как геолог, чьи представления и интересы сформировались в основном в процессе проведения геолого-съемочных работ, В. Н. Охотников полагал, что корреляция магматических комплексов, выполненная квалифицированным научным коллективом с учетом всех реальных данных, может составить именно то направление научных исследований, которое в наибольшей мере будет отвечать потребностям производственной (прикладной) геологии. С целью реализации этой концепции по его инициативе силами лаборатории петрографии нашего института стали регулярно проводиться рабочие межведомственные совещания по корреляции магматических комплексов европейского северо-востока России, участие в которых принимали представители всех научных и производственных организаций, работавших на этой территории. Решения и рекомендации этих совещаний составили основу серийных легенд всех геологических и специализированных карт Полярного и Приполярного Урала, Пай-Хоя, Новой Земли, Тиманского кряжа, Тимано-Печорской низменности и Тимано-Уральского региона в целом.

В 1982 г. В. Н. Охотников поставил грандиозную по охвату пятилетнюю тему «Петрология магматических образований севера Урала и Тимана», в процессе выполнения которой был обобщен материал по всем магматическим комплексам Тимано-Уральского региона. Помимо итогового отчета «Магматические формации Европейского Северо-Востока СССР» и комплекта карт магматических комплексов этой территории, хранящихся в архивах Коми НЦ УрО РАН и в ВГФ, коллективом руководимой им лаборатории были составлены «Кадастр дофанерозойских магматических комплексов севера Урала и Тимана» объемом 240 с. и монографическое описание магматических комплексов Северо-Востока европейской части СССР объемом 350 с. Обе работы депонированы в ВИНТИ. Виталием Николаевичем и его коллегами было опубликовано также более двух десятков статей о различных магматических комплексах Тимано-Уральского региона, серия препринтов и несколько монографий. Этот материал благополучно пережил в силу своей объективности смену генеральных парадигм нашей науки (фиксистской на мобилистскую), не утратив своей

значимости и востребованности. Я полагаю, что эти труды будут и в дальнейшем нужны геологам, работающим в нашем регионе, и отношу их к главным научным достижениям В. Н. Охотникова.

Занимаясь изучением магматических комплексов, Виталий Николаевич сохранял верность и своим прежним научным интересам — проблемам рудообразования и металлогении. Освободившись от руководства лабораторией, он опубликовал монографию «Гранитоиды и рудообразование», ставшую уже библиографической редкостью, и серию статей, из которых особо отмечу работу о железорудных месторождениях Полярного Урала, опубликованную в 1987 г. в журнале «Геология рудных месторождений».

Однако Виталий Николаевич вошел в историю института не только своими научными достижениями. Именно он пересадил наших полевиков на «стальных коней». До его появления все экспедиционные отряды использовали у нас конный либо лодочный транспорт. По его инициативе был куплен первый гусеничный вездеход и принят в штат института первый профессиональный водитель Игорь Николаевич Рочев, которого В. Н. Охотников присмотрел в Амдерминском аэропорту и уговорил перейти к нам на работу. Я вполне разделял это увлечение Виталия Николаевича, поскольку на основе личного опыта знал, как возрастают эф-



В. Н. Охотников и И. Г. Рочев, Полярный Урал. 1979 г.



Краткий отдых во время переброски лагеря. Полярный Урал, 1979 г.



В. Н. Охотников и сотрудники лаборатории петрографии. 1981 г.

фективность и организованность полевых работ с появлением вездеходов и насколько комфортнее становится при этом полевой быт геологов. Разница лишь в том, что на севере Сибири, откуда я пришел на север Урала, вездеходы сменили в полевых отрядах не лошадиный, а олений транспорт.

Много сделал Виталий Николаевич для кадрового укрепления лаборатории петрографии, широко привлекая молодежь и способствуя ее профессиональному росту. Это он разыскал в производственных организациях В. И. Гитева, ставшего впоследствии кандидатом наук, Д. Н. Ремизова, который защитил у нас и кандидатскую, и докторскую диссертации. Он присмотрел и принял на работу юную выпускницу Ухтинского индустриального института Валю Капитанову, ставшую со временем незаменимой Валентиной Алексеевной, без которой не выходит в свет ни одно наше печатное издание, включая и этот сборник.

Не могу не сказать и о наших личных отношениях. Я приехал в Сыктывкар и стал сотрудником лаборатории петрографии в 1984 г. Поскольку через год Виталий Николаевич должен был (по возрасту) сложить с себя полномочия руководителя, я как единственный в коллективе на тот момент доктор наук был, естественно, его потенциальным преемником. В такой ситуации нередко проявляется некая ревность со стороны заменяемого, порождающая напряженность, а иногда и неприязнь в отношениях. Виталий Николаевич был со мной не просто корректен, но и вполне дружелюбен. Он максимально облегчил для меня осознание основных проблем, стоящих перед лабораторией, ввел меня в петрографию и геологию региона, посоветовав в первый же полевой сезон совершить ознакомительный вездеходный маршрут от долины Харбея на Полярном Урале до правобережья Кожыма на Приполярном. Этот маршрут сделал зримым и осязаемым всё, что я вычитал к тому времени в книгах и отчетах. А чтобы эта протяженная и продолжительная поездка прошла успешно, он отправил со мной своего персонального вездеходчика Игоря Рочева, который был на то время лучшим водителем не только в нашем институте, но и во всем Коми научном центре. Виталий Николаевич обстоятельно рассказал мне о достоинствах каждого сотрудника лаборатории, начиная с лаборантов. При этом речь шла именно о достоинствах. Он с самого начала сказал: «Недостатки, если они есть, Вы увидите сами. К тому же неприязнь — дело слишком субъективное, и я не вправе навязывать Вам свое плохое мнение о ком-либо».

Завершая эту краткую и далеко не полную статью о Виталии Николаевиче и его научной деятельности, я вернусь все-таки к его тектоническим воззрениям. Будучи убежденным фиксистом, приверженцем геосинклинальной концепции, В. Н. Охотников никогда не был догматиком. Отдавая приоритет фактам, он не увлекался новыми веяниями, но в то же время и не использовал своих административных полномочий, чтобы препятствовать коллегам (особенно — молодым) развивать эти новые идеи. Он лишь требовал, чтобы они аргументировали свои концепции. И в своих собственных трудах он настолько четко характеризовал особенности описываемых геоструктур, горных пород и их комплексов, так корректно раскрывал их соотношения, что его материалы и сделанные им самим на этой основе выводы во многих случаях вполне могут быть встроены в современные модели и концепции. Это наглядно показано в статье Д. Н. Ремизова, опубликованной в данном сборнике.

Не увлекаясь модой, как неоднократно говорил он сам, Виталий Николаевич умел воспринимать новые представления, если находил доводы основательными. Он умел слушать своих оппонентов независимо от их положения в системе научной иерархии. Это проявилось, в частности, в его отношении к публикациям И. И. Голубевой о магматогенной природе лемвинских кластитов, трактовавшихся большинством исследователей, в том числе и самим Виталием Николаевичем, как базальные конгломераты ордовика. Он вник в суть аргументации Ирины Игоревны и признал обоснованность ее представлений. О том же свидетельствует принятие им принципиально новой для отечественной петрографии палеосубстратной модели классификации гранитоидов Б. Чаппела, которую я предложил использовать применительно к гранитным комплексам севера Урала. Виталий Николаевич оказался одним из первых уральских геологов, который принял гипергенную модель формирования Парнокского марганцового месторождения, выдвинутую В. И. Силаевым, убедившись в обоснованности аргументов, на которых эта модель базировалась. Таких примеров можно привести немало.

Виталий Николаевич всегда был честен в своих выводах и глубоко порядочен в отношениях с коллегами. Таким он и останется в памяти всех, кому довелось работать рядом с этим человеком.

НЕКОТОРЫЕ ИДЕИ В. Н. ОХОТНИКОВА И ИХ СОВРЕМЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Д. Н. Ремизов

Виталий Николаевич Охотников многие годы занимался магматизмом и рудоносностью Полярного Урала. В последние годы жизни он подготовил монографию «Магматические формации севера Урала и Пай-Хоя», которая, к сожалению, не была своевременно опубликована. В этой монографии были обобщены данные по магматизму севера Урала и Пай-Хоя, полученные большим коллективом авторов в ходе работ по теме «Петрология магматических образований севера Урала и Тимана» и изложенные в двух отчетах лаборатории петрографии в 1985 и 1987 гг.

Данная статья появилась в связи с необходимостью пересмотра большого количества новых сведений по магматизму региона, накопленных в течение последних 20 лет, с появлением принципиально новой изотопно-геохимической информации и происшедшей за это время сменой геологической парадигмы. Труды В. Н. Охотникова строго выдержаны в духе геосинклинальной концепции и для современного молодого читателя весьма трудны для понимания. Между тем они содержат данные и идеи, которые, несмотря на устаревшие формулировки, остаются важными для понимания процессов магматизма и в целом исторического развития Североуральского региона.

Ниже, чтобы избежать существенного искажения идей и логики изложения В. Н. Охотникова, приводятся довольно обширные цитаты из его последнего труда (даны курсивом) и отдельно их интерпретация так, как она нам представляется.

Краткий очерк строения и развития зональности севера Урала и Пай-Хоя

Север Урала и Пай-Хоя являются сложноскладчатыми полихронными образованиями, на территории которых размещение магматических

ассоциаций подчинялось развитию структурно-формационных зон, тесно увязываясь со становлением их как во времени, так и в пространстве. <...>

Границы зон устанавливаются по смене осадков различных фаций или разного их возраста. Как свидетельствует специально выполненное исследование (Охотников, 1975), представлены они (границы) перерывами в осадконакоплении, конгломератами и несогласным налеганием толщ или же выражены формированием мощных разрывов. <...>

Древнейшими из перечисленных являются Центрально-Уральское поднятие, а также Западная и Восточная зоны его на Полярном Урале. Их позднерифейское заложение убедительно доказывается выполненным в разное время сбором органических остатков в маньинской свите на Приполярном Урале, а также в бедамельской серии Западной и няровейском комплексе Восточной зон Полярного Урала (Унифицированные ...схемы Урала, 1980). Терригенно-вулканогенный состав этих осадков, большая мощность (2–3,8 км) и насыщенность вулканитами убеждают в их геосинклинальной природе. Однако в отличие от маньинской свиты и няровейского комплекса, в бедамельской серии меньше (около 1,8–2,0 км) мощность отложений, а вулканиты представлены главным образом пирокластическими образованиями и подчиненными им лавами среднего и кислого составов (Охотников, 1976). По этим признакам Западная зона Полярного Урала, сложенная бедамельской серией, в позднем рифее, по всей вероятности, представляла миогеосинклинальную область, обособленную от эвгеосинклинальных областей южнее расположенной остальной части Центрально-Уральского поднятия на Приполярном Урале (Фишман, 1971) и Восточной зоны Полярного Урала. Тем не менее в каждой из них при формировании вулканогенных толщ выявляется одна и та же тенденция, выраженная в преимущественном накоплении вулканитов в середине или в конце накопления свит, серий или комплексов рифейских отложений (Унифицированные ...схемы Урала, 1980).

Эта часть может быть интерпретирована как обоснование наличия в составе Центрально-Уральского поднятия на Полярном Урале двух типов океанических образований, отсутствующих на Приполярном Урале. По сути, В. Н. Охотников пишет о том, что в позднем рифее Западная зона этого поднятия представляла собой энсиалическую островную дугу или активную окраину андийского типа, в отличие от

Восточной зоны, которая, вероятнее всего, была энсиматической дугой и, следовательно, отстояла от Западной на значительном расстоянии. Остается неясной тенденция к возрастанию вулканической активности в ходе формирования вулканогенно-осадочных разрезов, хотя и это явление можно объяснить постепенным «созреванием» островодужных систем, что приводило к усилению эксплозивности магматизма и соответственно к росту вулканогенной составляющей в осадочных разрезах.

Как видно, в рифее на месте Урала закладывался субмеридиональный прогиб на раздробленном жестком древнем протерозойском субстрате. Располагаясь друг за другом в виде цепей, выступы дорифейского субстрата образуют поперечные к Уралу северо-западные зоны древних стабильных поднятий, “просвечивающие” под северо-восточными структурами уральского плана дислокаций. <...>

Между цепями древних поднятий, располагаясь параллельно им, заключены мобильные зоны прогибов. В рифее они знаменовались формированием терригенно-вулканогенных толщ со сравнительно увеличенной мощностью и обилием вулканитов, а в венде—кембрии в них без перерыва продолжалось накопление углистых, серицито-кварцевых сланцев и песчаников молассоидных отложений оранской и лаптопайской свит. Характерные этим свитам базальные конгломераты фиксируются в разрезах, непосредственно прилегающих к зонам стабильных поднятий (Охотников, 1968, 1975, 1985), свидетельствуя о выводе последних в венде, возможно, кембрии на дневную поверхность и погруженном состоянии расположенных между ними мобильных зон. Очевидно, к этому времени вокруг глыб жесткого субстрата формировались островные поднятия: Харбейское и Марункеуское в Восточной зоне Полярного Урала, Манитанырдское, Енганепэйское, Оченырдское в Западной зоне, Кожимское на Приполярном Урале и Амдерминское на Пай-Хое (Охотников, 1968), а также ряд подобных более мелких структур. <...>

Синхронно со становлением поднятий в рифейские толщи внедрялись расплавы гранитов, создавших интрузивные массивы сальнерско-маньхамбовского, очетинского и сядатаяхинского комплексов гранодиорит-гранитовой формации и формации щелочных гранитов. <...>

Созданные раннеордовикские поднятия включали венд-кембрийские как островные сооружения, так и претерпевшие инверсию расположенные между ними мобильные зоны прогибов. На месте последних формировались поперечные к Уралу северо-западные горст-антиклинали, ока-

завишиеся главными вместилищами масс гранитоидов полярноуральского латерального ряда комплексов. <...>

Весьма примечательно при этом, что в указанных Байдарацком, Тагильско-Магнитогорском и Пайпудынском прогибах накапливались осадки, идентичные как по своему палеонтологически установленному возрасту, так и по составу, а также облику представляющих их горных пород. Выражалось это развитием в ряде разрезов толщ чередующихся зеленых и лиловых филлитов, слагающих талотинскую свиту в бассейнах рек Сянгур и Талота на площади Байдарацкого прогиба, грубеинскую (филлитовую) свиту в южной части Пайпудынского прогиба вдоль подножия массива Райиз, по правобережью р. Собь и терригенную толщу в истоках р. Ензоряхи в Щучинском синклинии на севере Тагильско-Магнитогорского прогиба. Очевидно, созданные прогибы, выполненные единой по возрасту и составу терригенно-вулканогенной толщей нижнего-среднего ордовика, являлись не только синхронными, но и взаимосвязанными структурами. Не случайно венд-кембрийские и нижнеордовикские отложения Пайпудынского и Байдарацкого прогибов “пронизаны” единым поясом ранне- и среднеордовикских габброидов, части которого в зависимости от территориальной и структурной позиций выделены в орангъюганский и талотинский комплексы (Особенности..., 1987; Корреляция..., 1988; Охотников, 1975, 1985).

Судя по собранным сведениям, в раннем ордовике вся территория севера Урала и Пай-Хоя представляла собой огромный архипелаг. Существование его доказывается указанными особенностями распространения отложений ордовика, а также чрезвычайной неустойчивостью их разрезов. На площади Центрально-Уральского поднятия в миогеосинклинальной зоне, в грубозернистых осадках преимущественно нижнего ордовика, на коротком расстоянии изменялись как состав и окраска, так и мощность базальных конгломератов. Она колеблется от 2—3 до 200 м, а в ряде случаев устанавливается непрерывное осадконакопление, продолжавшееся в течение от позднего рифея до раннего ордовика включительно (Охотников, 1975, 1985).

Эти данные представляют собой большую ценность, поскольку они свидетельствуют об эволюции геологической системы региона в целом. Вероятная интерпретация состоит в том, что в это время происходила «мягкая» коллизия — аккреция островных дуг и микроконтинентов в их основании («глыб жесткого субстрата») к восточному краю Балтики, причем в кембрии—раннем ордовике, когда, по мнению большинства

исследователей, происходило раскрытие Уральского палеоокеана. На наш взгляд, В. Н. Охотников описывает ситуацию, очень близкую к обстановке современной Западно-Тихоокеанской окраины в ее приэкваториальной части, с большим количеством островных дуг и достаточно глубоководных прилегающих бассейнов. Если дополнительно учесть проблематичность осадочного происхождения существенной части погурейских конгломератов нижнего ордовика, то предлагаемая модель обретает вполне реальные очертания.

Центрально-Уральское поднятие вытянуто в субмеридиональном направлении. <...> Лишь в области периклинального погружения на севере и юге структуры его виргируют и расщепляются на две ветви. <...>

Оба поднятия Западной и Восточной зон Полярного Урала на широте бассейна р. Б. Хууты развернуты в противоположные стороны. Центрально-Уральское в северной части Оченырдынского островного сооружения приобретает северо-западное простирание. В этом направлении структуры его погружаются на территории Пай-Хоя, но вновь выходят на дневную поверхность в Амдерминском поднятии. <...> Расположенное восточнее Полярно-Уральское поднятие, огибающее с запада и севера Лаборовскую погребенную глыбу, напротив, развернуто к востоку до юго-востока. <...>

Как видно, к раннему ордовика, в результате виргации древних субмеридиональных структур, вдоль побережья Байдарацкой губы сформировалась гигантская V-образная структура, открытая с севера. Она вмещает вытянутый к северо-западу более чем на 150 км Байдарацкий прогиб.

Данный фрагмент иллюстрирует структурно-тектонические представления В. Н. Охотникова. Если следовать современной геотектонике и считать Главный Уральский разлом (Главный Уральский надвиг – ГУН) сутурой, то вряд ли было возможно его расщепление. Вероятнее всего произошло тектоническое перекрытие ГУН следующим к востоку надвигом по подошве палеозойской островодужной системы. По сути, Западная и Восточная зоны Центрально-Уральского поднятия на Полярном Урале могут иметь отношение друг к другу как две крайние структуры весьма обширного океанического бассейна, а соответствующие им зоны непосредственно на этом поднятии на Приполярном Урале не фиксируются. Тем не менее в цитированном фрагменте может быть усмотрен намек на тройную точку сочленения: островная дуга (Полярноуральская) –

островная дуга (Байдарацко-Пайхойская) — океанический срединный хребет (формации неизвестны).

Основная часть монографии посвящена описанию конкретных магматических комплексов, сведенных в ряд формаций. Полный объем рассмотренных в монографии комплексов составляет 104 породные ассоциации, выделенные на территории Полярного и Приполярного Урала, Пай-Хоя и Новой Земли. Этот материал слишком обширен для рассмотрения в данной статье, поэтому мы остановимся лишь на одном из наиболее интересных аспектов, отчасти иллюстрирующих методологию В. Н. Охотникова.

Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация. Формация состоит из эффузивных субщелочных, а также нещелочных разновидностей горных пород. Сложно построенные ассоциации ее известны в пределах Центрально-Уральского поднятия, равно как в Лемвинской миогеосинклинальной и Тагильско-Магнитогорской эвгеосинклинальной зонах на западном и восточном склонах Полярного и Приполярного Урала. Представлена она лаптонайским, харапэшорским, изьявожским, люльинским, тальбейским, тоупугольским, галактионовским, косьвожско-пагинским комплексами, получавшими развитие в течение от венда-кембрия до верхнего девона включительно. В составе комплексов присутствуют базальты, спилиты, диабазы, андезитобазальты, тефриты натриевые и калиево-натриевые, трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахилипариты, трахиты, туфобрекчии, туфы, главным образом литокристаллокластические, лав среднего и кислого составов, при весьма ограниченном распространении субвулканических диабазовых и липаритодацитовых порфиритов. <...>

Количество разновидностей вулканогенных образований весьма непостоянно. Известны комплексы (косьвожско-пагинский, изьявожский), не имеющие кислых дифференциатов; в ряде других (тальбейском, тоупугольском, галактионовском, харапэшорском) они по количеству явно подчинены разновидностям основного состава; наконец, в третьих (люльинском, лаптонайском) трахидациты и трахилипариты распространены в объемах, равных лавам среднего и основного составов. Различно также соотношение щелочных, субщелочных и нещелочных разновидностей горных пород. <...>

Чрезвычайно важно и то, что количественные соотношения разновидностей горных пород изменяются на площади внутри одного комплекса.

Как видно, в целом для формации характерен весьма неустойчивый состав. В ней, во-первых, в разных соотношениях присутствуют как субщелочные и щелочные, так и нещелочные разновидности вулканитов; во-вторых, резко изменялось количество эффузивов кислого состава, вплоть до выпадения их из состава формации и замене субвулканическими относительно редкими телами гранит-порфиров.

Столь же неустойчивы связи формации с толщами осадочных горных пород. Выполненное обобщение авторских сведений и исследование магматических комплексов показывает, что излияния как базальтов, спилитов, андезитобазальтов, андезитов, так и трахибазальтов, трахиандезитов, а также трахитов и трахилипаритов сопровождали не только накопление весьма разнообразных осадков, но созданные ими покровы или потоки занимали различное положение в стратиграфических разрезах осадочных толщ. Важно, что комплексы этой формации в одних случаях “открывали” геосинклинальный цикл и формировались в условиях погружения области. В ряде других — становление их предшествовало орогенезу, продолжалось в течение его и нередко завершалось в режиме уже созданных поднятий... повышенная щелочность эффузивных горных пород не является признаком конкретных геотектонических условий и не свидетельствует о строго определенном типе геотектонического режима (подчеркнуто мной. — ДР).

В этом фрагменте иллюстрируется явное противоречие между принципами и целью выделения магматической формации и конкретным результатом применения этих принципов. Виталий Николаевич жестко придерживался принятых принципов полевой геологии и разработанных на то время методик, однако не мог обойти молчанием факт несоответствия их реальным наблюдениям. Уже из приведенного фрагмента видна условность, а возможно и полная неправомерность отнесения столь разнородных и разновременных ассоциаций горных пород к единой формации. По сути дела здесь (а также в ряде других случаев) иллюстрируется непригодность выбранных признаков классификации целям этой классификации. В ряде мест он обращает внимание и на разнообразие (неоднородность) состава рудных образований, связанных с конкретными ассоциациями магматических горных пород в конкретных районах их развития и тем не менее объединяемых по формальным признакам в единые формации. Таким образом, разработанные к концу прошлого века принципы формационного анализа магматизма оказываются непригодными для

решения конкретных задач, стоящих перед геологией в настоящее время. Здесь необходимо либо развитие и углубление формационного анализа, либо переход к принципиально новым формам классификации эндогенных процессов в целом и магматизма в частности.

Обширная дискуссия, инициированная В. Н. Охотниковым в 80-х гг. прошлого века, оказала глубокое воздействие на геологическое мировоззрение автора этих строк, осмысление рассматривавшихся проблем и привела к определенным результатам, за что я искренне благодарен Виталию Николаевичу и всегда буду гордиться тем, что мне довелось работать под его руководством.

ЛИТЕРАТУРА

Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий / В. Н. Охотников, В. И. Степаненко, Л. Т. Белякова и др. Свердловск, 1988. 55 с.

Особенности магматизма западного склона Урала / В. Н. Охотников, М. В. Фишман, А. А. Алексеев и др. Сыктывкар, 1987. 18 с.

Охотников В. Н. Древний вулканизм северной части Полярного Урала // Сов.геол. 1968. N 2. С. 75-89.

Охотников В. Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л.: Наука, 1975. 175 с.

Охотников В. Н. Рудные формации Полярного Урала и принципы их выделения // Магматизм и металлогения севера Урала и Пайхоя. Сыктывкар, 1976. С. 3-18.

Охотников В. Н. Проблемы каледонид севера Урала // Проблемы геологии Европейского севера СССР. Сыктывкар, 1983. С. 76-92.

Охотников В. Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 185 с.

Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. Л., 1971. 215 с.

Фишман М. В. Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов коры. Сыктывкар, 1971. 55 с.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980. 118 листов.

АМФИБОЛИТЫ ПАРИКВАСЬШОРСКОЙ СВИТЫ (ХАРБЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС) КАК ИНДИКАТОР НАЛИЧИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

М. М. Афонькин, И. И. Голубева

На Полярном Урале привлекают внимание развитые на обширных площадях докембрийские комплексы доуралид, которые характеризуются структурно-геологическим положением, отличающимся от общеуральского. Наиболее интересным представляется харбейский комплекс высокометаморфизованных пород (условия метаморфизма в пределах его развития достигают эпидот-амфиболитовой фации), мощность разреза которого превышает 4 км. В его основании находятся ортоамфиболиты, переслаивающиеся с маломощными пачками биотитовых гнейсов (ханмейхойская свита), а в верхней части — низкоглиноземистые метапелиты париквасьшорской свиты, сложенной материалом переотложенной коры выветривания подстилающих их metabазитов (рис. 1). Данный разрез является уникальным, так как он охватывает интервал от формирования и эволюции основной магмы до экзогенной переработки и последующего переотложения продуктов магматизма, поэтому изучение харбейского комплекса позволяет достоверно реконструировать дофанерозойскую историю геологического развития данного региона, установить ее длительность и количество этапов. Надежным индикатором геолого-тектонических процессов являются петрогеохимические характеристики базальтоидов, поэтому в данной статье наибольшее внимание из всего разреза харбейского комплекса уделяется metabазитам, встречающимся на площади развития париквасьшорской свиты. Для сравнения и достоверности выводов привлекаются данные о таких же породах, выявленных в прилегающих участках развития ханмейхойской свиты. Таким образом, нами будут даны характеристики амфиболитов, встречаемых в париквасьшорской свите, и амфиболитов в составе подстилающей ханмейхойской свиты, где они играют ведущую роль.

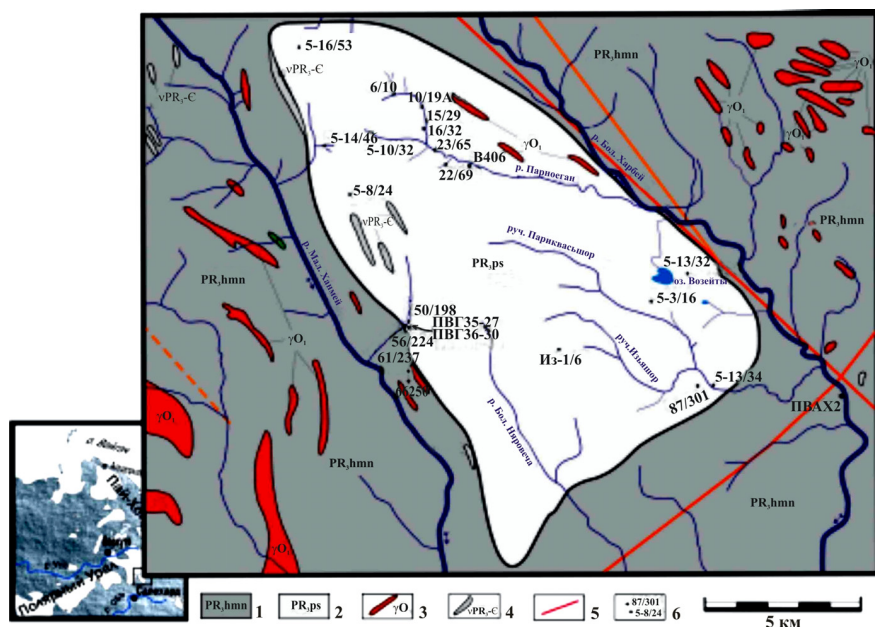


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Харбейского комплекса (по В. Н. Охотникову, 1975)

1 — ханмейхойская свита (амфиболиты, биотитовые сланцы); 2 — париквасьшорская свита (гранат-ставролит-дистеновые сланцы, слюдистые сланцы, слюдисто-амфиболовые сланцы); 3 — гранито-гнейсы; 4 — диабазы; 5 — дизъюнктивные нарушения; 6 — точки отбора амфиболитов, проанализированных на содержание редкоземельных элементов.

В париквасьшорской толще амфиболиты прослеживаются в основном в ее нижней части и встречаются только вдоль ее контактов. Залегание их всегда согласное с общим северо-западным простиранием вмещающих пород. Данные породы наиболее распространены на водоразделе р. Большая Няравеча и руч. Киргизшор, где они формируют отдельные пласты, составляющие полосу около 300 м шириной, а также в меньшей степени в верховье р. Парнооган. Самый представительный разрез коренных выходов амфиболитов, переслаивающихся с парасланцами, находится в долине руч. Киргизшор (левый приток р. М. Ханмей). Здесь проходит граница двух свит, поэтому вскрытые в разрезе породы принадлежат как к париквасьшорской, так и к ханмейхойской свитам. Амфиболиты слагают пластообразные тела неодинаковой мощности, причем

сами породы в разной степени изменены вторичными процессами. В северной части разреза мощность амфиболитовых тел варьируется от 50 см до 1.5 м, а далее вниз по течению (ближе к контакту свит) она возрастает до 25 — 50 м. Таким образом, чем ближе к контакту с метабазитовой толщей ханмейхойской свиты, тем больше мощность амфиболитовых прослоев. На водораздельном участке р. Большая Няравеча и руч. Киргизшор амфиболиты более рассланцованы и иногда интенсивно перемяты в мелкие складки, осложняющие крыло более крупной структуры. Вторичные изменения выражены в интенсивном окварцевании и эпидотизации. Ниже по разрезу, по уклону борта долины руч. Киргизшор, амфиболиты имеют массивную текстуру и микроочковую структуру, обусловленную развитием мелких зерен граната и альбита. Наблюдаются тонкие прослои биотита, листочки которого могут достигать 5 мм в поперечнике. В этих же участках развиваются доломит в виде идиоморфных кремового цвета кристаллов размером до 1 см и халькопирит. Карбонат в агрегатах имеет рыжевато-желтый цвет, вследствие чего порода приобретает пятнистую текстуру. Ближе к контакту париквасьшорской свиты с ханмейхойской в амфиболитах отмечаются проявления перекристаллизации. Здесь формируются крупные зерна калиевого полевого шпата, амфибола и относительно крупные пластинки гематита. Далее вниз по течению руч. Киргизшор отложения париквасьшорской свиты сменяются амфиболитами ханмейхойской свиты, при этом условия залегания обеих толщ полностью идентичны — северо-западное простирание сланцеватости и северо-восточное падение под углом 65—70°.

В верховье р. Парноеган амфиболиты встречаются реже, чем на предыдущем участке. Они наблюдаются в виде пластов мощностью от 10 см до 1 м, иногда достигающей 5 м. Выше по водоразделу с р. Малый Ханмей (и ближе к контакту с метабазитами ханмейхойской свиты) выходы амфиболитов становятся мощнее и достигают 5—10 м. Здесь отмечаются породы разной степени рассланцевания — от массивных до интенсивно рассланцованных. В рассланцованных метабазитах кристаллизуются в относительно больших количествах агрегаты доломита, подобные описанным выше. Ниже по разрезу р. Парноеган появляются в виде маломощных прослоев (5—50 см) мелкозернистые амфиболиты с порфиробластами альбита, граната или слюды. В замках мелких складок и в зонах разрывных нарушений отмечаются проявления перекристаллизации. В них породы сложены беспорядочно ориентированными крупными удлиненными зернами амфибола, достигающими 3 см в длину. С роговой обманкой

ассоциируются биотит, хлорит, а иногда и доломит. Из вторичных процессов отмечается эпидотизация, иногда до полного замещения первичных минералов. В некоторых случаях наблюдается кристаллизация кварца в виде жилок с включениями гематита. Как правило, на контакте зон окварцевания амфиболитов развиваются относительно крупные кристаллы пирита (до 0.8 мм). В районе оз. Возейты находятся коренные выходы крупнокристаллических амфиболитов, образующих пласты мощностью от 2 см до 1 м. Для них характерна полосчатая текстура, обусловленная чередованием темно-зеленых слоев амфиболитового состава и очень тонких доломитовых слоев кремового цвета. Можно отметить небольшие обособления амфиболовых пород в устье руч. Изьяшор, которые развиваются в участках отслоения шевронных складок гнейсов. Крупные кристаллы амфибола, размером до 2 см (нередко до 10 см), образуют красивый геометрический узор на фоне среднезернистого карбонатного агрегата. В центральной части париквасьшорской свиты, как уже отмечалось, амфиболитов практически нет, но там иногда встречаются перекристаллизованные амфиболовые сланцы, подобные охарактеризованному выше. Они обычно представлены в виде маломощных слоев или небольших линз.

При микроскопических исследованиях в амфиболитах отмечаются различные пластические деформации, хотя порода на макроуровне имеет массивную текстуру. Например, наблюдаются структуры кливажа, которые непосредственно в обнажениях трудно диагностировать из-за темной окраски пород. Трещинки кливажа ориентированы поперек рассланцованности амфиболитов, по ним нередко развиваются чешуйки хлорита и биотита. Отмечаются сложные структурно-текстурные узоры, свидетельствующие о неоднократно проходивших пластических деформациях. Первичная сланцеватость, подчеркнутая ориентированным ростом кристаллов роговой обманки и эпидота, нарушается кристаллизационным кливажом, ориентированным поперек общей сланцеватости и маркированным нематобластами амфибола. Мелкие складки неправильной формы, подчеркнутые обособлениями кварц-полевошпатового агрегата, деформируются кливажом примерно под углом 15–20°. Вдоль трещин кливажа происходит косое смещение, вдоль которого развиваются удлиненные кристаллы амфибола. Микроскладчатость более высокого ранга образуется вкрест

вышеописанных структур. Иногда наблюдаются линзовидные микроблоки, сформировавшиеся вследствие пластических сдвиговых дислокаций микроскладок и разной компетентности кварц-полевошпатовых (более жестких) и эпидот-амфиболовых (более пластичных) слойков. Далее кварц-полевошпатовые прослои будинировались на микроблоки с последующим выдавливанием этих фрагментов во вмещающие эпидот-амфиболовые слойки. Иногда из-за пластических деформаций породы развальцовывались с образованием удлиненных линзовидных блоков или микроромбоэдров, сложенных перекристаллизованным мозаичным кварцем. Нередко в новообразованных зернах отмечаются гелицитовые структуры, обусловленные наличием в гранобластах альбита тонких слойков мелких включений мелкозернистого эпидота и рутила, а в гранате — магнетита и эпидота. Цепочки пойкилитовых включений зачастую образуют завихрения или S-образные структуры. В гранате, как правило, слойки захваченных минералов повернуты под углом к сланцеватости породы. Как редкая в данных породах отмечается мирмекитовая структура. Помимо пластических деформаций в амфиболитах встречаются проявления катклаза, выраженные в дроблении зерен эпидота и амфибола с последующим растаскиванием обломков данных минералов вдоль сланцеватости. Обнаруживается микроплотчатая дисгармоничная складчатость, подчеркиваемая в отдельных случаях мелкими зернами рутила, собранными в цепочки. Иногда наблюдается микроскладчатость типа шевронной, в которой замки складок имеют остроугольную форму.

Таким образом, амфиболиты париквасьшорской свиты отличаются от ханмейхойских амфиболитов различиями в степени деформации и перекристаллизации, а также процессами наложенного минералообразования [4, 5]. Метабазиты париквасьшорской свиты в большей степени подверглись неоднократным пластическим деформациям, а также процессам перекристаллизации, выразившимся в увеличении размеров зерен амфибола и граната. Эти породы в большей мере испытали диафторез, проявившийся в хлоритизации, эпидотизации, окварцевании, которые сочетались с явлениями бластеза (альбитизацией). Интенсивные дислокации и формирование новых минералов в амфиболитах париквасьшорской свиты объясняются нахождением их в весьма пластичном и водонасыщенном материале вмещающих парапород, претерпевших неоднократное складкообразование [1]. Геологическая природа данных метабазитов может быть двоякой: это или тектонические

отторженцы подстилающей ханмейхойской свиты, или интрузивные гипабиссальные тела. Для решения этой задачи нами были изучены их петрогеохимические особенности. По содержанию кремнезема метаморфизованные основные породы относятся в основном к базальтам с пониженной щелочностью и в меньшем количестве к пикробазальтам (табл. 1, 2; рис. 2.). Практически все метабазиты, принадлежащие к обеим свитам, имеют низкие значения глиноземистости ($al' 0.4-1$) и относятся к натрово-калиевой и натровой сериям ($Na_2O/K_2O 1.2-18.9$). Отмечается пониженное значение K_2O/TiO_2 равное $0.07-0.88$. На диаграмме AFM большинство фигуративных точек исследуемых пород попадает в поле толеитовой серии, а остальные в известково-щелочную (рис. 3). Таким образом, по петрохимическим особенностям метабазиты обеих свит являются практически одинаковыми и представлены в основном низкоглиноземистыми толеитами. На петрохимической дискриминационной диаграмме геодинамических обстановок Т. Х. Пирса, большая часть фигуративных точек рассматриваемых амфиболитов располагается в поле континентальных рифтов и траппов (рис. 4). На основе таких же данных, полученных по амфиболитам ханмейхойской свиты, ранее высказывалось мнение о том, что метабазиты харбейского комплекса образовались в условиях платформенного режима [3]. Однако геохимические особенности амфиболитов этого не подтверждают. Действительно эти метабазиты имеют низкие значения глиноземистости, свойственные трапповым платформенным формациям. Однако такие же петрохимические особенности характерны для базальтовых пород, формировавшихся на ранней стадии развития островных дуг [9]. Поэтому мы полагаем, что изучаемые метабазиты харбейского комплекса образовались скорее всего именно в этих условиях. Как будет видно далее, это предположение подтверждают и геохимические характеристики амфиболитов обеих свит.

Особенности распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, в амфиболитах ханмейхойской (обр. 66/250, 56/224) и париквасьшорской (обр. 6/10, 10/19а, 15/29, 50/198) свит практически идентичны (рис. 5, а). Для этих спектров характерно преобладание тяжелых редких земель над легкими с хорошо выраженной положительной европиевой аномалией. Подобные характеристики распределения РЗЭ наблюдаются и в метapelитах париквасьшорской, свиты субстратом которых служит переотложенная кора выветривания метабазитов [2]. Проанализированные ханмейхойские амфиболиты были отобраны вблизи границы с парик-

Петрохимический состав амфиболитов париквасьшорской и ханмехойской свит, мас. %

Таблица 1

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	al ⁺	Na ₂ O / K ₂ O	K ₂ O / TiO ₂
48/183	43.35	1.61	15.57	4.69	8.16	0.28	14.49	4.33	3.31	0.38	0.27	0.56	8.7	0.2
50/196	50.81	1.23	15.61	4.48	7.34	0.18	8.13	4.93	1.2	1.26	0.4	0.78	0.95	1
50/197	50.36	1.38	11.2	4.75	5.27	0.2	10.66	12.77	1.06	0.22	0.28	0.54	4.8	0.15
50/198	49.97	2.06	12.14	7	6.3	0.23	7.2	11.17	1.54	0.22	0.39	0.6	7	0.1
50/199	51.03	1.68	14.42	3.6	6.9	0.2	8	7.73	2.39	1.61	0.21	0.77	1.4	0.95
56/223	53.19	1.68	13.98	5.21	5.73	0.16	5.56	8.29	3.37	0.96	0.18	0.84	3.5	0.57
57/227	46.48	1.64	17.42	5.14	7	0.19	6.73	8.03	3.95	0.55	0.27	1.08	7.1	0.33
57/231	43.12	1.65	19.16	4.9	7.76	0.33	7.03	8.84	3.58	0.31	0.19	0.97	11.54	0.18
58/233	46.5	1.1	16.58	4.02	4.27	0.16	8.83	12.02	2.8	0.28	0.42	0.62	10	0.17
61/237	45.51	1.63	13.49	6.02	6.73	0.24	9.32	11.13	3.29	0.44	0.12	0.64	7.4	0.2
61/238	53.91	1.55	13.24	6.08	3.52	0.14	5.87	12.03	1.38	0.09	0.3	0.86	15.3	0.05
65/244	45.37	1.56	14.15	4.15	7.23	0.22	11.76	9.51	3.2	0.3	0.26	0.61	10.66	0.19
70/254	47.84	1.64	13.14	8.84	2.15	0.15	9.32	11.13	3.29	0.44	0.12	0.64	7.4	0.2
77/275	48.06	1.81	14.95	3.4	10.63	0.28	6.46	9.01	2.76	0.47	0.25	0.72	5.8	0.2
93/342	51.37	1.38	13.64	4.12	6.3	0.27	5.38	11.57	3.83	0.41	0.06	0.86	9.3	0.29
5/5	54.95	1.44	12.66	3.96	8.16	0.16	8.71	3.92	3.06	0.68	0.4	0.6	4.5	0.47
12/24	41.5	0.97	17.77	5.1	8.04	0.25	12.33	7.13	2.27	0.21	0.1	0.7	10.8	0.21
13/25	47.43	1.81	14.68	2.23	10.37	0.1	10.2	5.01	2.75	0.37	0.17	0.62	7.4	0.2
15/29	38.49	1.52	16.37	5.08	7.65	0.41	16.65	6.7	2.4	0.56	0.55	0.55	4.2	0.36
5-15/49	48.74	1.48	16.62	5.32	4.26	0.23	13.67	6.2	1.01	0.22	0.19	0.71	5.3	0.14
5-9/30	43.67	1.52	13.28	4.7	8.14	0.26	7.5	14.93	2.68	0.32	0.17	0.65	8.3	0.2
5-3/16	50.18	1.11	14.32	4.52	7.01	0.21	8.71	7.67	3.58	0.23	0.09	0.68	15.50	0.20
5-16/53	42.78	1.34	10.97	4.88	8.17	0.3	13.3	8.47	1.69	0.58	0.15	0.82	2.9	0.43
5-13/32	48.46	6.62	10.66	7.51	11.64	0.28	5.99	5.74	3.48	0.1	0.39	0.42	34.8	0.01
5-23/65	43.74	1.53	17.33	5.53	5.31	0.2	8.63	12.15	2.62	0.31	0.29	0.89	8.4	0.2
525-1	46.78	1.43	15.63	11.41	3.98	0.35	11.23	4.36	1.94	0.21	0.29	0.4	6.6	0.14
406	49.06	2.09	13.91	9.63	7.63	0.22	6.56	4.44	3.73	0.27	0.96	0.58	13.8	0.1
1039a	47.2	1.91	15.86	9.36	5.7	0.21	7.17	5.94	4.51	0.26	0.3	0.71	17.34	0.18
1041	49.16	2.03	15.52	5.81	6.68	0.2	9	6.85	4.01	0.22	0.23	0.7	18	0.11
1044	50.24	1.59	16.21	7.35	4.6	0.22	7.63	5.11	4.92	0.26	0.14	0.8	18.9	0.16
1059-1	45.9	2.55	11.84	7.7	10.4	0.18	6.26	9.15	2.3	0.44	0.17	0.85	6.5	0.1
1060	48.92	1.67	15.94	4.9	6.69	0.3	7.06	8.51	3.02	0.35	0.21	0.8	1.6	2

Таблица 2

Содержание оксидов (мас.%), редких
и редкоземельных элементов (ppm) в амфиболитах
париквасышорской и ханмейхойских свит

Компонент	Из 1/6	61/237	66/250	5 -3/16	5-16/53	5-10/32	5-13/34	22/69
SiO ₂	48.2	45.51	48.67	50.18	42.78	40	51.13	47.54
TiO ₂	1.39	1.63	1.79	1.11	1.34	0.96	1.01	2.14
Al ₂ O ₃	16.87	13.49	13.26	14.32	10.97	8.88	15.51	16.76
Fe ₂ O ₃	3.46	6.02	4.15	4.52	4.88	3.73	4.07	5.05
FeO	6.3	6.73	7.76	7.61	8.17	8.73	6.34	7.41
MnO	0.21	0.24	0.19	0.21	0.3	0.26	0.18	0.24
MgO	9.8	8.83	9.04	8.71	13.2	23.32	7.37	8.22
CaO	6.42	12.02	10.27	7.67	8.47	5.4	8.1	8.24
Na ₂ O	3.85	2.8	2.32	3.58	1.69	0.2	4.49	3.05
K ₂ O	0.28	0.28	0.38	0.23	0.58	0.072	0.48	0.39
P ₂ O ₅	0.15	0.42	0.44	0.09	0.15	0.14	0.1	0.12
ППП	2.39	2.05	1.73	1.41	7.97	8.48	1.8	1.46
Сумма	100	100.02	100	99.64	100.5	100	100.6	100.6
al'	0.86	0.62	0.63	0.68	0.82	0.24	0.87	0.8
Na ₂ O / K ₂ O	13.75	10	6.1	15.5	2.9	2.8	9.3	7.8
K ₂ O / TiO ₂	0.2	0.17	0.2	0.2	0.43	0.07	0.47	0.18
La	6.77	0.89	0.3	1.27	3.03	2.26	6.03	9.82
Ce	15.8	2.47	0.91	3.85	9	5.93	13.4	21.4
Pr	2.1	0.4	0.14	0.71	1.41	0.9	1.72	2.73
Nd	9.8	2.29	0.72	4.4	7.97	4.79	7.47	11.8
Sm	3	0.88	0.26	1.84	3	1.69	2.18	3.39
Eu	1.11	0.3	0.44	0.74	0.3	0.17	0.25	1.34
Gd	3.98	1.24	0.47	3	4.1	1.94	2.58	4.45
Tb	0.56	0.19	0.089	0.52	0.61	0.27	0.34	0.66
Dy	3.02	1.12	0.61	3.22	3.47	1.53	1.83	3.93
Ho	0.63	0.24	0.17	0.77	0.73	0.32	0.38	0.82
Er	1.67	0.7	0.53	2.32	2	0.81	0.95	2.25
Tm	0.23	0.11	0.094	0.39	0.29	0.11	0.13	0.34
Yb	1.2	0.58	0.61	2.21	1.53	0.57	0.64	1.74
Lu	0.18	0.095	0.12	0.42	0.25	0.086	0.095	0.29
Rb	51.2	31.3	31	Не обн.	81.9	7.82	Не обн.	Не обн.
Cs	0.71	Не обн.	1.55	3.8	19.6	2.1	0.42	1.4
Sr	540	205	Не обн.	700	120	255	510	82
Ba	160	245	38	230	145	240	56	76
Sc	41	39.3	39.8	50.2	33	21.6	39.7	47.4
Cr	302.1	225.3	214.8	127.1	875.3	21000.6	217.5	267
Co	39.2	41.7	37.1	46	54.1	81.6	46.7	44
Ni	30	Не обн.	120	250	350	950	Не обн.	10
Sb	1.33	0.28	0.031	0.34	0.65	0.91	1.01	0.74
Th	0.2	3.18	0.63	1.18	0.062	0.98	0.71	0.36
U	2.12	5.78	0.7	2.22	2.39	0.18	0.44	1.21
Br	1.78	0.74	0.17	1.43	2.09	1.44	1.63	1.63
Hf	3	2.14	2.86	1.42	3.45	0.41	3.42	2.27
Ta	Не обн.	0.22	0.24	0.12	Не обн.	0.085	Не обн.	Не обн.
Zr	25	Не опр.	Не обн.	130	25	175	15	35

Продолжение табл. 2

Компонент	ПВА X2	5-13/32	5-14/46	5- 23/65	5-8/24	6/10	10/19A	B406
SiO ₂	48.82	48.46	50.06	43.74	49.76	54.05	47.68	49.06
TiO ₂	1.77	5.62	1.75	1.53	2.2	1.63	1.7	2.09
Al ₂ O ₃	14.92	10.66	13.60	17.33	15.95	15.6	15.18	13.91
Fe ₂ O ₃	5.59	7.51	5.08	5.53	4.53	4.00	4.22	9.63
FeO	6.71	11.64	6.9	5.31	7.2	6.22	6.75	7.63
MnO	0.25	0.28	0.24	0.2	0.22	0.12	0.18	0.22
MgO	10.97	5.99	9.5	8.63	7.38	5.38	7.56	6.56
CaO	5.12	5.74	7.74	12.15	6.2	6.27	7.04	4.44
Na ₂ O	3.82	3.48	4.00	2.62	3.79	3.29	4.43	3.73
K ₂ O	0.18	0.1	0.31	0.31	0.36	0.93	1.5	0.27
P ₂ O ₅	0.17	0.39	0.04	0.29	0.15	0.31	0.49	0.96
ППП	0.71	0.5	1.55	1.88	2.35	2.2	3.26	0.5
Сумма	99.3	100.99	100.8	99.52	100.1	100	99.00	99.00
al'	0.64	0.42	0.7	0.89	0.83	1	0.8	0.64
Na ₂ O / K ₂ O	21.2	34.8	14.4	8.7	10.5	3.53	2.95	13.8
K ₂ O / TiO ₂	0.1	0.01	0.2	0.2	0.16	0.57	0.88	0.1
La	2.11	8.65	6.59	16	8.66	0.83	0.6	8.08
Ce	4.67	22.2	14.8	30.2	20.3	1.85	1.6	20.1
Pr	0.62	3.3	1.9	3.32	2.91	0.24	0.25	3
Nd	2.89	17	8.07	12.5	13.6	1.07	1.36	14.7
Sm	0.87	5.64	2.44	3.18	4.13	0.33	0.5	4.98
Eu	0.67	2.23	1.07	1.26	1.25	0.64	0.99	1.69
Gd	1.41	7.7	2.97	3.98	5.47	0.67	0.71	6.6
Tb	0.24	1.17	0.43	0.56	0.8	0.13	0.11	1
Dy	1.7	7	2.31	3	4.52	1	0.7	5.9
Ho	0.4	1.54	0.46	0.63	0.98	0.28	0.16	1.29
Er	1.25	4.28	1.2	1.67	2.53	0.97	0.44	3.5
Tm	0.21	0.61	0.17	0.23	0.36	0.19	0.065	0.51
Yb	1.27	3.47	0.83	1.22	1.76	1.29	0.38	2.75
Lu	0.23	0.54	0.13	0.18	0.29	0.27	0.062	0.45
Rb	30.7	Не обн.	Не обн.	134.8	29.6	19	26.1	5.41
Cs	2.42	"	"	1.16	Не обн.	Не обн.	2.45	1.99
Sr	360	330	130	905	145	860	305	1030
Ba	260	135	82	120	215	Не обн.	330	805
Sc	32.9	43.1	33.2	34.5	45.4	27.8	32.9	54.5
Cr	34	25.6	511.5	171.6	249.2	1.41	74.3	27.9
Co	27.5	43.1	66.9	43.2	35.7	28	27.4	43.5
Ni	Не обн.	120	180	40	300	20	Не обн.	Не обн.
Sb	0.6	0.64	0.31	3.47	0.46	4.58	6.85	5.57
Th	0.15	0.35	1.36	1.79	0.1	1.56	0.21	2.38
U	29.3	1.15	0.33	1.31	0.44	9.23	0.61	7.2
Br	0.4	2.61	2.08	1.31	0.53	0.65	1.17	13.4
Hf	2.65	9.65	4.22	2.99	4.17	1.61	2.53	3.69
Ta	Не обн.	1.02	0.37	0.31	1.23	0.33	Не обн.	Не обн.
Zr	"	15	35	25	400	Не опр.	Не опр.	370

васьшорской свитой в обнажениях руч. Киргизшор (см. рис. 1). Из этих же обнажений был исследован образец под номером 61/237, в

Окончание табл. 2

Компонент	15/29	56/224	50/198	87/301	ПВГ35-27	ПВГ36-30
SiO ₂	38.49	43.56	49.97	47.68	48.39	49.58
TiO ₂	1.52	1.78	2.06	1.39	1.72	1.67
Al ₂ O ₃	16.37	17.42	12.14	15.16	13.29	14.34
Fe ₂ O ₃	5.08	6.52	7	4.82	4.47	4.24
FeO	7.65	7.13	6.3	8.14	7.79	6.34
MnO	0.41	0.28	0.23	0.23	0.2	0.16
MgO	16.65	7.36	7.2	9.69	8.2	7.25
CaO	6.7	11	11.17	4.56	10.69	10.82
Na ₂ O	2.4	2.32	1.54	2.68	2.67	3.44
K ₂ O	0.56	0.21	0.22	2.24	0.38	0.36
P ₂ O ₅	0.55	0.39	0.39	0.35	0.14	0.15
ППП	3.62	2.02	1.77	3.08	2.07	1.66
Сумма	100.00	99.99	99.99	100.02	100	100
al'	0.55	0.8	0.6	0.67	0.8	0.64
Na ₂ O / K ₂ O	4.2	11	7	1.2	9.5	9.55
K ₂ O / TiO ₂	0.36	0.11	0.1	1.6	0.22	0.21
La	0.74	0.79	0.39	8.08	3.66	6.47
Ce	1.64	1.88	0.99	15.9	10.4	15.2
Pr	0.22	0.26	0.15	1.73	1.7	2.07
Nd	0.98	1.21	0.77	6.74	9.2	9.3
Sm	0.3	0.4	0.26	1.7	3.42	2.95
Eu	0.43	2.1	1.19	0.71	1.1	1.73
Gd	0.71	0.81	0.45	2.03	5.6	4.98
Tb	0.15	0.17	0.078	0.31	0.95	0.84
Dy	1.19	1.3	0.91	1.77	6.17	5.48
Ho	0.36	0.37	0.13	0.38	1.57	1.36
Er	1.33	1.38	0.4	1.03	4.78	4.23
Tm	0.26	0.27	0.066	0.15	0.75	0.67
Yb	1.89	1.87	0.43	0.8	4.53	4.22
Lu	0.46	0.43	0.076	0.13	0.83	0.72
Rb	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	16.8	Не обн.
Cs	8.06	"	"	0.58	3.36	"
Sr	140	345	200	255	1405	675
Ba	260	Не обн.	180	195	190	38
Sc	25.9	47.8	35.2	37.8	45.8	44.8
Cr	11.6	222.4	365	143.1	282.6	235.2
Co	23.8	38.4	40.4	35.6	43.8	33.3
Ni	Не обн.	260	40	50	740	Не обн.
Sb	0.096	0.044	0.058	0.097	2.04	2.88
Th	2.12	0.039	0.27	2.86	1.46	0.078
U	16.9	2.39	6.61	3.22	1.1	2.6
Br	0.15	0.88	0.52	1.3	Не обн.	7.94
Hf	5.3	3.78	1.04	1.09	1.64	0.36
Ta	Не обн.	0.5	0.13	0.31	1.8	Не обн.
Zr	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	85	30

котором отмечается совершенно другое распределение РЗЭ, а именно пониженное содержание как легких, так и тяжелых элементов с плохо

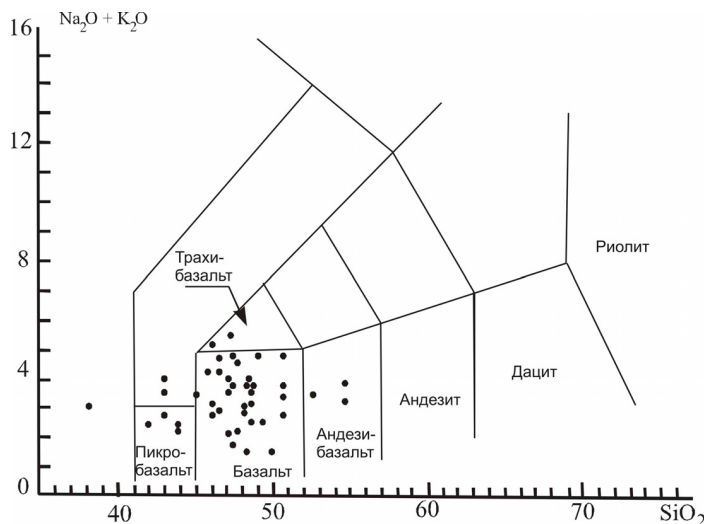


Рис. 2. TAS-диаграмма. Точками обозначены данные химических составов метабазитов париквасьшорской и ханмейхойской свит (то же на рис. 3, 4).

выраженной отрицательной европиевой аномалией (рис. 5, б). Кроме того, в данном метабазальте отмечается самое низкое содержание редких земель. О неоднородности метоморфизованных базальтов

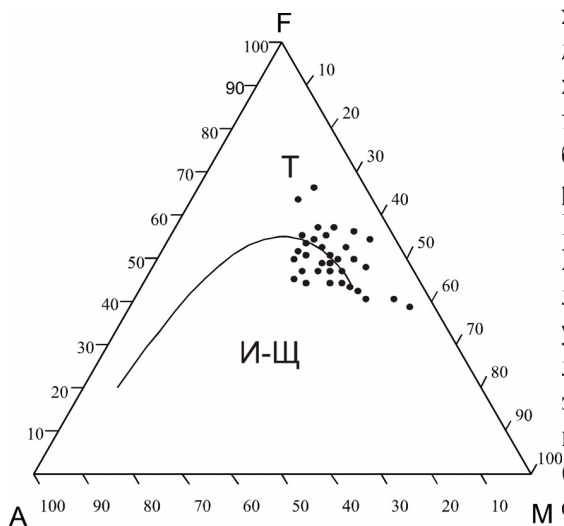


Рис. 3. Диаграмма АФМ с кривой границы составов толеитовой и известково-щелочной серий по Т. Ирвину и В. Баргу.

ханмейхойской свиты свидетельствуют петрохимические характеристики амфиболитов, отобранных в левом борту р. Харбей, вблизи устья руч. Париквасьшор (обр. ПВА Х2). Характер распределения РЗЭ в спектрах указывает на накопление легких и тяжелых элементов с положительной европиевой аномалией (см. рис. 5, а). Таким образом, на основании сходства спектров РЗЭ амфиболитов париквасьшорской и ханмейхойской

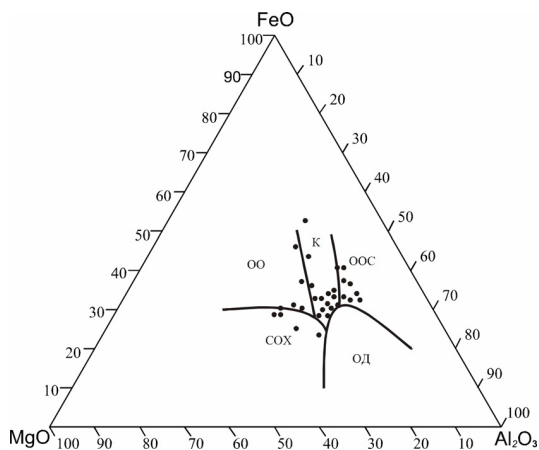


Рис. 4. Дискриминационная диаграмма $\text{Mg}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ геодинамических обстановок формирования метабазитов париквасьшорской и ханмейхойской свит: К — континентальных рифтов и траппов; ОО — океанических островов; СОХ — срединно-океанических хребтов; ОД — островных дуг; ООС — океанических островов в зоне спрединга.

как предполагают некоторые исследователи, протекал не в условиях режима, близкого платформенному [3], а скорее всего в условиях заложения островной дуги на океанической коре. Платформенному режиму накопления осадков противоречит также наличие флишевых текстур в париквасьшорской свите, обусловленных ритмичным чередованием метапелитов и метапесчаников (рис. 6). Наличие флиша, как известно, характерно для сейсмоактивных зон.

Некоторые особенности спектров распределения редкоземельных элементов характерны и для амфиболитов париквасьшорской свиты, обнаруживаемых в разных ее участках. Обращают на себя внимание образцы, взятые из амфиболитов самого представительного разреза на руч. Киргизшор, где наиболее широко развиты метабазиты, переслаивающиеся с метаосадочными породами. Несмотря на их близкое территориальное расположение с амфиболитами ханмейхойской свиты и на их предполагаемый единый магматический источник, как в случаях описанных выше, спектры распределения РЗЭ у образцов ПВГ 35-27 и ПВГ 36-30 имеют совершенно другие особенности (рис. 7, а). Вданных

свит можно с уверенностью констатировать, что некоторые блоки амфиболитов, находящиеся в метаосадочных толщах, представляют собой тектонические отторженцы подстилающих метабазитов ханмейхойской свиты. Ортопороды этой свиты характеризуются длительным многоэтапным становлением, на что указывают различия спектров редких земель, отражающие неоднородность мантийного источника базальтов. Базальтовый магматизм,

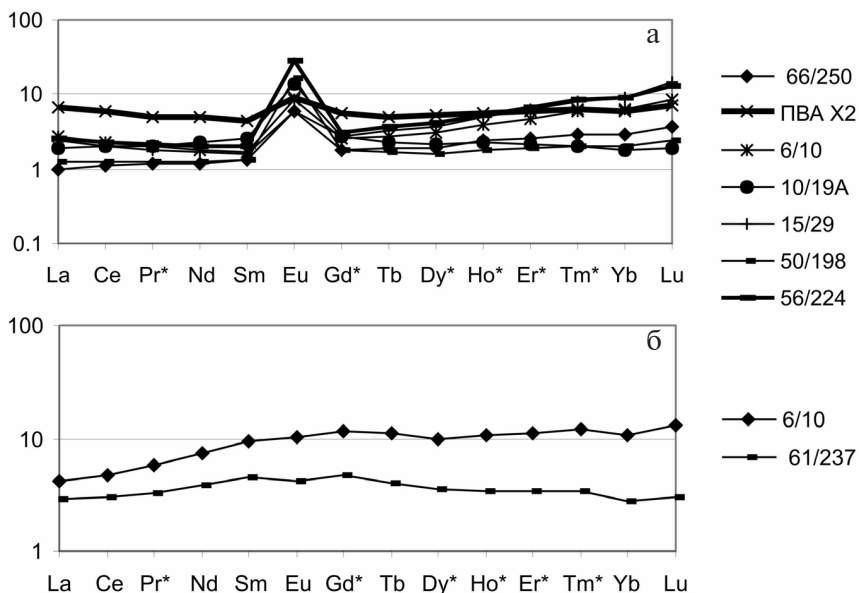


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ, нормированных по хондриту [10] в амфиболитах париквасьшорской и ханмейхойской свит. Объяснение в тексте.

спектрах отмечается незначительное преобладание тяжелых элементов над легкими, слабовыраженная и разнонаправленная европиевая аномалия. Характер распределения РЗЭ в спектрах амфиболитов образца 5-3/16 (р. Парноеган) подобен распределению данных элементов для MORB (см. рис. 5, б). Эти различия спектров свидетельствуют, вероятно, об одновременном образовании амфиболитов, о многоэтапном формировании базитовой толщи ханмейхойской свиты, фрагменты которой в виде тектонических отторженцев расположены в пределах париквасьшорской свиты. Другие данные говорят о том, что пласты амфиболитов, находящиеся в разных участках париквасьшорской свиты, но с идентичными спектрами редких земель, являются растащенными будинами когда-то единого протяженного блока метабазитов. На рис. 7, б видно, что амфиболиты, отобранные в северо-западной пограничной зоне париквасьшорской свиты и в районе верховья р. Парноеган, имеют одинаковые редкоземельные спектры. Для спектров данных пород характерно резко пониженное содержание легких и тяжелых элементов в сочетании с хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией. Геохимические характеристики свидетельствуют о едином исходном субстрате пород, составлявших когда-то единое тело, фрагменты которого находятся в данное время на большом



Рис. 6. Флишеидные текстуры в парасланцах париквасьшорской свиты (р. Парноеган).

метабазитов не имеют различий. Спектры распределения редких земель в амфиболитах, отличающихся высокой концентраций данных элементов, также практически идентичны (рис. 7, г) и характеризуются количественным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми, а также плохо выраженной европиевой аномалией. Исключением является образец 5-8/4, в спектре которого европиевый минимум проявлен хорошо, что может быть объяснено прошедшими в породе процессами альбитизации. Особенности распределения РЗЭ в спектрах и их повышенное содержание говорят о самом позднем этапе базальтового магматизма, проходившего скорее всего в тектонических условиях уже более зрелой стадии развития островной дуги.

Таким образом, чтобы восстановить геологическую историю харбейского комплекса и представить, в какой геодинамической обстановке развивался базальтовый магматизм, требуется в дальнейшем более подробное и обстоятельное изучение геохимических особенностей амфиболитов ханмейхойской свиты, представленных в виде хорошо обнаженных и непрерывных разрезов в бассейне р. Харбей.

Для восстановления геодинамических обстановок применялись дискриминационные диаграммы Th/Yb-Ta/Yb ; Hf/3-Th-Ta и Cr-

расстоянии друг от друга. Подобная ситуация отмечается также в метабазитовых пластах, расположенных в районе оз. Возейты (обр. 5-13/32) и в среднем течении р. Парноеган (обр. 406; рис. 7, в.). Здесь отмечаются небольшое превышение содержания легких редкоземельных элементов относительно тяжелых и отсутствие европиевой аномалии. Среди париквасьшорских амфиболитов выделяется относительно большая группа этих пород с повышенным содержанием редких земель, в которых сумма данных элементов составляет 38.00–85.33 г/т, в отличие от остальных амфиболитов (5.6–37.69 г/т). При этом петрохимические особенности данных двух групп

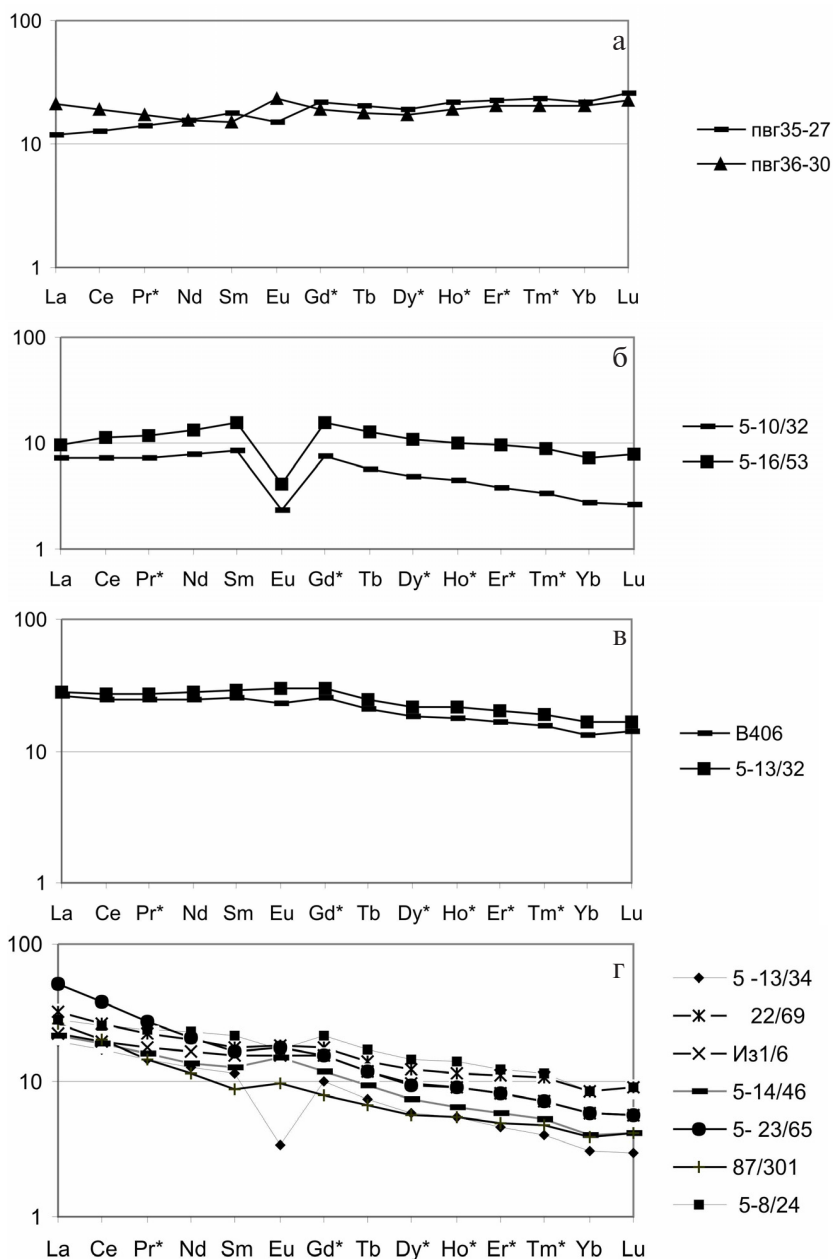


Рис.7. Спектры распределения РЗЭ, нормированных по хондриту [10], в амфиболитах париквасьюрской свиты. Объяснения в тексте.

Ce/Sr [7]. На данных диаграммах фигуративные точки метабазитов париквасьшорской и ханмейхойской свит находятся в поле вулканических дуг (в редком случае СОХ; рис. 8, а, б), а также активных континентальных окраин (рис. 8, в), что свидетельствует о базальтовом магматизме, проходившем в условиях деструктивных конвергентных обстановок. Таким образом, геохимические характеристики амфиболитов харбейского комплекса в сочетании с геологическими данными подтверждают ранее высказанное другими исследователями предположение о существовании в позднем докембрии островной дуги на Полярном Урале [7, 8].

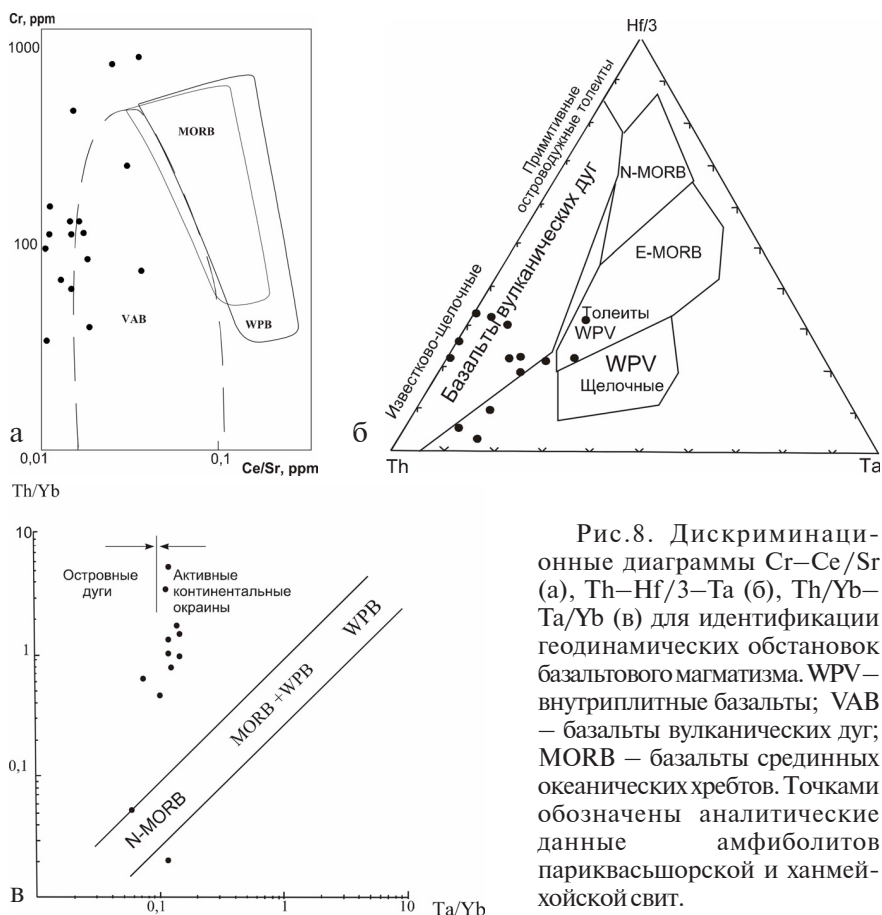


Рис.8. Дискриминационные диаграммы Cr—Ce/Sr (а), Th—Hf/3—Ta (б), Th/Yb—Ta/Yb (в) для идентификации геодинамических обстановок базальтового магматизма. WPV — внутриплитные базальты; VAB — базальты вулканических дуг; MORB — базальты срединных океанических хребтов. Точками обозначены аналитические данные амфиболитов париквасьшорской и ханмейхойской свит.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афонькин М. М.* Некоторые структурные особенности париквасьшорской свиты (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы XIV науч. конф. Сыктывкар, 2005. С. 16–18.
2. *Голубева И. И., Махлаев Л. В., Афонькин М. М.* Докембрийские ильменит-содержащие метapelиты севера Урала и Таймыра // Метаморфизм и геодинамика. Екатеринбург, 2006. С. 21–25.
3. *Душин В. А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
4. *Кузнецова Н. С.* Петрологическая характеристика мафитов харбейского комплекса // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы XIV науч. конф. Сыктывкар, 2005. С. 80–85.
5. *Кузнецова Н. С.* Новый район развития раннедокембрийских образований на севере Урала // Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Т.4. Апатиты, 2005. С.148–149.
6. *Ленных В. И.* Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984. С. 21–42.
7. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: Недра, 1991. 203 с.
8. *Ремизов Д. Н.* Петролого-геодинамическая модель Тимано-Североуральского региона // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 14–21.
9. *Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В. и др.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 274 с.
10. *Bjenton W. V.* Geochemistry of rare earth elements meteorit studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P. 63–114.

ГРАНИТОИДЫ ХАРБЕЙСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О. В. Удоратина, В. А. Капитанова, В. Л. Андреичев

Гранитоиды Харбейского массива известны с середины прошлого века благодаря работам С. Г. Караченцева [3, 4], Т. К. Кожиной [5], Ю. Е. Молдаванцева [9, 10], В. Н. Охотникова [6, 12, 13], Л. В. Махлаева [8] и многих других. Эти породы достаточно хорошо изучены в связи с развитием в них вольфрам-молибденового оруденения [2, 7]. Тем не менее существует ряд вопросов, которые вызывают интерес к ним и поныне.

В. Н. Охотников считал гранитоиды Харбейского массива петротипом харбейского комплекса, который он помещал в полярноуральский ряд комплексов раннего ордовика [13]. Согласно последней утвержденной схеме корреляции к полярноуральской серии карт (М. А. Шишкин и др., 1999) они сейчас относятся к полярноуральскому комплексу с неопределенным геохронологическим положением [6].

Гранитоидные тела, объединяемые в полярноуральский комплекс, распространены в области развития доуралид Центрально-Уральской зоны Полярного Урала. Структурно большинство тел приурочено к Харбейскому блоку. Наиболее крупные из них располагаются в центре блока в бассейнах рек Лонготьюган и Б. Харбей, более мелкие – в долине р. Б. Ханмей к югу от Париквасышорского и к северу от Марункеуского и Лаборовского жестких выступов в долинах рек Лаптаяха и Байдарата [13]. Как правило, гранитоиды образуют самостоятельные (в основном согласные) пластовые залежи или линзовидные тела мощностью от 0.2 до 1 км, реже встречаются тела изометричной формы. Состав гранитоидов достаточно разнообразен, в нем отмечаются лейкограниты, аляскиты и плагиограниты, а также плагиогранит-порфиры, плагиогранит-аплиты, гранит-порфиры и аплиты [14]. Нередко гранитоиды метаморфизованы (не выше уровня зеленосланцевой фации) и интенсивно катаклазированы.

Нами исследовались особенности геолого-структурного положения, петрографические, петрогеохимические и изотопно-геохимические характеристики одной из наиболее рудоносных (Mo-W) интрузий гранитоидов полярноуральского комплекса – Харбейского массива, располагающегося в верховье р. Б. Харбей и приуроченного к своду мелкой одноименной поперечной антиклинали (рис. 1). Геолого-петрографическая характеристика гранитоидов достаточно полно отражена в работе В. Н. Охотникова [13] и здесь дается вкратце.

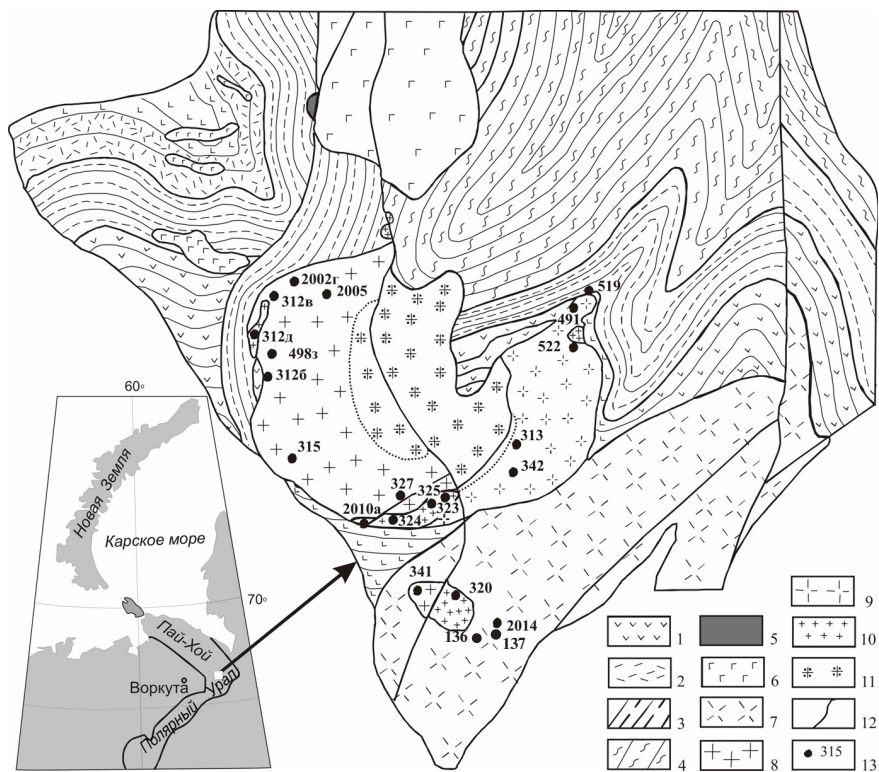


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (составлена В. Н. Охотниковым, 1972)

1 – порфириты; 2 – липаритовые порфиры; 3 – углистые, углисто-глинистые сланцы $\text{Є}_3\text{ог}_1$; 4 – серицитокварцевые сланцы $\text{Є}_3\text{ог}_2$; 5 – гипербазиты; 6 – габбро-диабазы; 7 – кварцевые диориты (плагноклаз-амфиболовые гнейсы); 8 – граниты крупнозернистые; 9 – граниты аляскитовые крупнозернистые; 10 – плагилейкограниты мелкозернистые, плагилейкогранит-порфиры; 11 – граниты микроклинизированные; 12 – дизъюнктивные нарушения; 13 – точки отбора проб.

Приведенные ниже аналитические данные были получены инструментальным нейтронно-активационным, рентгенорадиометрическим (ГЕОХИ РАН), химическим, рентгенофлуоресцентным, количественным спектральным и Rb-Sr методами (ИГ Коми НЦ УрО РАН). Для исследований использовались образцы из коллекции В. Н. Охотникова (архив Института геологии Коми НЦ УрО РАН).

Геолого-петрографическая характеристика массива. Харбейский массив представлен несколькими разобщенными телами и располагается в верховье р. Б. Харбей (руч. Молибденитовый, Сланцевый, Свинцовый). Главное тело диаметром 1.6 км, сложенное лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, имеет в плане изометричную (чашеобразную) форму (рис. 1) [13].

Вмещающими породами служат метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи верхнерифейской няровейской серии, углистые и серицит-кварцевые сланцы верхнекембрийской орангской свиты [12]. Породы массива имеют резкие и четкие контакты с вмещающими толщами.

Центральная часть массива сложена лейкократовыми гранитами, представляющими собой породы главной фазы, и занимает до 50 % видимой его площади. На долю аляскитовых гранитов, расположенных в юго-восточной части массива, приходится до 25–30 %. Аляскитовые и лейкократовые граниты пересечены многочисленными ветвящимися жилами и штокообразными телами мелкозернистых светло-серых плагиогранитов, которым принадлежит до 20–25 % площади. Они располагаются в южной части массива, а еще южнее образуют самостоятельное тело изометричной формы. Плагиограниты развиты в зоне контакта и рассматривались ранее в составе гибридных фаций [13]. С плагиогранитами нередко ассоциируются микропегматитовые граниты. В отличие от более ранних гранитов они не образуют самостоятельных тел и обычно встречаются в жилах совместно с мелкозернистыми плагиогранитами, являясь их фациальной разновидностью. В них в большом количестве присутствуют обломки лейкократовых и аляскитовых гранитов. В крупнозернистых гранитах наблюдается густая сеть мелких трещин, выполненных микрозернистыми плагиогранитами [12, 13]. С ними тесно связаны гранит-аплиты, слагающие апофизы штокообразных тел мелкозернистых плагиолейкогранитов и составляющие жильную серию, занимающую в объеме 5–7 % от площади массива. Характерно зональное строение линзовидных и более крупных (мощностью 0.2–1.5 м) жильных тел, в которых

заметно отчетливое обособление зерен мусковита, кварца и рудных минералов вдоль зальбандов. С плагиоаплитами, плагиогранит-порфирами и гранит-аплитами непосредственно связаны рудные кварцевые жилы, содержащие сульфидную (пирротин, шеелит, молибденит, сфалерит, галенит, халькопирит) минерализацию. Количество рудных скоплений прямо пропорционально количеству и площади распространения мелкозернистых гранитов и связанных с ними жильных тел [12, 13]. Петрографическая характеристика типов гранитоидов приведена в табл. 1, примеры микроструктур, типичных для гранитоидов, показаны на рис. 2.

Петрогеохимическая характеристика пород. По петрохимической классификации (табл. 2) породы, слагающие Харбейский массив, относятся к семействам гранитов и лейкогранитов нормального и умеренно-щелочного рядов.

Семейство гранитов представлено *плагиогранитами (трондьемитами)*. Количество кремнезема в них достигает 74–78 мас. %, содержание глинозема колеблется от 11 до 14, а в среднем находится

Таблица 1

Петрографическая характеристика гранитоидов
Харбейского массива

Породы	Цвет, текстура, структура	Структура	Минералы основной ткани	
			породообразующие (об. %)	акцессорные и рудные
Лейкократовые граниты	Светлые (бело-серые) среднезернистые массивной текстуры	Гранитовая бластогранитная	Кварц (25–30), альбит An_{8-9} (35–40), ортоклаз (28–30), мусковит и биотит (1–3)	Циркон, титанит, алланит, апатит, гранат, галенит, пирит
Аляскитовые граниты	Мясо-красные мелко- и среднезернистые массивные	Гипидиоморфно-зернистая	Кварц (21–25), альбит-олигоклаз (32–38), ортоклаз (38–42), мусковит (до 3), биотит	Алланит, циркон, титанит, гранат, эпидот, галенит, халькопирит, молибденит
Плагиограниты	Серые мелкозернистые массивные	Гранобластовая	Альбит An_{6-7} (70–75), кварц (20–25), мусковит (3–5), биотит	Алланит, титанит, циркон, ортоклаз, эпидот, турмалин, магнетит, лимонит, рутил, галенит
Плагиогранит-порфиры, Плагиоаплиты Гранит-аплиты	Зеленовато-серые порфировые, мелкозернистые массивные Розовые мелкозернистые массивные	Гранобластовая микрогранитная	Альбит An_{6-7} (65–70), кварц (30), мусковит и биотит, ортоклаз	Алланит, титанит, циркон, апатит, лейкоксен, магнетит, галенит

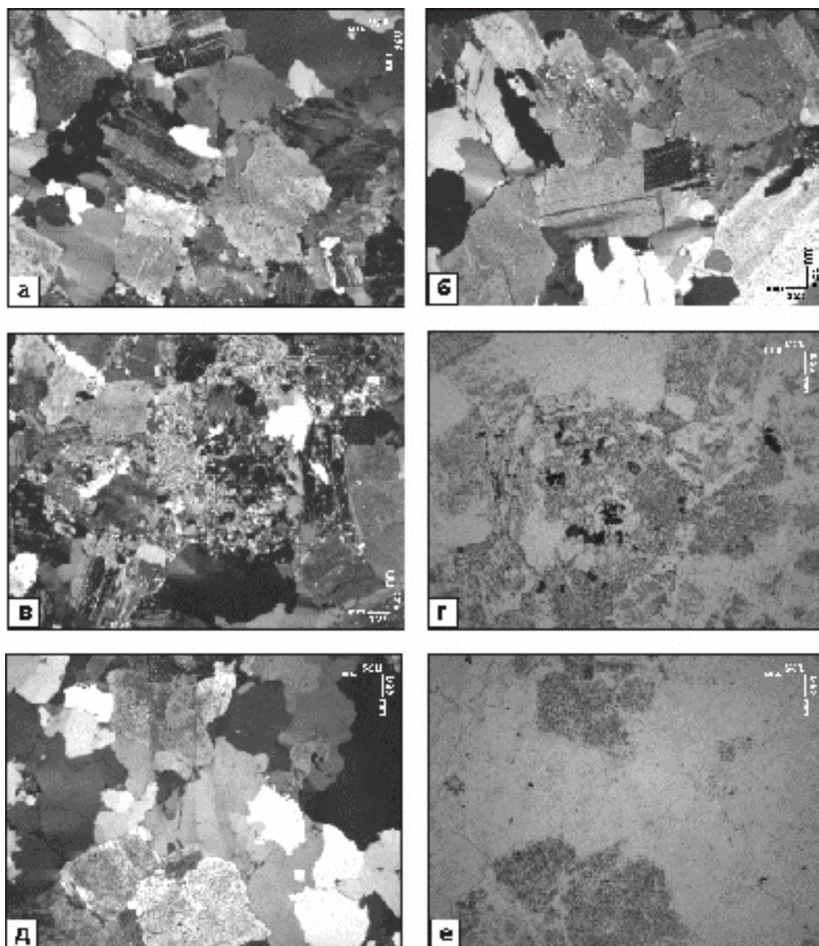


Рис. 2. Примеры микроструктур гранитоидов (а, б — гранитная) и соссюризации зерен плагиоклаза (в—е). Снимки г, е сделаны при параллельных, остальные — при скрещенных николях.

на уровне 12 мас. %. Породы относятся к субщелочным гранитам (K_2O+Na_2O не менее 8) калиево-натриевого типа щелочности (K_2O/Na_2O равно 1).

В *плагιοгранитах* на долю кремнезема приходится в среднем 76 мас. % при изменении содержания глинозема от 11.3 до 14.5 мас. % и резком преобладании натрия над калием в количественном отношении. В *плагιοаплитах* и *микродиоритах* эти тенденции сохраняются.

Таблица 2

Химические составы и петрохимические характеристики гранитоидов Харбейского массива

Компо- ненты	341	320	324	522	312д	2010а	315	4983	2005	327	313	342	312б	323	491	136	137	267	761	325	2002г	2014	312в	519
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	74.54	76.67	78.4	78.3	76.21	78.82	74.5	77.4	73.36	73.87	74.19	75.5	75.64	76.95	79.1	76.1	77.74	74.52	75.04	76.52	76.69	77.9	71.32	78.2
TiO ₂	0.03	0.1	0.07	0.02	0.1	0.5	0.09	0.1	0.2	0.2	0.1	0.03	0.18	0.1	0.02	0.02	0.019	He обн.	0.08	0.1	0.1	0.15	0.02	
Al ₂ O ₃	14.48	12.91	11.3	11.3	12.98	11.63	12.9	11.6	12.76	13.89	13.17	12.56	12.17	11.47	11.9	12.82	13.45	13.9	13.7	12.21	12.23	12.04	12.46	11.9
Fe ₂ O ₃	0.36	0.22	0.73	0.58	0.29	0.53	0.94	0.52	0.73	0.52	0.26	1.18	0.15	0.33	0.4	0.85	0.61	1.21	1.4	0.8	0.08	0.08	0.31	0.72
FeO	0.63	0.55	0.31	0.19	0.79	0.3	0.56	0.32	1.48	1.16	1.04	0.43	1.32	0.7	0.28	0.42	0.35	1.26	0.9	0.53	0.75	1.04	3.88	0.29
MnO	0.03	0.01	0.01	0	0.01	He обн.	0.02	0.02	0.04	0.027	0.01	0.03	0.03	0.01	0	0.01	0.01	0.03	0.015	0.02	0.03	0.01	0.06	0.01
MgO	0.39	0.07	He обн.	He обн.	0.08	"	0.65	0.28	0.4	0.1	0.05	0.08	0.4	0.05	0.22	0.07	0	0.79	0.68	0.2	0.26	0.08	0.41	He обн.
CaO	0.57	0.59	0.21	0.11	0.59	0.24	0.79	0.85	0.87	0.24	0.71	0.43	0.87	1.04	0.29	0.52	1.12	0.91	0.56	0.64	0.71	0.71	2.03	0.11
Na ₂ O	6.43	7.5	4.47	4.47	7.14	7.16	4.51	5.05	3.96	4.84	4.88	4.72	3.71	4.54	6.61	4.32	4.42	2.95	3.07	5.8	4.72	4.12	6.47	4.34
K ₂ O	1.42	0.81	4.02	4.22	0.8	0.13	3.98	2.91	4.44	4.17	4.32	4.31	4.1	3.2	0.75	4.32	4.36	4.05	4.54	2.21	3.12	3.22	0.39	3.86
P ₂ O ₅	0.1	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.08	He обн.	Сл.	0.213	0.01	0.12	0.02	0.01	0.07	0.027	0.133	0.1	0.06	0.16	0.01	0.01	Сл.	0.03
ППП	0.61	0.47	0.79	0.84	0.68	0.29	1.55	1.29	1.37	0.53	0.56	0.51	1.04	0.85	0.58	0.48	1.13	0.84	0.7	0.8	0.65	0.36	0.99	0.81
H ₂ O [*]	—	—	0.08	0.13	—	—	0.13	0.03	—	—	—	—	—	—	0.06	0.09	0.12	—	—	—	—	—	—	0.08
CO ₂	—	—	0.21	0.12	—	—	0.68	0.7	—	—	—	—	—	0.26	0.27	0.7	—	—	—	—	—	—	—	0.26
Rb ₂ O	—	—	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.01
SO ₃	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.59	99.91	100	100	99.68	99.62	100	100	99.61	99.76	99.3	99.9	99.63	99.27	100	99.54	100	100.47	100.66	99.97	99.35	99.67	99.78	100
Na ₂ O+K ₂ O	7.85	8.31	8.49	8.69	7.94	7.29	8.49	7.96	8.4	9.01	9.2	9.03	7.81	7.74	7.36	8.64	8.78	7	7.61	8.01	7.84	7.34	6.86	8.2
Na ₂ O/K ₂ O	4.5	9.3	1.1	1.05	8.9	55	1.1	1.7	0.9	1.16	1.13	1.09	0.9	1.41	8.8	1	1.01	0.73	0.67	2.62	1.51	1.27	16.5	1.12

Примечание. Цифры в головках табл. 2 и 3: первый ряд — номера образцов, второй ряд — породы: 1–4 — грандиомиты, 5–6 — платиноаплиты, 7–8 — граниты, 9–19 — лейкограниты и аляскиты, 20 — микрогранит, 21–23 — гранит-порфиры, 24 — аплит.

Таблица 3
Содержание редких и редкоземельных
элементов в гранитоидах
Харбейского массива, г/т

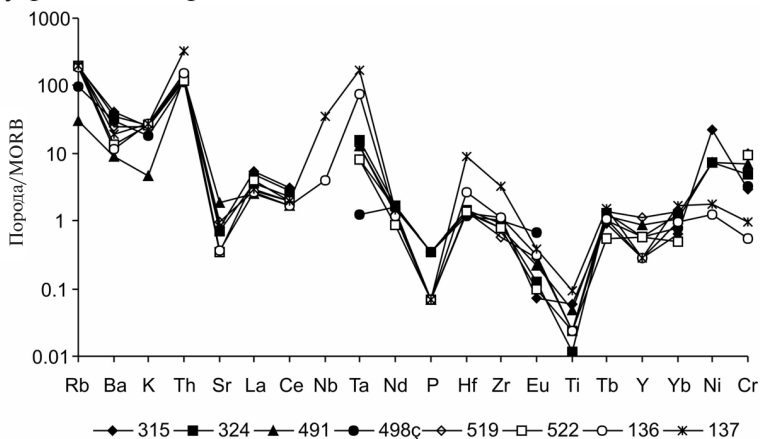
Элемент	324	522	315	498с	491	136	137	519
	3	4	7	8	15	16	17	24
La	10.80	12.00	16.2	14.4	7.62	7.76	8.77	8.56
Ce	23.00	20.00	30.3	27.8	17.0	16.9	19.4	19.2
Pr*	3.01	2.10	3.28	3.24	2.27	2.24	2.52	2.6
Nd	13.20	7.11	12.0	12.6	10.4	9.6	11.3	11.8
Sm	3.78	1.67	3.01	3.28	3.21	2.78	3.35	3.52
Eu	0.15	0.12	0.086	0.79	0.27	0.38	0.47	0.34
Gd*	5.58	2.36	4.29	4.52	4.99	4.7	6.32	5.81
Tb	0.93	0.39	0.65	0.71	0.82	0.76	1.1	0.99
Dy*	6.00	2.57	4.1	4.5	5.22	4.88	7.41	6.5
Ho*	1.45	0.60	0.32	1.07	1.28	1.19	1.85	1.62
Er*	4.47	1.80	2.71	3.02	3.92	3.52	5.9	4.99
Tm*	0.68	0.28	0.43	0.47	0.61	0.55	0.98	0.8
Yb	4.28	1.71	2.25	2.74	3.7	3.31	6.0	4.8
Lu	0.71	0.30	0.41	0.47	0.64	0.58	1.13	0.9
(La/Yb) _N	1.70	4.73	4.85	3.54	1.38	1.58	0.98	1.2
Eu/Eu*	0.10	0.18	0.07	0.63	0.21	0.32	0.31	0.23
Cs	2.22	1.73	2.34	1.02	1.29	4.45	4.79	1.41
Ba	415	160	480	365	110	140	225	290
Sc	2.53	1.89	2.1	2.01	2.01	2.69	2.2	2.29
Cr	14.40	27.10	8.35	9.55	19.7	1.56	3"	28.4
Co	0.80	1.04	1.03	1.83	0.47	3.21	6.55	0.54
Ni	10	3.7"	30	7.9"	10	130	2"	6.7"
Zn	20	10	20	30	50	10	70	50
Se	5.26	4.51	2.18	4.73	4.01	1.88	8.15	3.75
As	0.36	1.93	2.7	3.46	12.2	4.5	8.84	3.07
Sb	—	0.77	0.054	0.27	0.035	0.13	0.29	0.28
Th	28.10	23.20	24.0	23.0	26.0	31.0	65.4	26.7
U	4.76	0.95	0.54	1.36	1.44	3.5	4.52	3.25
Br	1.81	0.42	1.08	0.25	—	—	—	1.17
Hf	3.69	3.46	3.28	2.89	3.27	6.69	22.5	3.51
Ta	2.65	1.35	1.36	0.21	2.19	12.7	29.1	2.13
Au	0.003	—	0.007	—	—	—	—	0.015
Rb'	160	190	180	60	10	150	260	180
Sr'	50	—	70	40	20	10	10	30
Y'	20	20	10	20	30	85	26	40
Zr'	80	70	100	90	70	37	150	50
F"	50	40	80	170	50	110	810	60
Be"	2.4	2.9	2.8	1.8	1.7	3	5	5.4
Ga"	—	23	—	15	16	19	27	19
Cu"	4.5	6.3	—	—	7.7	1.5	2	7
V"	6.8	—	19	10	—	1	1.8	—
Nb"	17	21	13	13	16	120'	50'	18
Pb"	—	19	—	—	—	—	—	11

Примечание. Определения выполнены в ГЕОХИ РАН инструментальным нейтронно-активационным (звездочкой отмечены данные, полученные экстраполяцией) и рентгенорадиометрическим (отмечены апострофом) методами (Г. М. Колесов, Д. Ю. Сапожников, А. Лоренц). Двойным апострофом указаны определения, выполненные в ИГ Коми НЦ УрО РАН количественным спектральным методом (Т. В. Якимова, Р. С. Арасланова).

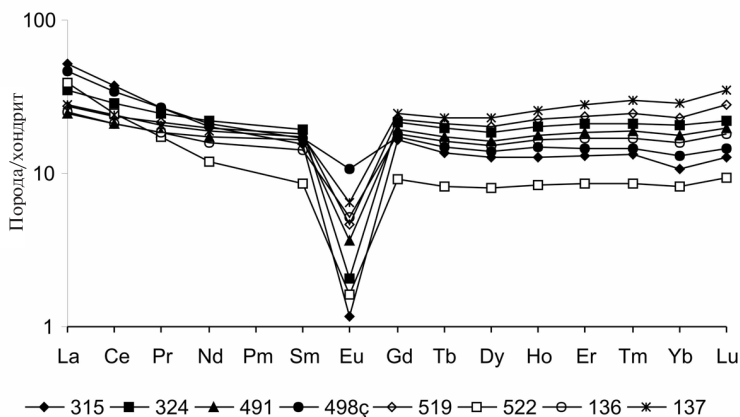
В лейкократовых и аляскитовых гранитах, а также в аплитах и гранит-порфирах количество кремнезема находится в пределах 73–79 мас. %, глинозема — на уровне 12 мас. % при равном содержании щелочей.

Состав редких элементов был определен в лейкогранитах и аляскитах, составляющих основной объем массива, а также в гранитах и аплитах (табл. 3). Спектры лейкократовых и аляскитовых гранитов показали достаточно большое содержание всех редких элементов с преобладанием крупноионных над высокозарядными (рис. 3). Для этих пород также характерна высокая концентрация редкоземельных элементов при некотором превалировании легких в сравнении с тяжелыми — $(La/Yb)_N$ от 1 до 6. Кроме того, в спектрах зафиксирована в разной степени проявленная европиевая аномалия $(Eu/Eu^*$ от 0.07 до 1.42).

По петрогеохимическим характеристикам данные породы относятся к гранитоидам А-типа [8] по классификации Б. Чаппела [17]. На диаграмме $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$, применяемой для реконструкции субстрата, из которого происходило выплавление гранитов (рис. 4), точки составов попадают в поля низкоглиноземистых и высокоглиноземистых пород, что указывает на участие в плавлении как магматического, так и осадочного материалов. На геодинамических диаграммах Ta-Yb, Rb-(Y+Nb), Hf-Ta*3-Rb/30 фигуративные точки состава пород также попадают в различные поля (рис. 5), но основная их масса находится в поле островодужных и внутриплитных гранитоидов.



а



б

Рис. 3. Спайдер-диаграмма (а) и график распределения редкоземельных элементов (б) в гранитоидах Харбейского массива. Нормированы по хондриту C1 [16].

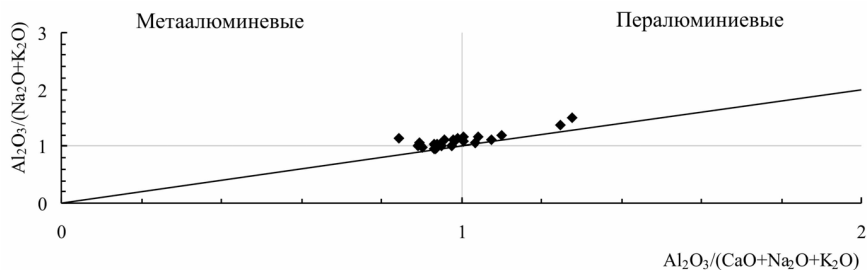


Рис. 4. Диаграмма зависимости $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ — $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$

Возраст гранитоидов. В. Н. Охотников [13] гранитоиды Харбейского массива относил к комплексу раннеордовикских интрузий. Их посткембрийский возраст доказывался наличием интрузивного контакта с отложениями орангской свиты верхнего кембрия, хотя, по мнению других исследователей [15], ее возраст оценивается как позднедевонско-раннекаменноугольный. Приведенные выше результаты К—Аг датирования (табл. 4) дают разные значения возраста гранитоидов. Изотопные исследования циркона затруднены из-за высокого содержания в нем урана.

Для уточнения возраста харбейских гранитов нами было проведено Rb—Sr датирование по породе в целом. Результаты анали-

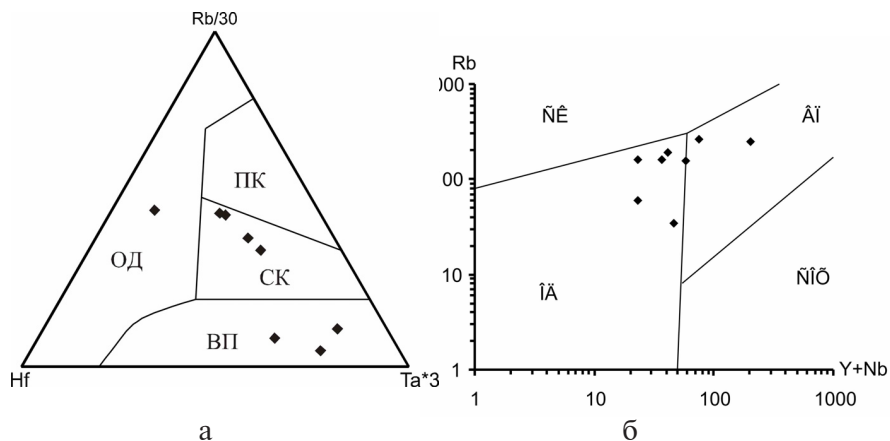


Рис. 5. Диаграммы для реконструкции геодинамической обстановки формирования гранитоидов (а — по Н. Харрису, б — по Дж. Пирсу). Поля гранитоидов: СОХ — срединно-океанических хребтов, ОД — островных дуг, СК — синколлизионных, ПК — поздне- и постколлизионных, ВП — внутриплитных.

Таблица 4

Результаты К–Аг датирования гранитоидов Харбейского массива

Номер образца	Порода	Минерал	К, мас. %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
478а	Пегматит	Биотит	4.37	164.5	475 $\pm$ 17
497	Гранит	Мусковит	1.90	47.2	326 $\pm$ 17
2027	Гранит	Мусковит	6.94	158.2	301 $\pm$ 11
5016	Плагиигранит	Мусковит	5.66	142.4	334 $\pm$ 12

Примечания. При расчете возрастов использованы следующие константы: $\lambda_K = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167$ атом. % [18]. Образцы из коллекции В. Н. Охотникова.

тических измерений приведены в табл. 5 и представлены графически на рис. 6. На рисунке фигуративные точки отражают прямолинейную зависимость, отвечающую возрасту 471 ± 120 млн лет при значении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.716 \pm 10$ и СКВО = 116 (здесь и далее приводимые погрешности соответствуют $\pm 2\sigma$). Большие величины погрешностей и СКВО (средний квадрат взвешенных отклонений) обусловлены отклонением координат точки обр. 315 от результирующей прямой. Ее исключение из расчета показывает, что точки оставшихся образцов образуют изохрону со следующими параметрами: $t = 476 \pm 5$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.71748 \pm 44$ и СКВО = 0.14. По-видимому, этот возраст, согласующийся с К–Аг возрастом биотита (табл. 4) и отвечающий раннему ордовика, и следует считать временем образования гранитов, а отклонение точки обр. 315 обусловлено нарушением Rb–Sr изотопной системы в результате наложенного процесса. Это предположение подтверждается возрастом обр. 315 в паре с обр. 491, составляющим 319 ± 15 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.72382 \pm 81$ и практически совпадающим с К–Аг возрастами по мусковитам, варьирующими в узком интервале (334–301 млн лет; табл. 5). Высокое

Таблица 5

Концентрации и изотопный состав Rb и Sr в гранитоидах Харбейского массива

Компоненты	Номер образца			
	519	136	315	491
Rb, мкг/т	158.2	250.0	160.0	34.6
Sr, мкг/т	19.5	10.3	90.6	35.4
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	23.845	73.644	5.132	2.832
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	0.87945 ± 16	1.21578 ± 24	0.74711 ± 25	0.73667 ± 24

Примечание. Методика определения содержаний Rb и Sr дана на стр. 97 (табл. 2, примечание) настоящего сборника.

значение начального отношения стронция позволяет говорить о формировании гранитоидов в условиях существования мощной континентальной коры.

Таким образом, К–Аг и Rb–Sr возрастные данные по гранитоидам Харбейского массива свидетельствуют об их формировании в раннем ордовике и вероятном последующем преобразовании в раннем карбоне. Возраст этих процессов хорошо коррелируется с основными геохронологическими рубежами в палеозойской эволюции Харбейского блока, приходящимися на 475 и 300 млн лет [1]. Важное геологическое значение возраста харбейских гранитов заключается еще и в том, что он свидетельствует в пользу позднекембрийского возраста орангской свиты.

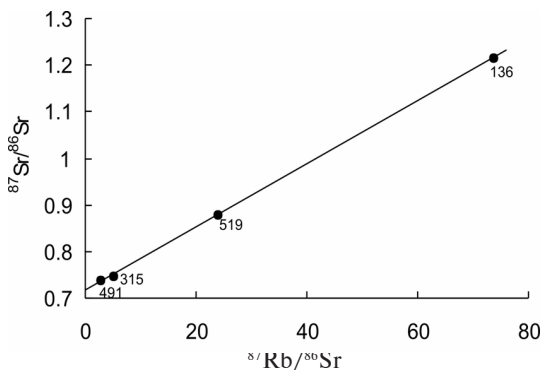


Рис. 6. Rb–Sr график гранитоидов Харбейского массива.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреичев В. Л.* К–Аг, Rb–Sr, Sm–Nd и Pb–Pb изотопно-геохронометрические системы в экогитах Марункеуского блока (Полярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 2003. 26 с.
2. *Елохин В. А., Чесноков В. И., Дворников Ю. А.* Метасоматиты Харбейского рудного поля на Полярном Урале и их рудоносность // Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск, 1981. С. 40–41.
3. *Караченцев С. Г.* О возрасте гранитообразования на севере Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972. С. 138–158.
4. *Караченцев С. Г., Урасин М. А.* Особенности петрохимии гранитоидов севера Центрально-Уральского поднятия // Геология и полезные ископаемые Приполярного Урала. Тюмень, 1972. С. 106–118.
5. *Кожина Т. К.* Гранитные интрузии бассейнов рек Большой Харбей и Лонготьюган (Полярный Урал). М., 1958. С. 112–133.
6. Корреляция магматических комплексов Европейского Северо-Востока СССР / *В. Н. Охотников, В. И. Мизин, М. Н. Костюхин и др.* Сыктывкар, 1985. 21 с. (Сер. препринтов сообщ. «Науч. рекомендации – нар. хоз-ву» / Коми фил. АН СССР. Вып. 53).

7. *Литошко Д. Н.* Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. Л.: Наука, 1988. 212 с.

8. *Махлаев Л. В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 150 с.

9. *Молдаванцев Ю. Е.* Метаморфический пояс севера Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. 1-го Уральск. петрограф. совещ. Вып. 3. Свердловск, 1963. С. 219–221.

10. *Молдаванцев Ю. Е.* Особенности петрологии гранитоидов Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. 2-го Уральск. петрограф. совещ. Т. 4. Свердловск, 1971. С. 269–274.

11. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов / *В. М. Ненахов, В. В. Иваников, Л. В. Кузнецов, Ю. Н. Стрик.* Роскомнедра, Геокарт. М.: 1992. 100 с.

12. *Охотников В. Н.* Латеральные ряды интрузивных комплексов севера Урала // Магматические формации Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1979. С. 3–12.

13. *Охотников В. Н.* Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.

14. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования / Сост. *В. В. Жданов, Б. А. Марковский, В. Л. Масайтис* и др. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.

15. *Руженцев С. В., Аристов В. А.* Новые данные по геологии Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука. 1998. С. 25–41. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500).

16. *Boynnton W. V.* Geochemistry of Rare Elements Meteorite Studies // Rare Earth Elem. Ceohem. Amsterdam, 1984. P. 63–114.

17. *Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W.* A-tupe granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. and Petrol., 1987. V. 95. P. 407–419.

18. *Steiger R. H., Jöger E.* Subcomission on geochronology: convention on the use decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Lett., 1977. V. 36. N 3. P. 359–362.

ФЕРРИМОЛИБДИТ ИЗ КРИОГЕННОЙ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ НА ХАРБЕЙСКОМ ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

В. И. Силаев, В. А. Капитанова, Ю. С. Симакова

Харбейское месторождение на Полярном Урале было открыто Г. П. Софроновым в 1944 г. как жильное кварц-молибденитовое. После обнаружения на нем шеелита оно стало рассматриваться как вольфрам-молибденное с линейной системой кварцевых жил и прожилок [8, 9]. В настоящее время Харбейское месторождение стали относить к жильно-штокверковым месторождениям медно-молибденовой формации с комплексным W-Mo-Cu-Re-Au-Bi-Te оруденением [4, 10]. Считается, что это благоприятно изменяет геолого-экономический статус рассматриваемого объекта [3], поскольку проявления медно-молибденовой формации часто характеризуются весьма значительными запасами.

Рассматриваемое месторождение представляет собой линейный жильный штокверк северо-восточного простирания с крутым восточным падением, вскрытый в 1949–1952 гг. на участке 700×100 м многочисленными канавами, шурфами, штольнями и двумя шахтами. Вмещающими для рудных тел породами здесь выступают ортометаморфические плагиоклаз-амфиболовые гнейсы, отнесенные к няровейской свите позднерифейско-раннекембрийского возраста. В западной части Харбейского рудного поля плагиоклаз-амфиболовые ортогнейсы контактируют с Харбейской интрузией микроклиновых гранитов раннепалеозойского возраста (рис. 1). Именно с этой интрузией традиционно связывают здесь генезис вольфрам-молибденового оруденения [6, 7].

Исследованное нами месторождение характеризуется малокоп-растной зональностью (рис. 2), в рамках которой выделяются: 1) юго-за-падный фланг с пирротин-шеелит-молибденитовой минерализацией протяженностью 400 м и мощностью до 15 м; 2) центральная часть с халькопирит-пирротин-молибденитовой минерализацией,



Рис. 1. Панорама Харбейского вольфрам-молибденового месторождения по состоянию на 1999 г. На переднем плане — отвалы из горных выработок, на заднем — обнажение Харбейской интрузии микроклиновых гранитов.

протяженностью 7–750 м и мощностью около 18 м; 3) северо-восточный фланг с молибденит-пирротин-сфалерит-халькопиритовой минерализацией, протяженностью до 400 м и мощностью до 18 м; 4) северо-восточное обрамление со скарноидной халькопирит-галенитовой минерализацией (рудопоявление Свинцовое, охарактеризованное В. Д. Тихомировой в настоящем сборнике). Среднее содержание продуктивных компонентов в Харбейском месторождении: Mo 0.137, WO_3 0.037, Cu 0.024 %; Au до 1–2, Ag 10, элементов-платиноидов 1.2 г/т.

Одним из пока не решенных на Харбейском месторождении является вопрос о существовании на нем зоны окисления. Согласно данным разведки, эта зона прослеживается на глубину до 50 м и характеризуется развитием мельниковита, молибдита, повеллита, куприта, лимонита, азурита, малахита [3, 9]. Обычно продукты окисления первичного вольфрам-молибденового оруденения здесь относят к процессам мезокайнозойского гипергенеза. Ранее по аналогии с другими месторождениями такого состава [15] указывалось, что продуктом гипергенного изменения молибденита на Харбейском месторождении является молибдит [6, 9]. Однако как показали наши исследования результатом приповерхностного окисления молибденита здесь является не молибдит, а ферримолибдит.

Объектом наших собственных исследований послужили продукты явно современного окисления молибденита в кварцевых жилах, вскрытых разведочной траншеей в пределах центральной части месторождения (рис. 2). Большая часть этой вторичной минерализации, очевидно, образовалась в последние 45–50 лет.

Изученные нами продукты гипергенеза наблюдаются в виде пленок, микрокорок и мелких гнезд мучнистого светло-желтого материала, часто называемого «молибденовыми охрами». Под аналитическим раствором электронным микроскопом обнаруживается, что эти криптокристаллические «охры» сложены параллельно-шестоватыми и

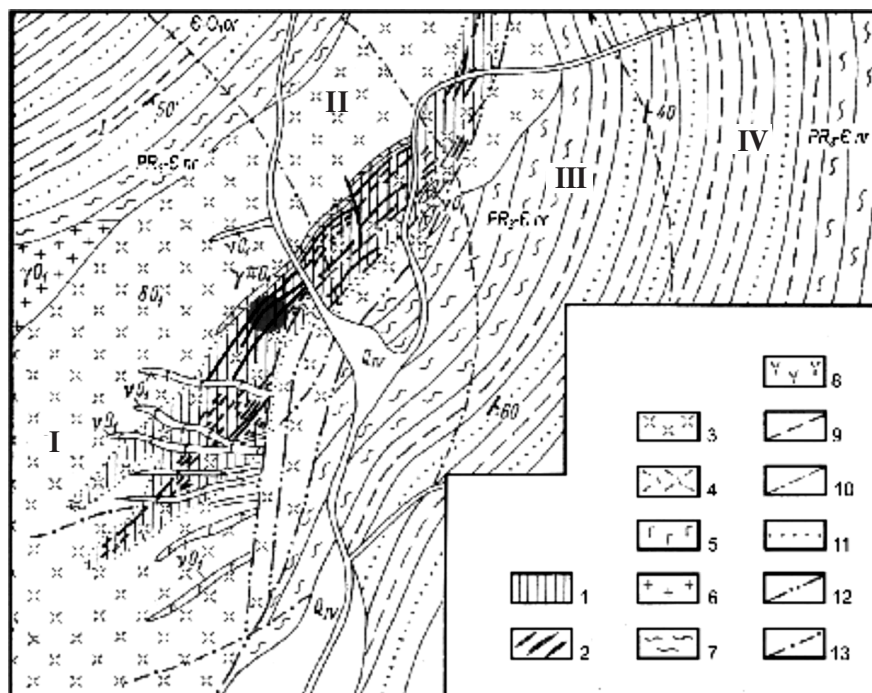


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Харбейского вольфрам-молибденового месторождения [9].

1 – рудная зона; 2 – кварц-шеелит-молибденитовые и кварц-молибденит-халькопиритовые жилы; 3 – плагиоклаз-амфиболовые аподиоритовые гнейсы; 4 – кварцевые порфиры (δO_1); 5 – диабазовые дайки (γO_1); 6 – граниты микропегматитовые ($gl O_1$); 7 – сланцы вулканогенные, амфиболитизированные; 8 – порфириты андезитовые, измененные; 9 – сланцы углистые и графитоидные; 10 – сланцы кварц-серицитовые; 11 – песчаники рассланцованные, серицитизированные; 12 – тектонические нарушения; 13 – границы зон минерализации. Свиты: $Pt_3-E nr$ – няровейская, $E-O or$ – орангская. Зоны минерализации: I – пирротин-шеелит-молибденитовой; II – халькопирит-пирротин-молибденитовой; III – молибденит-пирротин-сфалерит-халькопиритовой; IV – халькопирит-галенитовой. Заливкой показан один из участков развития зоны окисления.

спутанно-волокнистыми агрегатами ферримолибдита, в которых наблюдаются реликты замещенного молибденита размером от 4×5 до 20×35 мкм (рис. 3, 4). Состав реликтового молибденита отвечает эмпирической формуле $(Mo_{0.98-1}Fe_{0-0.2})S_{1.74-2}$. Размеры индивидов собственно ферримолибдита в шестовато-волокнистых агрегатах

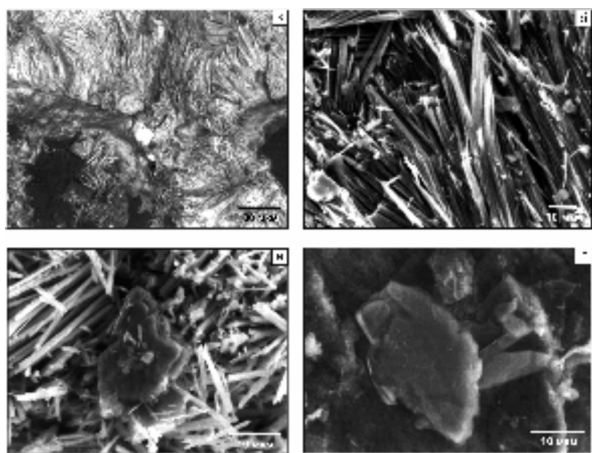


Рис. 3. Замещение молибденита ферримolibдитом в зоне окисления Харбейского вольфрам-молибденового месторождения: а – общий вид; б – криптозернистые агрегаты ферримolibдита; в, г – реликтовые зерна молибденита. Здесь и далее приведены РЭМ-изображения в режиме вторичных электронов.

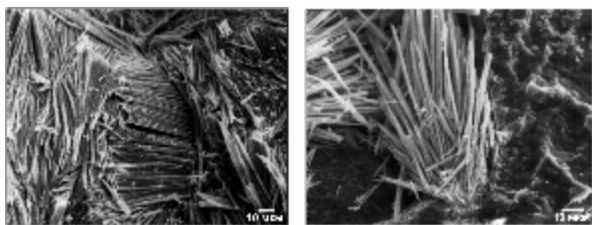


Рис. 4. Параллельно- и спутанно-волокнистые агрегаты ферримolibдита.

дифрактограммы хорошего качества, свидетельствующие о достаточно высокой степени кристалличности исследуемого вещества (рис. 6). Три наиболее интенсивных и узких рефлекса ферримolibдита расположены в мало-угловой области, остальные рефлексы менее интенсивны. Кроме того, на упомянутых дифрактограммах присутствуют отдельные отражения, отвечающие кварцу и молибдениту – основным минеральным примесям.

Как известно, в настоящее время структура ферримolibдита изучена слабо. Достаточно отметить, что даже сингония этого минерала в соответствующих справочниках указывается как ромбическая под вопросом. Для индентификации полученных нами дифрактограмм

изменяются по длине от 5 до 50, а по толщине от 1 до 2.5 мкм. При большем увеличении обнаруживается, что эти индивиды являются пучками еще более тонких параллельно сросшихся волосовидных форм толщиной 100–400 нм (рис. 5).

Фазовая диагностика ферримolibдита осуществлялась рентгеноструктурным методом с использованием дифрактометра XRD-6000 Shimadzu. Съемка велась в режиме медного фильтрованного излучения при величинах углов 2Θ в интервале $2-62^\circ$. В результате были получены ди-

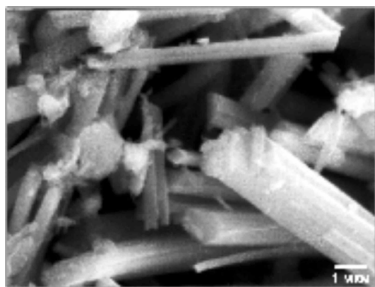


Рис. 5. Морфология пучковидных индивидов ферримolibдита.

и расчетов параметров элементарной ячейки мы использовали программу McMaille версии 3.0, в основе которой лежит метод Монте-Карло. В качестве исходных данных выступали величины углов 2Θ , межплоскостных расстояний и интенсивности девяти рефлексов (табл. 1). Другие отражения ферримolibдита, присутствующие на дифрактограмме, использовать нам не удалось из-за их взаимной наложенности и недоста-

точно хорошего разрешения даже при замедленной ($1-0.5^\circ/\text{мин}$) скорости съемки.

Из реализованных вариантов расчета были выбраны два таких, в которых при минимальных значениях погрешностей измерений и объема элементарной ячейки удалось проиндексировать наибольшее число рефлексов (табл. 2). В итоге мы отдали предпочтение первому варианту, согласно которому ферримolibдит кристаллизуется в ромбической сингонии.

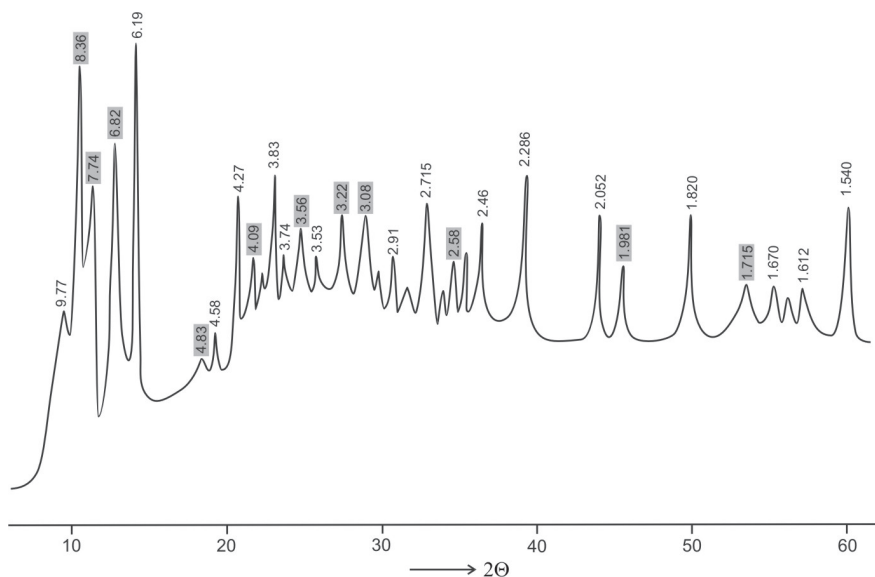


Рис. 6. Типичная дифрактограмма ферримolibдита. Рефлексы ферримolibдита отмечены заливкой, остальные рефлексы отвечают кварцу и молибдениту.

Значительный интерес представляют также полученные нами, вероятно, впервые для ферримolibдита спектры ИК поглощения. Эти спектры хорошо сопоставились как с ИК-спектрами природных молибдатов [5], так и с ИК-спектром, зарегистрированным нами для синтетического водного молибдата $(\text{NH}_4)_6[\text{MoO}_6] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Соответствующие исследования были проведены на фурье-спектрометре ФТ-02 «Интра-люм» фирмы «Люмекс» с использованием масляных суспензий.

В полученных спектрах присутствуют две серии полос поглощения (рис. 7), характерных именно для водных молибдатов с тетраэдрической координацией анионных групп [16, 17]. К первой из этих серий относятся полосы, зафиксированные в области $450\text{--}1450\text{ см}^{-1}$ и обусловленные деформационными и валентными колебаниями (ν_1 , ν_4) анионных групп $[\text{MoO}_4]^{2-}$. При этом обнаруживается, что в ИК-спектре ферримolibдита соответствующие полосы по сравнению с полосами в спектре синтетического молибдата аммония сильно сдвинуты в коротковолновую область. Упомянутый сдвиг связан, очевидно, с влиянием на ИК поглощение размера октаэдрических катионов [5]. Вторую серию образуют полосы деформационных (1650 см^{-1}) и валентных (3390 см^{-1}) колебаний связей Н-ОН в молекулах H_2O .

Таблица 1
Исходные данные, выбранные для индифирования дифрактограммы и расчета параметров э. я.

№ п/п	$2\theta^\circ$	$d/n_{\text{эксп}}, \text{\AA}$	I, усл. ед.
1	10.572	8.361	100
2	11.420	7.742	45
3	12.971	6.819	71
4	18.343	4.833	5
5	24.960	3.564	12
6	27.680	3.220	13
7	28.980	3.078	19
8	34.760	2.579	13
9	45.754	1.981	16

Таблица 2
Результаты индифирования дифрактограммы и расчета параметров э. я.

$2\theta^\circ_{\text{эксп}}$	$2\theta^\circ_{\text{расч}}$	h k l	
		1-й вариант	2-й вариант
10.572	10.578	010	100
11.420	11.430	011	110
12.971	12.977	003	030
24.960	24.977	023	230
28.980	28.989	114	330
34.760	34.764	033	141

Параметры:

1-й вариант: $a_0 = 8.356$, $b_0 = 20.449$, $c_0 = 2.224 \text{ \AA}$; $V_0 = 380.019 \text{ \AA}^3$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$.
2-й вариант: $a_0 = 4.344$, $b_0 = 8.356$, $c_0 = 20.449 \text{ \AA}$; $V = 742.267 \text{ \AA}^3$; $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$.

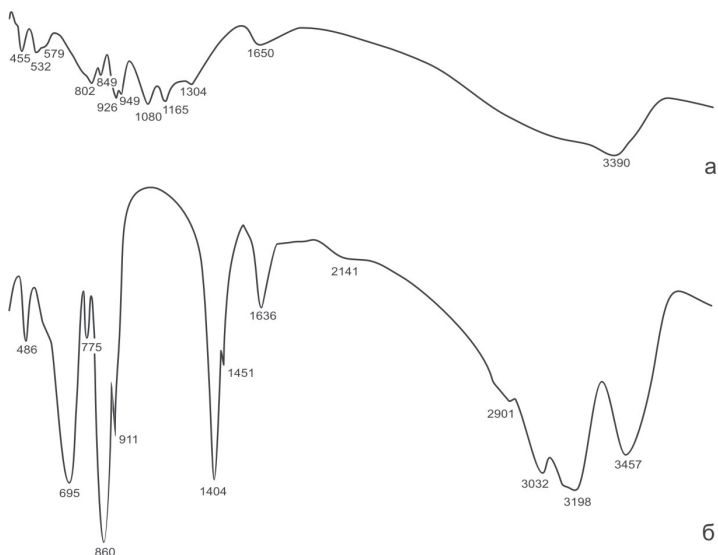


Рис. 7. Типичные спектры ИК поглощения ферримольбдита (а) и синтетического водного молибдата аммония (б).

ченным результатам (рис. 8, а), термические превращения ферримольбдита протекают в три этапа. На низкотемпературном (50–200 °С) этапе нагревание сопровождается тремя эндотермическими эффектами и потерей до 10 % исходной массы минерала. Среднетемпературному (350–600 °С) этапу отвечают два эффекта – экзотермический с максимумом около 380 °С и эндотермический с максимумом около 545 °С. На высокотемпературном (900–1000 °С) этапе проявляется очень сильный эндоэффект, сопровождающийся потерей более 20 % исходной массы минерала. Данные термического разложения водного молибдата аммония (рис. 8, б) оказались в принципе очень близкими к результатам нагревания ферримольбдита. В случае эталонного молибдата в области 200–350 °С также наблюдаются три эндотермических пика, сопряженных с относительно небольшой (13.5 %) трехступенчатой потерей массы. При дальнейшем нагревании в области 700–850 °С фиксируется очень сильный узкий эндоэффект, сопровождающийся потерей 85 % исходной массы вещества.

Сопоставление данных термогравиметрии ферримольбдита и молибдата аммония приводит к следующему выводу. Эффекты нагревания, приходящиеся на интервал до 300 °С, явно отвечают дегидратации исследуемого минерала. Триплетный характер

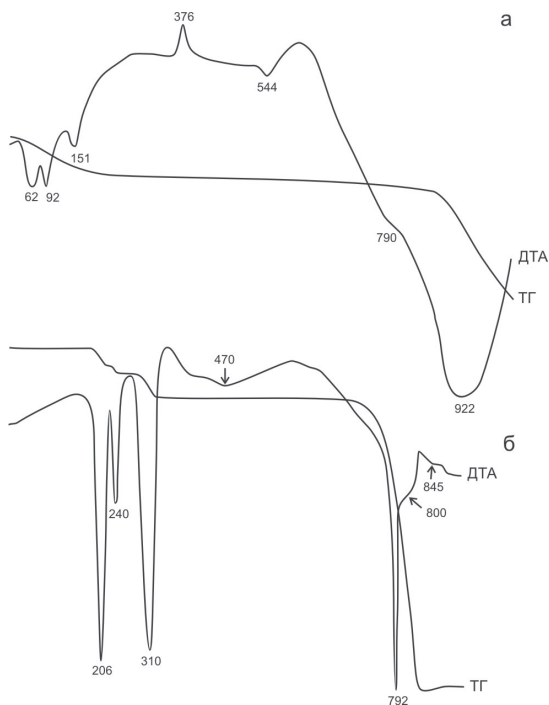


Рис. 8. Термические превращения ферримolibдита (а) и синтетического водного молибдата аммония (б). Кривые: ДТА — нагревания, ТГ — потери массы.

термическую диссоциацию безводных молибдатов. В случае ферримolibдита конечным продуктом такой диссоциации является $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (гематит). Отмеченные выше для ферримolibдита дополнительные термические эффекты в среднетемпературной области мы на основании ранее полученных данных [11] приписываем выгоранию и последующей диссоциации продуктов термоокисления примеси молибденита: $2\text{MoS}_2 + 7\text{O}_2 = 2\text{MoO}_3 + 4\text{SO}_2$.

Химический состав ферримolibдита определялся на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400, оснащенный спектрометром фирмы «Link». Полученные данные хорошо рассчитались на общепринятую стехиометрию этого минерала. При этом количество воды в исследуемом минерале мы оценили условно по дефициту суммы (табл. 3).

Исследования под РЭМ показали, что ферримolibдит на Харбейском месторождении не является единственным продуктом окисления молибденита. В качестве небольшой примеси к нему здесь установлены железистые разновидности вульфенита и англезита,

эндоэффекта в этой области свидетельствует, вероятно, о структурной неэквивалентности молекул конституционной воды. Соотношения между структурными формами воды в ферримolibдите, выраженные пропорцией между площадями соответствующих эндо-термических пиков дегидратации, можно определить (в направлении повышения температуры) как 6.4:6.7:1. Эндоэффект и потеря массы, зафиксированные в высокотемпературном интервале нагревания, отражают, очевидно,

Таблица 3

Химический состав (мас. %) минералов из криогенной зоны окисления на Харбейском месторождении

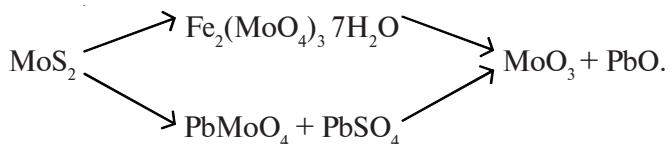
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	—	1.74	—	—	—	—	1.58
Fe ₂ O ₃	21.83	21.64	21.93	1.7	1.84	3.85	1.9
MoO ₃	60.57	60.31	60.28	44.41	37.23	40.71	—
PbO	—	—	—	54.71	61.37	55.26	72.72
SO ₃	—	—	—	—	—	—	23.82
H ₂ O*	17.6	16.31	17.79	—	—	—	—
Сумма	100	100	100	100.82	100.44	99.82	100.02

Примечание. 1–3 – ферримолибдит, 4–6 – вульфенит, 7 – англезит.

Эмпирические формулы: 1 – Fe_{1.95}(MoO₃)₃ 6.97H₂O; 2 – Fe_{1.94}(MoO₃)₃ 6.49H₂O; 3 – Fe_{1.96}(MoO₃)₃ 7.08H₂O; 4 – (Pb_{0.8}Fe_{0.07})_{0.87}(MoO₄); 5 – (Pb_{0.94}Fe_{0.08})_{1.02}(MoO₄); 6 – (Pb_{0.88}Fe_{0.17})_{1.05}(MoO₄).

появление которых в зоне окисления отражает известный факт инертности свинца в условиях гипергенного минералообразования [12].

Таким образом, вся совокупность полученных нами результатов приводит к выводу о развитии на Харбейском месторождении в условиях современного полярного климата не только физического, но и химического выветривания, как это ранее было убедительно показано на примере Торговского месторождения на Приполярном Урале [14, 15]. Исходя из минералогических данных, полный ряд превращений молибденита при криогенном окислении можно представить в следующем виде:



В рамках приведенного ряда гипергенная минерализация на Харбейском месторождении отвечает лишь промежуточной стадии окисления, ограничивающейся образованием молибдатов и сульфатов. Как известно, такая укороченность истории превращений сульфидов характерна именно для криогенных зон окисления [13, 15, 16], в которых протекают преимущественно экзотермические реакции образования кислородных солей [1, 2]. Появление в этих условиях ферримолибдита было предопределено значительной концентрацией в харбейских рудах сульфидов железа.

Авторы благодарят М. Ф. Самотолкову и Г. Н. Модянову за помощь в исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Замана Л. В., Усманов М. Т.* Термодинамическая оценка образования криогенного брошантита в зоне окисления Удоканского месторождения медистых песчаников // Новые идеи и концепции в минералогии: Материалы III-го Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 205–206.
2. *Иванов О. П.* Основные факторы развития зон окисления сульфидных месторождений в условиях многолетней мерзлоты // Геохимия, 1966. № 9. С. 1095–1106.
3. *Ильющенков А. Я.* Ханмей-Харбейский редкометалльный рудный район и перспективы его освоения // Материалы II-й Полярно-Уральской научно-практической конференции «Полярный Урал — стратегия освоения». Тюмень, 2005. С. 92–100.
4. *Литошко Д. Н.* Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. Л.: Наука, 1988. 212 с.
5. *Плюснина И. И.* Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 127–130.
6. *Охотников В. Н.* Геология рудных образований Полярного Урала. Л.: Наука, 1975. 175 с.
7. *Охотников В. Н.* Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 185 с.
8. *Охотников В. Н.* Рудные формации Полярного Урала и принципы их выделения // Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976. С. 3–18.
9. *Охотников В. Н., Калинин Е. П.* Вольфрамовая минерализация Полярного Урала // Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л.: Наука, 1972. С. 127–154.
10. *Силаев В. И.* Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. Л.: Наука, 1989. 264 с.
11. *Силаев В. И., Забоев А. Ф., Иловайский В. И., Хорошилова Л. А.* Фазовые превращения некоторых сульфидов при нагревании // Эксперимент в минералогии и моделирование минералообразующих процессов. Сыктывкар, 1977. С. 88–96.
12. *Смирнов В. И.* Зона окисления сульфидных месторождений. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 331 с.
13. *Юргенсон Г. А.* Особенности минералогии и формирования зоны окисления в условиях многолетнемерзлых пород // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. С. 127–160.
14. *Юшкин Н. П.* Процессы гипергенного изменения и разрушения вольфрамовых месторождений в условиях полярного климата // Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л.: Наука, 1972. С. 154–183.
15. *Юшкин Н. П., Бушуева Е. Б., Павлов Л. П.* Минералогический очерк зоны окисления Торговского висмут-молибден-вольфрамового месторождения на Приполярном Урале // Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1969. С. 41–70.
16. *Busey R. H., Keller O. L.* Structure of the aqueous pertechnetate ion by Raman and infrared spectroscopy. Raman and infrared spectra of crystalline KTeO_4 , KReO_4 , Na_2MoO_4 , Na_2WO_4 , $\text{Na}_2\text{MoO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ and $\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // J. Chem. Phys., 1964. № 41.
17. *Clark J. M., Deyle W. P.* Infrared spectra of anhydrous molybdates and tungstates // Spectrochim. Acta, 1966. № 8.

МИНЕРАЛОГИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ СВИНЦОВОГО В ХАРБЕЙСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

В. Д. Тихомирова, В. Н. Филиппов

Рудопоявление Свинцовое, открытое в 1949 г., впервые было описано И. Л. Соловейчиком. Оно относится к проявлениям скарнового типа с секущими кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами с вкрапленностью галенита, пирита, халькопирита, сфалерита и пирротина. В 80-е гг. Д. Н. Литошко при изучении Харбейской рудоносной зоны исследовал и отдельные минералы этого объекта [3]. Им были изучены свойства галенита, фазовый состав пирротина и впервые определен сульфотеллурид висмута — жозеит-В. Нам удалось установить более разнообразную теллуридную, висмутовую и серебряную минерализацию и детальнее изучить химизм основных сульфидов.

Рудопоявление Свинцовое расположено на северо-восточном фланге Харбейского рудного поля в 1 км от Харбейского месторождения (см. статью В. И. Силаева с соавторами в этом же сборнике). Занимаемый им участок является крутопадающей зоной скарнирования, проходящей в кварц-серицит-хлоритовых и кварц-амфибол-серицитовых сланцах няровейской свиты (PR_2nr). Зона скарнирования мощностью 1–1.5 м (иногда до 4–5 м) прослеживается с перерывами более чем на 500 м. Тела скарнов сопровождаются и пересекаются многочисленными кварцевыми и кальцит-кварцевыми жилами, мощность которых в раздувах достигает 1.5 м [3].

Скарны представляют собой плотные зеленоватые, разных оттенков, изредка с пятнами кремового цвета, породы пятнистой, полосчатой, реже брекчиевидной текстуры. Они состоят из находящихся в различных соотношениях кальцита, эпидота, актинолита, кварца, граната, мусковита, хлорита, сульфидов. В меньшем количестве присутствуют плагиоклаз, апатит, титанит. По скарнам развивается сеть кварцевых и карбонат-кварцевых жил и прожилок, широко варьирующей толщины — от первых миллиметров до полуметра.

Минерализация в скарнах большей частью тяготеет к зальбандам упомянутых жил и прожилков. Она представлена галенитом, пиритом, в меньшем количестве пирротином, сфалеритом и халькопиритом. Кроме того, здесь установлены редкие сульфотеллуриды и теллуриды.

Галенит составляет примерно 90 % массы сульфидов. Он образует агрегаты линзовидной формы и прожилки толщиной в несколько сантиметров в скарнах и карбонат-кварцевых жилах. Местами в скарне можно наблюдать субпараллельные скопления линзочек галенита. В жилах выделения этого минерала обычно локализованы на контактах со скарновым матриксом и в интерстициях кварца и кальцита, протяженные выделения здесь отсутствуют. Под микроскопом, как правило, наблюдаются мономинеральные выделения галенита, лишь иногда в жилах он встречается совместно с пирротином или сфалеритом, очень редко с халькопиритом. И только теллуриды,

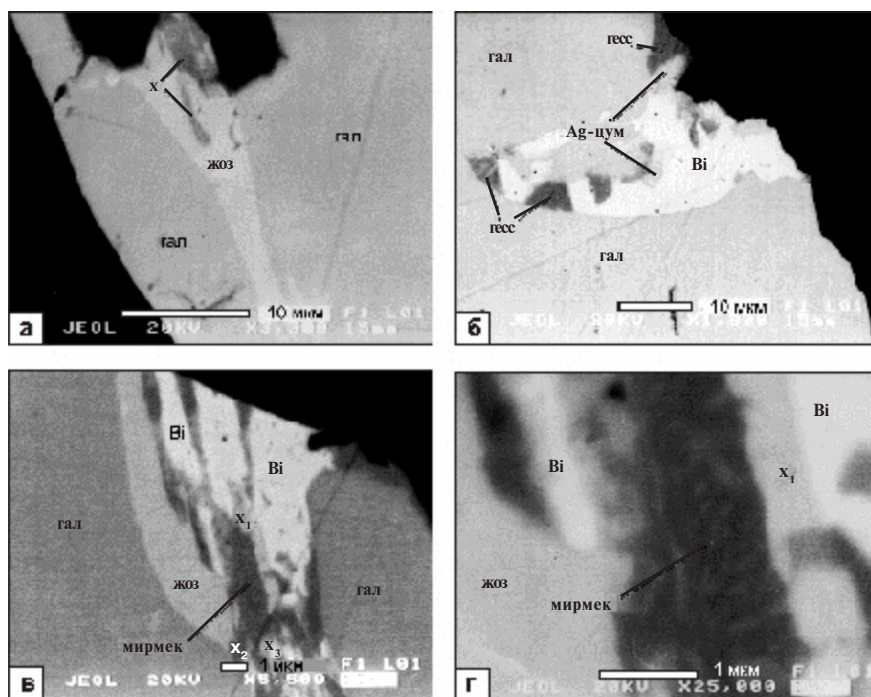


Рис. 1. Характерные формы выделений минералов висмута, серебра и теллура в галените. Принятые сокращения: гал – галенит, гесс – гессит, жоз – жозеит-В, Ag-пум – серебросодержащий цумоит, Bi – висмут самородный, мирмек – мирмекитовое срастание двух фаз; х – фазы Te-S-Pb-Bi, составы см. в табл. 2; x_1 , x_2 , x_3 – фазы Ag-Pb-Bi-Te-S, составы см. в табл. 3

сульфотеллуриды и сульфовисмутиты образуют тесные сростания с галенитом. Чаще всего эти минералы находятся внутри галенитовых выделений (рис. 1, а–в).

Состав галенита в зависимости от парагенезиса изменяется от чистого PbS (в ассоциации со сфалеритом в южной части рудопроявления) до разностей с содержанием до 4 % Bi (в сростаниях с висмутовыми минералами). Иногда в качестве существенной примеси в галените отмечается и теллур. Обогащение галенита серебром не обнаружено, даже в его сростаниях с минералами серебра (табл. 1). Однако по данным полуколичественного спектрального анализа серебро в количестве до десятых долей процента в галенитах определяется. Сравнивая галениты Свинцового проявления и Харбейского месторождения, можно отметить более высокие содержания Ag в галенитах последнего, где они достигают 1 %.

Пирротин распространен на рудопроявлении довольно широко. Он выявлен в скарнах и карбонат-кварцевых жилах, но при этом образует мелкие выделения и тонкодисперсную вкрапленность, которые трудно заметить. Под микроскопом наблюдаются его сростания с халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Часто пирротин замещается оксидами железа. Иногда по пирротину развивается пирит. Судя по составу (табл. 1), пирротин в исследуемом объекте представлен как

Таблица 1

Химические составы сульфидов, мас. %

№ п/п	Минерал	Pb	Bi	Te	Zn	Fe	Cd	S	Сумма
1	Галенит	85.34	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	11.55	96.89
2	"	86.98	1.86	"	"	"	"	10.58	99.42
3	"	84.80	3.66	"	"	"	"	11.43	99.89
4	"	86.30	1.68	0.49	"	"	"	11.42	100.00
5	Сфалерит	Не обн.	Не обн.	Не обн.	61.63	5.27	1.2	29.54	97.64
6	"	"	"	"	63.33	5.20	1.08	31.57	101.18
7	"	"	"	"	62.12	5.34	1.21	31.17	99.84
8	Пирротин	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	59.72	Не обн.	38.40	98.12
9	"	"	"	"	"	58.10	"	39.52	97.62
10	"	"	"	"	"	57.85	"	37.77	95.62
11	"	"	"	"	"	63.32	"	41.52	104.84

Эмпирические формулы:

1. $\text{Pb}_{1.07} \text{S}_{0.93}$
2. $\text{Pb}_{1.1} \text{Bi}_{0.02} \text{S}_{0.87}$
3. $\text{Pb}_{1.05} \text{Bi}_{0.05} \text{S}_{0.9}$
4. $\text{Pb}_{1.06} \text{Bi}_{0.02} \text{Te}_{0.01} \text{S}_{0.91}$
5. $(\text{Zn}_{0.95} \text{Fe}_{0.1} \text{Cd}_{0.01})_{1.06} \text{S}_{0.94}$

6. $(\text{Zn}_{0.94} \text{Fe}_{0.09} \text{Cd}_{0.01})_{1.04} \text{S}_{0.96}$
7. $(\text{Zn}_{0.94} \text{Fe}_{0.09} \text{Cd}_{0.01})_{1.04} \text{S}_{0.96}$
8. $\text{Fe}_{8.96} \text{S}_{10.04}$
9. $\text{Fe}_{5.95} \text{S}_{7.05}$
10. $\text{Fe}_{7.02} \text{S}_{7.98}$
11. $\text{Fe}_7 \text{S}_8$

гексагональной, так и моноклинной модификациями. По рентгенометрическим данным [3] пирротин рудопроявления Свинцового относится к моноклинному и смешанному типам. Примесей, определяемых электронным зондом, в нем не установлено.

Сфалерит встречается в скарнах часто, но в незначительных количествах. Лишь в одном месте в юго-западной части рудопроявления отмечены кальцитовые жилки с большим количеством сфалерита и небольшой примесью галенита и пирротина, которые выявляются только под микроскопом. Химический состав сфалерита очень стабильный. Он относится к кадмиево-железистой разновидности с содержанием Cd до 1.2 и Fe до 5 мас. %. (табл.1). По данным полуколичественного спектрального анализа в сфалерите присутствуют Mn (0.п %), немного Ag и Cu. Значительная железистость проявляется в черном цвете минерала, а примеси дают красивые вишнево-красные внутренние рефлексy.

Халькопирит встречается на рудопроявлении довольно редко, образуя небольшие по размерам выделения в сростании с пирротинoм, реже с галенитом в кальцит-кварцевых жилах. В скарнах этот минерал не обнаружен. Состав халькопирита довольно стабилен, но наблюдается дефицит серы и некоторый избыток железа по отношению к меди. Это, возможно, связано с его окислением. Кристаллохимическая формула с незначительными вариациями выглядит так: $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.04}\text{S}_{1.97}$. Микрозондовым методом примеси в нем не установлены.

Пирит в виде вкрапленности присутствует почти во всех породах, но скоплений не образует. Обычно он представлен первичными кристаллами кубической формы или наблюдается в качестве вторичного минерала, замещающего пирротин.

Кроме описанных выше рудообразующих сульфидов на проявлении Свинцовом установлена группа акцессорных минералов, в которую входят сульфотеллуриды, теллуриды и самородный висмут. Самым распространенным среди сульфотеллуридов является *жозеит-В*, встречающийся в ассоциации с галенитом как в скарнах, так и в кальцит-кварцевых жилах на всем протяжении рудопроявления. Жозеит-В наблюдается в виде выделений неправильной или вытянутой формы, а также иголочек размером до 50 мкм в галените (рис. 1, а, в). Иногда в сростании с жозеитом отмечаются гессит, самородный висмут и фазы сложного состава — Bi-Pb-S и Ag-Pb-Te-Bi-S. Жозеит-В достаточно однороден, точки его состава на диаграмме ложатся очень плотно (рис. 2). В одном из анализов в жозеите-В установлен свинец (табл. 2). В сравнении с Харбейским месторождением [5] жозеит на исследуемом

объекте характеризуется гораздо более постоянным составом.

Висмут самородный отмечается в рудах реже. Он так же, как и жозеит-В, находится в галените часто в ассоциации с жозеитом и теллуридами серебра. Образует ксеноморфные или удлиненные выделения размером до 40 мкм (рис. 1, б, в). В качестве редкой примеси в самородном висмуте присутствует теллур (табл. 2).

Кроме жозеита-В в рудах встречено несколько фаз состава *Bi-Pb-Te-S*, которые находятся в тесном сростании с галенитом и жозеитом-В (рис. 1, а). Они характеризуются переменным составом. Особенно изменчиво содержание Те: от 0 до 17 мас. % (табл. 2).

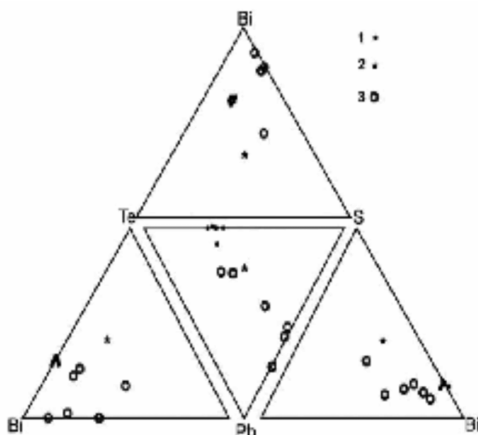
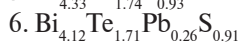
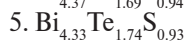
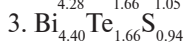
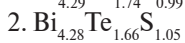
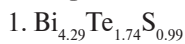


Рис. 2. Диаграмма химизма минералов в системе Bi-Pb-Te-S: 1 — жозеита-В, 2 — алексита теоретического состава, 3 — фазы состава Bi-Te-Pb-S.

Таблица 2
Химические составы висмутовых минералов, мас. %

№ п/п	Минерал	Bi	Te	Pb	S	Сумма
1	Жозеит-В	76.97	19.03	Не обн.	2.67	98.67
2	"	77.88	18.44	"	2.94	99.26
3	"	71.30	16.41	"	2.33	90.04
4	"	79.98	18.82	"	2.63	101.43
5	"	74.87	18.32	"	2.47	95.66
6	"	67.29	17.01	4.23	2.28	90.81
7	Висмут	94.55	Не обн.	Не обн.	Не обн.	94.55
8	"	96.78	0.50	"	"	97.28
9	Фаза х	72.95	0.70	23.67	2.83	100.15
10	"	86.04	0.50	11.96	1.61	100.11
11	"	59.77	Не обн.	34.92	2.15	96.84
12	"	67.82	17.52	12.32	2.18	99.84
13	"	44.36	11.21	38.48	5.59	99.64

Эмпирические формулы жозеита-В:



Из известных нам минералов с подобным набором компонентов (алексита и сиддлебакита) ни один по составу не соответствует полученным данным. Вынесенные на диаграмму результаты анализа расположились несколькими группами, что свидетельствует о дискретности вариации состава рассматриваемых фаз (рис. 2).

В галените в тесном сростании с висмутом и цумоитом обнаружен *гессит*, представленный выделениями неправильной формы размером около 10 мкм (рис. 1, б). В качестве примесей в гессите отмечаются Pb и Bi (табл. 3). На контакте выделений гессита и самородного висмута встречено несколько удлинённых зерен размером 4–6 мкм (рис. 1, б), которые по составу можно отнести к серебросодержащему *цумоиту* (табл. 3).

В другом случае обнаружены сростания самородного висмута с висмут-серебряными фазами переменного состава: x_1 – x_3 (табл. 3; рис. 1, в–г). Фаза x_1 на контакте с висмутом образует довольно однородное выделение, переходящее в мирмекитовое сростание. Далее в этом выделении сначала фиксируется фаза x_2 , которая по составу соответствует более серебристой части мирмекитового сростания, а затем фаза x_3 , в которой преобладает висмут. Таким образом, висмут-серебряные фазы характеризуются резкой неоднородностью состава, напоминающей структуры распада твердых растворов.

Во многих месторождениях, где имеются теллуриды, часто выявляются фазы переменного состава, которые не согласуются с номенклатурой минералов [1, 5, 6]. Возможно, это связано с тем, что такие фазы в действительности представляют собой сростки разных

Таблица 3

Химические составы минералов серебра, мас. %

	Минерал	Ag	Pb	Bi	Te	S	Сумма
1	Гессит	59.20	Не обн.	0.96	31.29	Не обн.	91.45
2	"	59.27	0.59	Не обн.	31.50	"	91.36
3	Ag-цумоит	7.41	Не обн.	40.97	37.52	Не обн.	85.90
4	Фаза x_1	1.64	4.19	72.97	12.85	1.19	92.84
5	Мирмекиты	37.55	20.97	4.36	22.33	2.87	88.08
6	"	42.32	16.73	2.80	25.15	2.04	89.04
7	"	27.97	28.64	7.60	18.59	3.51	86.31
8	Фаза x_2	40.12	21.32	2.95	24.82	2.25	91.46
9	Фаза x_3	5.32	15.96	64.02	6.09	1.01	92.40

Примечание. Мирмекиты: 5 – общий анализ, 6 – анализ фазы с преобладанием Ag (темная часть на снимке), 7 – фазы с преобладанием Pb (светлая часть на снимке; рис. 1, г).

Эмпирические формулы минералов:

1. $\text{Ag}_{2.06}\text{Bi}_{0.02}\text{Te}_{0.92}$ 2. $(\text{Ag}_{2.06}\text{Pb}_{0.01})_{2.07}\text{Te}_{0.93}$ 3. $(\text{Bi}_{1.4}\text{Ag}_{0.5})_{1.9}\text{Te}_{2.1}$.

индивидов очень малой размерности (менее 1 мкм), что находится за пределами разрешения рентгеноспектрального микрозондового метода. Поскольку теллуриды образуют, как правило, микроскопические сростания, их минералогия еще недостаточно изучена.

Медная минерализация широко представлена во всех объектах Харбейского рудного поля [3, 5]. Однако на Свинцовом рудопроявлении она развита слабо, а молибденит, сосредоточенный на Харбейском месторождении, не установлен совсем. В целом минерализация рассматриваемого объекта типична именно для свинцово-цинковых проявлений с теллуридами и висмутом. Известно также, что самородный висмут является самым поздним минералом скарновых и жильных месторождений. Теллур, из-за специфики своих свойств и большого атомного радиуса, также не входит в ранние сульфиды, а накапливается в поздних гидротермальных растворах совместно с элементами, образующими крупные катионы, — Bi, Ag и Au. В результате этого осаждение теллуридов в рудных месторождениях происходит в ассоциации с наиболее поздними минералами — галенитом и самородным висмутом. Подобные ассоциации отвечают заключительной стадии гидротермального процесса [2, 4]. Поэтому можно предположить, что Свинцовое рудопроявление в рамках Харбейского рудного поля обозначает внешнюю, относительно низкотемпературную зону оруденения, которая может обнаружиться и на более глубоких горизонтах Харбейского вольфрам-медно-молибденового месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гвоздев В. И., Цепин А. И. Висмутовая минерализация в рудах месторождения Восток–2 (Приморский край, Россия) // Геология рудных месторождений, 2005. Т. 47. № 2. С. 148–163.
2. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
3. Литошко Д. Н. Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. Л.: Наука, 1988. 211 с.
4. Маракушев А. А. Петрогенез и рудообразование. М.: Наука, 1979. 264 с.
5. Силаев В. И. Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. Л.: Наука, 1989. 264 с.
6. Спиридонов Э. М. Минералогия метаморфизованного Кочкарского плутоногенного золото-кварцевого месторождения, Южный Урал // Зап. ВМО, 1995. № 6. С. 24–39.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ЛАМПРОФИРЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

А. А. Соболева, М. А. Шишкин, Н. В. Романова**,
В. Н. Филиппов, Е. А. Котельникова***

Ультраосновные лампрофиры необычного состава обнаружены на Полярном Урале. Имея определенное сходство с альнеитами, они обладают более низкой щелочностью и вследствие этого должны быть отнесены к ультраосновным членам минеттового ряда.

Геологическая позиция

Лампрофиры, находящиеся предположительно в субвулканическом или гипабиссальном залегании, были вскрыты скважиной при заверке связанной с ними интенсивной магнитной аномалии на западном склоне Полярного Урала в междуречье Кары и Гнетью (рис. 1). Породы залегают непосредственно под толщей плиоцен-

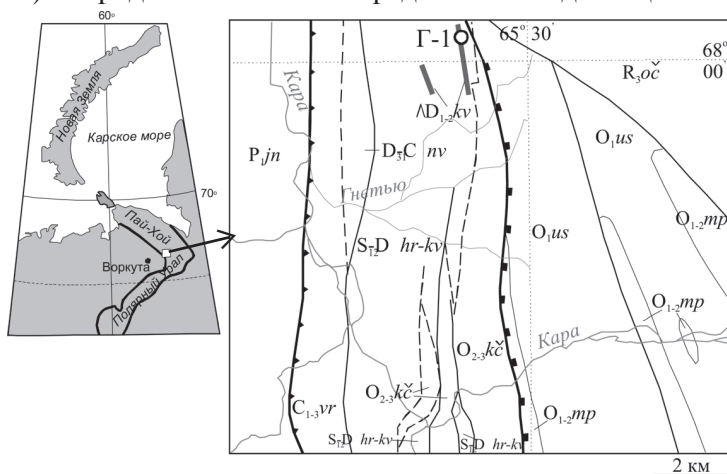


Рис. 1. Геологическая позиция даек лампрофиров.

Индексами обозначены отложения свит: очетывиской ($R_3 oc^v$), усинской ($O_1 us$), малопайпудинской ($O_{1-2} mp$), качамыльской ($O_{2-3} kc^v$), харотской и косвожской нерасчлененных ($S_1 - D_2 hr-kv$), няньворгинской ($D_3 - C_1 nv$), воргашорской ($C_{1-3} vr$); юнгягинской серии ($P_1 jn$) и дайки лампрофиров косвожского вулканического комплекса ($\Delta D_{1-2} kv$), кружок – местоположение скв. Г-1.

*ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Mikhail.Shishkin@vsegei.ru

**ООО «Кратон», Сыктывкар, kolesnik@mireko.komi.ru

четвертичных отложений, мощность которых по данным бурения составляет 88 м. Мощность тела лампрофиров не известна, так как скважина вошла лишь в верхнюю его часть на глубину 21 м.

Лампрофиры условно отнесены к косвожскому комплексу раннесреднедевонского возраста на основании локализации их среди пород косвожской свиты [12] и по наличию в последней редких эффузивных образований и лампроитов (единитов) в более южных районах [11]. Нельзя исключать и более молодой возраст лампрофиров, например мезозойский. Возможна их корреляция с шарьюским долерит-лампроитовым гиабиссальным комплексом раннесреднеюрского возраста, развитым на гряде Чернышева.

Sm-Nd модельный возраст лампрофиров (T_{DM}) по валовому составу был рассчитан относительно модельного истощенного резервуара. При его расчете из-за невозможности определения начального отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и отсутствия изохронной зависимости время кристаллизации лампрофиров было принято условно (по геологическим данным) и составляет 400 млн лет. Модельный возраст составляет 1656–880 млн лет, что позволяет с большой долей условности оценить временной интервал, в течение которого могло происходить отделение протолита от деплетированной мантии, из которого впоследствии сформировались лампрофиры. Величина ϵ_{Nd} принимает положительные значения от 1.7 до 4.4, что может свидетельствовать о деплетированном характере мантийных источников (табл. 1). Однако отсутствие изохронной зависимости, большие вариации T_{DM} и ϵ_{Nd} мы склонны объяснять тем, что Sm-Nd изотопная система была нарушена в результате воздействия наложенных вторичных процессов.

Таблица 1

Концентрации и изотопный состав Sm и Nd в лампрофирах

Номер образца	Интервал глубины опробования, м	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}^*	T_{DM}^* , млн. лет
1	95.8—98.8	22.60	100.60	0.1359	0.512703 ± 5	4.4	880
2	102.9—103.4	20.36	89.19	0.1380	0.512685 ± 6	3.9	940
3	106.55—106.75	15.17	59.73	0.1536	0.512666 ± 6	2.8	1230
4	106.75—107.00	14.94	53.92	0.1675	0.512649 ± 6	1.7	1656

Примечание. Образцы из скважины Г-1. Коллекция М. А. Шишкина.

* Величины рассчитаны для 400 млн лет — принятого возраста кристаллизации лампрофиров.

Петрографическая характеристика

Лампрофиры представляют собой серо-зеленые массивные породы с порфировой (рис. 2, а), сериально-порфировой в сочетании с пойкилитовой (рис. 2, б) структурами и реликтовой призматически-зернистой структурой основной массы (рис. 2, в). Породы сложены слабо измененным клинопироксеном (45–55 об. %) и в различной степени хлоритизированным флогопитом (5–10 об. %), а также минералами (оливином и пироксеном) и, возможно, девитрифицированным и перекристаллизованным стеклом, замещенными преимущественно серпентинхлоритовым агрегатом (30–35 об. %). Акцессорные минералы представлены апатитом (1–3 об. %), титанитом и перовскитом. Среди рудных (10–15 об. %) преобладает титаномagnetит, обычны пентландит и пирротин, реже встречаются халькопирит и ильменит, иногда в сростании с пирротинном присутствует кобальтин. В протолочках установлен минерал из группы хромшпинелидов. Отчетливо вторичное происхождение имеют хлорит,

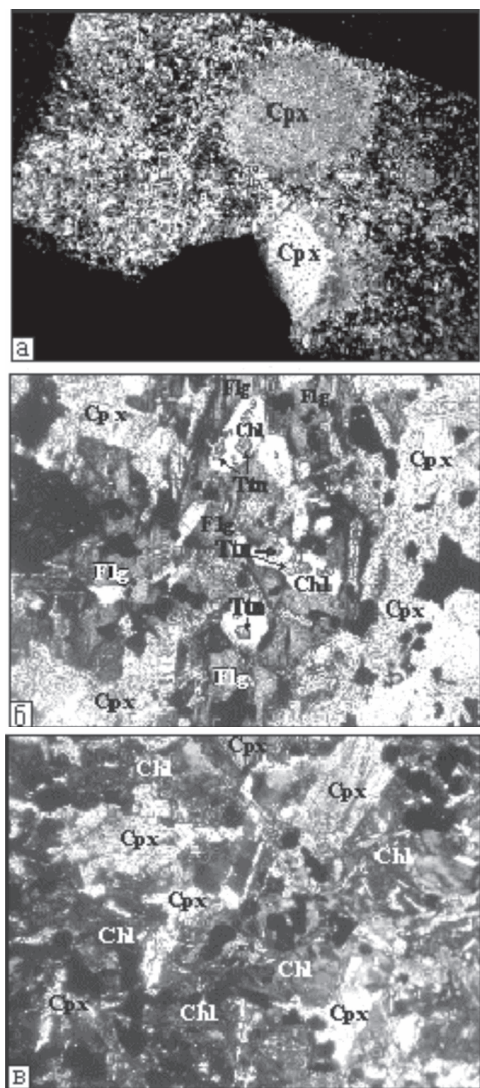


Рис. 2. Порфировая (а), пойкилитовая (б) и призматически-зернистая (в) структуры лампрофиров. Минералы: Срх — клинопироксен, Flg — флогопит, Ттн — титанит, Chl — серпентин-хлоритовый агрегат. Оптическая микроскопия в поляризованном (а, в) и проходящем (б) свете. Увел. $\times 4$ (а), $\times 70$ (б), $\times 50$ (в).

хлорит-серпентиновый агрегат и кальцит. Титанит, вероятно, разного генезиса: замещающий (вместе с перовскитом) ильменит может быть позднемагматическим, а находящийся в виде включений в псевдоморфозах хлорит-серпентинового агрегата по оливину и/или пироксену и в виде зерен в перекристаллизованной основной массе, вероятно, является вторичным, а именно метаморфогенным или автометасоматическим. Полуколичественным минералогическим анализом установлено наличие тремолита, биотита и гидробиотита.

Характеристика минералов

Клинопироксен. Вкрапленники клинопироксена представлены ксеноморфными с неровными границами, изредка субтаблитчатыми бесцветными зернами с отчетливо зональным строением размером 2–2.5 мм и 3.5–4 мм (рис. 3, а). В периферийной части зерен содержатся пойкилитовые включения рудных минералов, апатита, флогопита (рис. 3, б). Кристаллы участками хлоритизированы. Клинопироксеном более поздней генерации сложены обильные пойкилитовые включения во флогопите. Он также встречается в основной массе в виде тонких удлиненно-призматических бесцветных зерен длиной 0.1–0.3 мм, редко до 5 мм (рис. 2, в) и образует сравнительно крупные призматические немногочисленные зерна размером 0.6–1 мм. По химическому составу (табл. 2) клинопироксены отвечают низкожелезистому титансодержащему диопсиду. Отмечается возрастание железности в крупных вкрапленниках – от 15–16 в ядре до 16–18 в кайме, в небольших вкрапленниках – от 13–18 в ядре до 17–21 в кайме. Концентрация TiO_2 и Al_2O_3 в фенокристал-

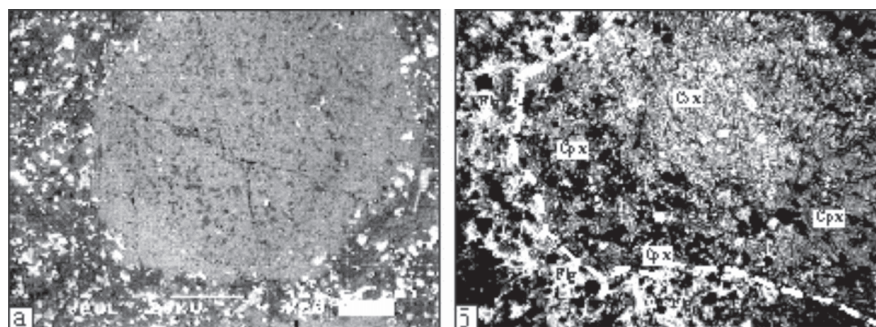


Рис. 3. Вкрапленники клинопироксена: а – РЭМ-изображение зонального кристалла в режиме упругоотраженных электронов; б – микрофотография фрагмента каймы с пойкилитовой структурой в поляризованном свете, увел. $\times 50$.

Таблица 2

Химический состав моноклинных пироксенов, мас. %

Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Сумма	Эмпирическая формула
1ц	50.02	1.36	1.93	5.62	15.05	23.97	97.95	Ca _{0.97} (Mg _{0.85} Fe ²⁺ _{0.11} Fe ³⁺ _{0.05} Ti _{0.02}) _{1.03} (Si _{1.89} Al _{0.09} Ti _{0.02}) ₂ O ₆
1к	44.81	3.34	5.58	6.00	13.83	24.43	97.99	Ca(Mg _{0.78} Fe ²⁺ _{0.02} Fe ³⁺ _{0.15} Ti _{0.05})(Si _{1.70} Al _{0.25} Ti _{0.05}) ₂ O ₆
2м	52.82	He обн.	0.69	0.82	18.22	25.32	97.87	CaMg(Si _{1.95} Al _{0.03} Fe ²⁺ _{0.02}) ₂ O ₆
3ц	49.97	0.54	0.79	5.11	14.64	23.49	94.54	Ca _{0.99} (Mg _{0.86} Fe ²⁺ _{0.12} Fe ³⁺ _{0.03}) _{1.01} (Si _{1.96} Al _{0.03} Ti _{0.01}) ₂ O ₆
3к	45.89	2.17	4.71	5.69	13.88	24.40	96.74	Ca(Mg _{0.79} Fe ²⁺ _{0.04} Fe ³⁺ _{0.13} Ti _{0.04})(Si _{1.77} Al _{0.21} Ti _{0.02}) ₂ O ₆
3к	46.29	2.16	3.68	5.68	13.97	23.67	95.45	Ca _{0.99} (Mg _{0.81} Fe ²⁺ _{0.06} Fe ³⁺ _{0.11} Ti _{0.03}) _{1.01} (Si _{1.80} Al _{0.17} Ti _{0.03}) ₂ O ₆
4о	55.80	He обн.	He обн.	3.72	22.89	13.68	96.09	Ca _{0.55} (Mg _{1.27} Fe ²⁺ _{0.10}) _{1.37} Si _{2.08} O ₆
5ц	52.92	"	"	5.44	17.50	23.13	98.99	Ca _{0.92} (Mg _{0.97} Fe ²⁺ _{0.07} Fe ³⁺ _{0.04}) _{1.08} (Si _{1.96} Fe ³⁺ _{0.04}) ₂ O ₆
5к	42.58	3.33	5.46	6.77	12.98	23.84	94.96	Ca _{1.01} (Mg _{0.76} Fe ²⁺ _{0.01} Fe ³⁺ _{0.19} Ti _{0.03}) _{0.99} (Si _{1.68} Al _{0.25} Ti _{0.07}) ₂ O ₆
6м	49.06	1.58	1.99	4.78	14.60	23.96	95.97	Ca _{0.99} (Mg _{0.84} Fe ²⁺ _{0.11} Fe ³⁺ _{0.03} Ti _{0.03}) _{1.01} (Si _{1.90} Al _{0.09} Ti _{0.01}) ₂ O ₆
7о	51.12	He обн.	1.81	3.45	20.17	19.40	95.95	Ca _{0.78} (Mg _{1.12} Mn _{0.02} Fe ²⁺ _{0.08}) _{1.22} (Si _{1.91} Al _{0.08} Fe ³⁺ _{0.01}) ₂ O ₆
8ц	49.10	1.04	1.92	5.18	14.89	23.04	95.17	Ca _{0.96} (Mg _{0.86} Fe ²⁺ _{0.12} Fe ³⁺ _{0.03} Ti _{0.03}) _{1.04} (Si _{1.91} Al _{0.09}) ₂ O ₆
8к	45.10	3.84	5.21	5.61	13.96	24.22	97.94	Ca _{0.98} (Mg _{0.79} Fe ²⁺ _{0.03} Fe ³⁺ _{0.13} Ti _{0.06}) _{1.01} (Si _{1.72} Al _{0.23} Ti _{0.03}) ₂ O ₆
9м	50.01	1.92	2.94	4.03	16.68	23.81	99.39	Ca _{0.94} (Mg _{0.92} Fe ²⁺ _{0.11} Ti _{0.02}) _{1.05} (Si _{1.84} Al _{0.13} Ti _{0.03}) ₂ O ₆
10ц	49.53	0.87	1.74	5.75	15.10	22.31	95.30	Ca _{0.93} (Mg _{0.87} Fe ²⁺ _{0.15} Ti _{0.03} Fe ³⁺ _{0.02}) _{1.07} (Si _{1.92} Al _{0.08}) ₂ O ₆

Примечание. 1, 2 – зерна из интервала глубин 95.8–98.8 м; 3–7 – из инт. 103.4–105.4 м; 8–10 – из инт. 106.75–107.0 м; ц, к – центр и кайма фенокристалла; о – обособление в кайме фенокристалла; м – микролит основной массы.

лах также закономерно увеличивается от центра к краю: в центральных зонах содержание TiO₂ варьирует в пределах 0.51–3.60, в краевых – 2.16–3.93 мас. %, а концентрация Al₂O₃ составляет 0.67–4.57 и 3.20–5.46 мас. % соответственно. В небольших вкрапленниках ядерная часть более титанистая и глиноземистая по сравнению с центральными зонами крупных зерен. Начало их роста происходило, по всей видимости, позже, чем зарождение больших вкрапленников, на фоне формирования внешних зон последних. В мелких зернах основной массы диопсиды более магнезиальные, чем во вкрапленниках ($f=2-14$), а содержания TiO₂ и Al₂O₃ изменяются в них в широких пределах, составляя 0–3.46 и 0.69–5.45 мас. % соответственно.

В кайме крупных и средних кристаллов диопсида встречены обособления размером 30–40 мкм, отвечающие по составу богатому магнием авгиту (эндиопсиду), – низкокальциевые, высокомагнезиальные ($f=7$), низкоглиноземистые (Al₂O₃ до 1.81 %) и не содержащие титана (анализы 4 и 7 в табл. 2). В одном зерне (анализ 7) обнаружено 0.72 % MnO. Границы обособлений тонкие ровные четкие (рис. 4). Возможно, это продукты твердофазового распада твердого раствора или захваченные зерна более ранних фаз.

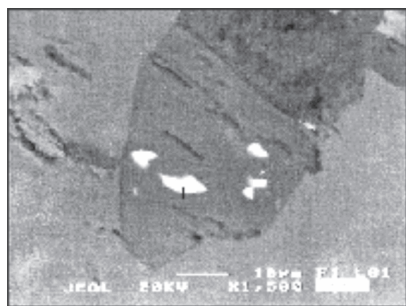


Рис. 4. Включение микросростка хлорита (Chl) и эндиопсида (End) в диопсиде (Di). В эндиопсиде наблюдаются выделения халькопирита (Csp). РЭМ-изображение в режиме упругоотраженных электронов.

Таким образом, по химическому составу клинопироксены рассматриваемых пород отчетливо разделяются на две группы (рис. 5): титанистые диопсиды вкрапленников и основной массы (1) и эндиопсиды включений в фенокристаллах диопсида (2). Титансодержащие клинопироксены встречаются обычно в породах щелочного ряда — ультраосновных лампрофирах, а также в лейцититах и лампроитах [5, 15]. Близкие к эндиопсиду различия сопоставимы по химическому составу с ксенокристаллами из кимберлитов [15, 4].

Флогопит в породе встречается в виде неровных, трудно прослеживаемых, затусованных и искаженных пластинок (2—5 мм) густо-коричневого цвета (ойкокристаллов) с резким плеохроизмом, часто имеющих вид пятнистых скоплений. Они содержат обильные пойкилитовые вросстки тонких и длинных мелких призм кли-

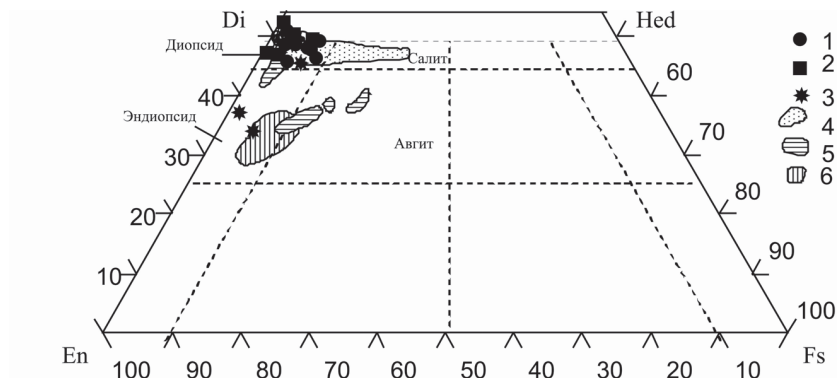


Рис. 5. Состав моноклиновых пироксенов из лампрофиров косвожского комплекса.

1 — фенокристаллы, 2 — микролиты основной массы, 3 — включения в кайме фенокристаллов, 4 — пироксены из ультрамафитовых лампрофиров (альнеитов и айлликиитов), данные N. M. S. Rock [15], 5 — мегакристы/ксенокристы и ксенолитовые пироксены из альнеитов, данные N. M. S. Rock [15], 6 — мегакристы из кимберлитов, данные Дж. Доусона [4].

нопироксена, иногда более крупные слабоудлиненные призматические кристаллы клинопироксена, а также зерна титаномагнетита, ильменита и редкие призмы апатита. Для крупных чешуй флогопита весьма характерны многочисленные овальные и округлые включения серпентин-хлоритовых псевдоморфоз по оливину и/или пироксену размером 0.1–0.3 мм с отчетливыми ровными ограничениями (рис. 2, б). Псевдоморфозы сложены крипто- и микрочешуйчатым бесцветным и слегка желтоватым агрегатом хлорита и серпентина или светло-зеленым хлоритом, иногда содержат мелкие зерна титанита размером до 0.1 мм или их скопления. Флогопит неравномерно, а в единичных случаях с сохранением лишь реликтовых участков замещен хлоритом. Небольшие чешуйки флогопита наблюдаются также в виде пойкилитовых вростков в богатых включениями каймах зональных кристаллов клинопироксена, что свидетельствует об обрастании зерен раннего диопсида более поздним.

Для флогопита характерна высокая магнезиальность, достигающая 77–87 % в ойкокристаллах и 82–84 % во включениях в зернах диопсида (табл. 3). Присутствие истонит/сидерофиллитовой составляющей выражается в вариациях количества ионов Al в тетраэдрической позиции: величина Si/Al_{IV} находится в пределах 2–2.6. Особенностью рассматриваемых флогопитов являются повышенная титанистость – концентрация диоксида титана в ойкокристаллах изменяется от 3.62 до 7.26, а во включениях в диопсиде – от 2.5 до 4.59 мас. %.

По химическому составу и, в частности, высокому содержанию титана, рассматриваемые флогопиты близки к флогопитам из ос-

Таблица 3

Химический состав флогопита, мас. %

Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	Сумма	Flg	Эмпирическая формула
1	33.25	2.26	9.98	9.99	21.46	8.56	85.50	87.7	$K_{0.97}(Mg_{2.84}Fe^{2+}_{0.74}Ti_{0.15}Mn_{0.01})_{3.74}[Si_{2.96}Al_{1.04}]_4(OH)_{3.75}$
2	33.97	3.62	11.32	8.03	21.10	9.73	87.77	84	$(K_{1.05}Ca_{0.02})_{1.07}(Mg_{2.66}Fe^{2+}_{0.57}Ti_{0.23})_{3.46}[Si_{2.87}Al_{1.13}]_4(OH)_{3.34}$
3	35.89	4.47	12.21	7.88	21.55	10.20	92.20	81.8	$(K_{1.04}Ca_{0.02})_{1.06}(Mg_{2.55}Fe^{2+}_{0.52}Ti_{0.27})_{3.35}[Si_{2.86}Al_{1.14}]_4(OH)_{3.16}$
4	33.34	5.67	13.86	8.11	20.68	9.54	91.20	79.8	$K_{0.98}(Mg_{2.48}Ti_{0.34}Fe^{2+}_{0.34}Fe^{3+}_{0.21}Mn_{0.01})_{3.37}[Si_{2.68}Al_{1.32}]_4(OH)_{3.10}$
5	32.20	5.92	13.41	7.83	19.30	9.78	88.44	77	$(K_{1.04}Ca_{0.01})_{1.05}(Mg_{2.40}Ti_{0.37}Fe^{2+}_{0.29}Fe^{3+}_{0.25}Mn_{0.01})_{3.32}[Si_{2.68}Al_{1.32}]_4(OH)_{3.12}$
6	29.04	6.23	11.91	9.45	17.70	7.47	81.80	77.3	$(K_{0.88}Ca_{0.02})_{0.90}(Mg_{2.45}Fe^{2+}_{0.73}Ti_{0.43})_{3.61}[Si_{2.70}Al_{1.30}]_4(OH)_{3.74}$
7	31.45	6.76	12.94	8.61	19.22	9.20	88.18	77.5	$K_{1.00}(Mg_{2.45}Fe^{2+}_{0.56}Ti_{0.44}Fe^{3+}_{0.05}Mn_{0.02})_{3.52}[Si_{2.69}Al_{1.31}]_4(OH)_{3.61}$

Примечание. 1 – зерно из интервала глубин 95.8–98.8 м; 2–5 – из инт. 103.4–105.4 м; 6, 7 – из инт. 106.75–107.0 м. 1–3 – пойкилитовые включения флогопита в каймах фенокристаллов клинопироксена; 4–7 – ойкокристаллы флогопита, Flg – содержание флогопитового минала, мол. %.

новой массы вы-
сокотитанистых
кимберлитов и лам-
проитов [5,10], а
также из ультраос-
новных лампро-
фиров — альнеитов
и айллицитов [15],
отличаясь от флого-
питов из глубинных

включений в ким-
берлитах несколько
большей глинозе-
мистостью и желе-
зистостью. Важно
отметить, что для флогопитов из полярноуральских лампрофиров
характерна корреляция возрастания содержания титана с медлен-
ным повышением концентрации алюминия, свойственная только
лампрофирам минеттовой группы (известково-щелочным [16]).
Фигуративные точки их состава группируются вблизи лампрофиро-
вого тренда (рис. 6), значительно отличающегося от кимберлитового
и лампроитового трендов [6].

Апатит слагает призматические и короткопризматические бес-
цветные зерна, часто трещиноватые. Они обычно заключены в ой-
кокристаллах флогопита или в фенокристаллах диопсида, в после-
днем случае могут быть окружены хлоритом. Иногда образуют срост-
ки с клинопироксеном или заключают его мелкие призмы. В со-
ставе апатита отмечается примесь стронция (SrO 1.45—3.31 мас. %),
изоморфно замещающего кальций, и серы (SO_3 до 0.52 мас. %), вхо-
дящей в анионную часть (табл. 4).

Титанит встречается в основной массе в виде многочисленных
овальных субидiomорфных зерен размером до 0.15 мм, которые
иногда ассоциируются с мелкими зернами карбоната. Кроме того,
зерна титанита размером до 0.1 мм и их сростки часто заключены в
крупных вкрапленниках диопсида и в псевдоморфозах по вклю-
чениям оливина и/или пироксена во флогопите и диопсиде. Этот
минерал обнаружен также в сростании с перовскитом, вероятно
замещающий последний. Для титанита характерно наличие примесей
 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и V_2O_5 (табл. 5).

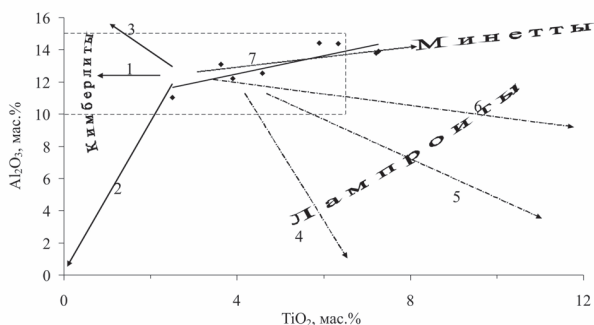


Рис. 6. Характер эволюции состава флогопита в лампрофирах косвожского комплекса. Нанесены тренды эволюции, характерные для кимберлитов (1—3), лампроитов (4—6) и минетт (7). Основа диаграммы взята из работы Р. Х. Митчелла [6].

Таблица 4

Химический состав апатита, мас. %

Номер зерна	CaO	SrO	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма	Эмпирическая формула
1	56.75	3.31	42.42	Не обн.	102.48	(Ca _{9.86} Sr _{0.30}) _{10.16} [PO ₄] _{5.82} (OH) _{2.86}
2	53.66	1.45	39.05	0.52	94.68	(Ca _{10.02} Sr _{0.14}) _{10.16} [PO ₄] _{5.88} [SO ₄] _{0.04} (OH, F?) _{2.60}

Примечание. 1 — включение в ойокристалле флогопита, интервал глубин 95.8–98.8 м; 2 — включение в центральной части фенокристалла клинопироксена, интервал глубин 103.4–105.4 м

Перовскит содержится в небольшом количестве в виде мельчайших (5–10 мкм) включений в перовскит-титанит-ильменитовых агрегатах (рис. 7, а). В них перовскит, по всей видимости, развивается по ильмениту, замещаясь в свою очередь титанитом. Он образует также мелкие идиоморфные кристаллы с каймами тита-

Таблица 5

Химический состав титанита, мас. %

Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Сумма	Эмпирическая формула
1	28.65	38.10	0.54	1.11	0.74	27.21	Не обн.	96.35	Ca _{0.98} (Ti _{0.97} Mg _{0.04} Fe ³⁺ _{0.02}) _{1.03} (Si _{0.97} Al _{0.02}) _{0.99} O ₅
2	30.70	37.57	Не обн.	2.13	1.94	27.28	0.76	100.38	Ca _{0.95} (Ti _{0.92} Mg _{0.09} Fe ³⁺ _{0.05} V _{0.01}) _{1.07} SiO ₅
3	29.58	39.01	"	1.70	Не обн.	28.42	Не обн.	98.71	Ca _{1.01} (Ti _{0.98} Fe ³⁺ _{0.04}) _{1.02} Si _{0.98} O ₅
4	28.52	37.09	"	0.94	"	28.07	"	94.62	Ca _{1.04} (Ti _{0.97} Fe ³⁺ _{0.02}) _{0.99} Si _{0.99} O ₅
5	28.63	38.33	"	1.37	"	28.22	"	96.55	Ca _{1.03} (Ti _{0.98} Fe ³⁺ _{0.03}) _{1.01} Si _{0.97} O ₅

Примечание. 1–3 — зерна из интервала глубин 95.8–98.8 м, 4 — из инт. 103.4–105.4 м, 5 — из инт. 106.75–107.0 м; 1 — из псевдоморфозы серпентин-хлоритового агрегата по оливину (?) в крупном фенокристалле клинопироксена, 2 — включение в фенокристалле клинопироксена, 3, 4 — из псевдоморфозы серпентин-хлоритового агрегата по оливину (?) во флогопите, 5 — из хлорита основной массы, с включениями титаномagnetита.

Таблица 6

Химический состав перовскита, мас. %

Номер зерна	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	V ₂ O ₅	Сумма	Эмпирическая формула
1	2.63	55.48	2.27	37.24	0.73	98.35	(Ca _{0.92} Fe ²⁺ _{0.04}) _{0.96} (Ti _{0.96} Si _{0.06} V _{0.01}) _{1.03} O ₃
2	Не обн.	56.78	1.14	39.17	Не обн.	97.09	(Ca _{0.98} Fe ²⁺ _{0.02})TiO ₃
3	0.43	54.96	1.73	36.80	"	93.92	(Ca _{0.95} Fe ²⁺ _{0.03}) _{0.98} (Ti _{1.00} Si _{0.01}) _{1.01} O ₃
4	Не обн.	56.77	0.89	40.21	"	97.87	Ca(Ti _{0.99} Fe ³⁺ _{0.01})O ₃

Примечание. 1, 2 — перовскит в сростках с ильменитом и титанитом, интервал глубин 95.8–98.8 м; 3 — включение в фенокристалле клинопироксена, инт. 103.4–105.4 м; 4 — зерно с каймой титанита в основной массе, инт. 106.75–107.0 м.

нита размером около 20 мкм (рис. 7, б) в основной массе или встречается как включения в фенокристаллах клинопироксена. Перовскит, развивающийся по ильмениту, содержит примеси Fe_2O_3 и V_2O_5 , а в основной массе и в пойкилитовых включениях — лишь примесь Fe_2O_3 (табл. 6). Перовскит является типоморфным минералом как части кимберлитов, так и лампроитов. Обычен он и в ультраосновных лампрофирах. В целом наличие перовскита свидетельствует о щелочном характере среды минералообразования.

Ильменит образует гипидиоморфные уплощенные зерна размером около 50 мкм, в которых он сохраняется обычно в виде реликтов, замещаясь титанитом и перовскитом (рис. 7, в). Характеризуется заметным содержанием пирофанитовой составляющей (MnTiO_3 6–12 мол. %) и примеси V_2O_5 (до 0.8 мас. %; табл. 7). Ильменит с повышенным содержанием марганца известен в основной массе лампроитов [5] и кимберлитов, обогащенных карбонатным материалом [9], а также в ультрамафитовых лампрофирах [15]. Ильменит, обычно встречающийся в кимберлитах, отличается значительным содержанием магния [4].

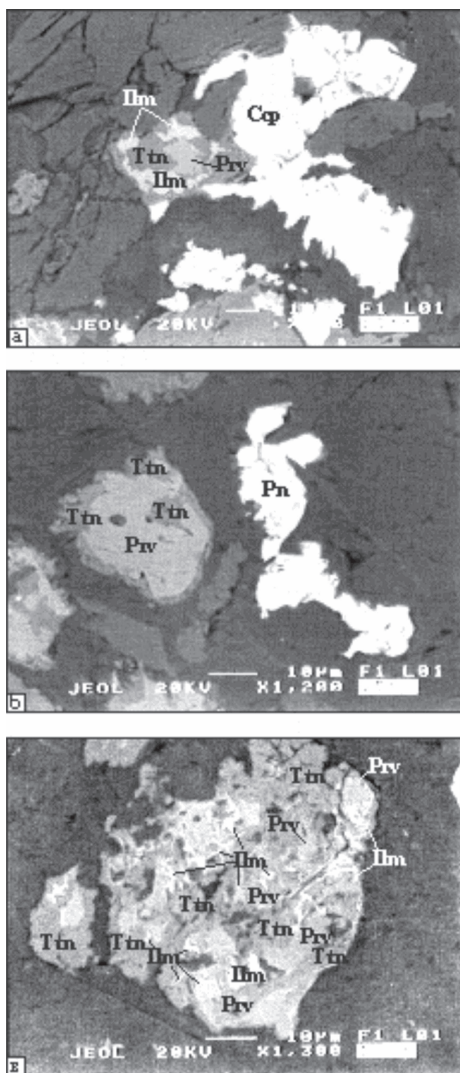


Рис. 7. Микрострустики ильменита (Ilm), перовскита (Prv) и титанита (Ttn) в основной массе. Белое — халькопирит (Ccp) и пентландит (Pn). Рис. 7–11 — РЭМ-изображения в режиме упругоотраженных электронов.

Таблица 7

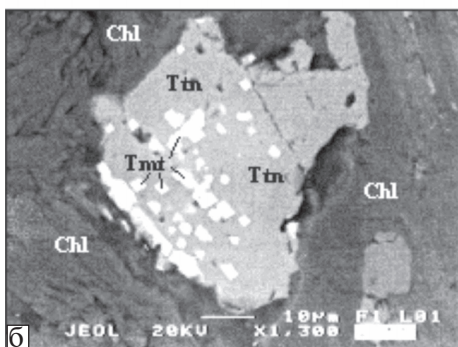
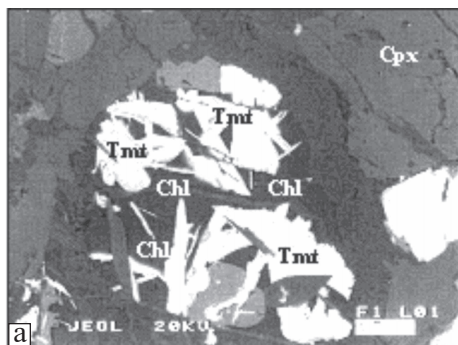
Химический состав титаномагнетита и ильменита, мас. %

Номер зерна	Компоненты, мас. %								Минералы шпинельного твердого раствора, мол. %				
	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	V ₂ O ₅	Сумма	FeFe ₂ O ₄	FeCr ₂ O ₄	Fe ₂ TiO ₄	FeV ₂ O ₄	MnMn ₂ O ₄
Титаномагнетит													
1	Не обн.	7.94	Не обн.	84.00	0.82	Не обн.	0.56	93.32	75.2	0.0	23.2	0.7	0.9
2	0.63	7.99	"	85.55	0.68	"	0.47	95.32	75.7	0.0	23.0	0.6	0.7
3ц	0.41	11.35	0.47	81.75	0.82	"	0.68	95.48	64.9	0.7	32.7	0.9	0.9
3к	0.54	6.39	0.40	85.70	Не обн.	"	0.47	93.50	80.1	0.6	18.7	0.6	0.0
4ц	Не обн.	9.95	0.50	79.36	1.10	"	Не обн.	90.91	68.1	0.8	29.9	0.0	1.2
4к	"	8.20	0.71	80.74	0.99	"	0.61	91.25	72.4	1.1	24.5	0.8	1.1
5	0.48	12.37	0.64	77.87	1.28	"	Не обн.	92.64	60.8	1.0	36.8	0.0	1.4
6	Не обн.	1.90	Не обн.	89.21	0.39	"	0.41	91.91	93.4	0.0	5.6	0.5	0.4
7	1.54	1.31	<<	88.68	Не обн.	1.20	Не обн.	92.73	96.1	0.0	3.9	0.0	0.0
8ц	Не обн.	11.63	0.58	80.36	1.28	Не обн.	0.68	94.53	63.2	0.9	33.7	0.9	1.4
8к	"	14.16	0.46	76.74	1.56	"	0.83	93.75	55.0	0.7	41.5	1.1	1.7
8к	"	18.05	0.46	73.16	1.96	"	0.67	94.30	43.5	0.7	52.8	0.9	2.2
Ильменит													
9	0.87	50.99	Не обн.	41.094	2.45	2.68	0.80	98.88	—	—	—	—	—
10	Не обн.	52.81	"	40.032	5.54	Не обн.	Не обн.	98.38	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — включения в центре и (5) в кайме фенокристалла диопсида; 2–4, 6, 8 — зерна из основной массы; 7 — включение в титаните; 9 — реликтовый участок зерна, замещенного перовскитом и титанитом; 10 — из сростка с перовскитом и титанитом. Эмпирические формулы ильменита: 9 — $(\text{Fe}_{0.87}\text{Ca}_{0.07}\text{Mn}_{0.05}\text{V}_{0.99})_{0.97}(\text{Ti}_{0.97}\text{Si}_{0.02}\text{V}_{0.01})_{1.00}\text{O}_3$; 10 — $(\text{Fe}_{0.86}\text{Mn}_{0.12}\text{V}_{0.98})_{1.02}\text{O}_3$.

Титаномагнетит присутствует в виде агрегата идиоморфных и субидиоморфных зерен размером 0.03–0.1 мм и иногда до 2 мм, в некоторых случаях замещенных в ядерной части и по периферии титанитом. Входит в состав основной массы (рис. 8, а), а также образует включения во флогопите, в фенокристаллах диопсида и в титаните (рис. 8, б). Титаномагнетит содержит высокую долю ульвита Fe_2TiO_4 — от 19 до 53 мол.%,

Рис. 8. Морфология выделений титаномагнетита в основной массе (а) и его включения в кристалле титанита (б). Минералы: Срх — клинопироксен, Chl — хлорит, Tmt — титаномагнетит, Ttn — титанит.



лишь в единичных зернах снижающуюся до 4–6 мол. %. Среди примесей присутствуют V_2O_5 (0.41–0.83 мас. %), MnO (0.39–1.96 мас. %), Cr_2O_3 (0.40–0.71 мас. %), SiO_2 (0.41–1.54 мас. %) (табл. 7). Для рассматриваемых титаномагнетитов характерен эволюционный тренд, присущий ультраосновным лампрофитам: рост концентрации титана при постоянстве отношения $Fe/Fe+Mg$ [15]; отмечается положительная корреляция между содержаниями титана и марганца.

Сульфиды и сульфоарсениды. Сульфиды в рассматриваемых породах представлены в порядке убывания содержания пентландитом, пирротинном и халькопиритом, сульфоарсениды — кобальтином.

Пентландит образует изометричные зерна размером от менее 1 до 100 мкм в кайме крупных вкрапленников клинопироксена, пластинках флогопита и в основной массе. Кроме того, он слагает линзовидные и каплевидные выделения величиной до 10 мкм в кайме крупных фенокристаллов клинопироксена, располагаясь обычно внутри обособлений хлорита или хлоритизированного флогопита. Зерна пентландита часто неоднородны (рис. 9, а; табл. 8), в них определяются две фазы — $(Ni_{4.08}Fe_{3.44}Co_{1.12})_{8.64}S_8$ и $(Ni_{4.80}Fe_{3.76}Co_{1.20})_{9.76}S_8$. В гомогенных зернах содержится, ф.е. : Ni 4.56–4.72, Fe 3.12–3.68, Co 0.8–1.68. Линзовидные и каплевидные выделения (рис. 9, б) представляют собой неоднородный по составу Co - Cu -содержащий пентландит. Разные зоны этих обособлений заметно различаются по содержанию меди и никеля, например: $(Fe_{4.16}Ni_{3.52}Co_{0.64}Cu_{0.08})_{8.40}S_8$

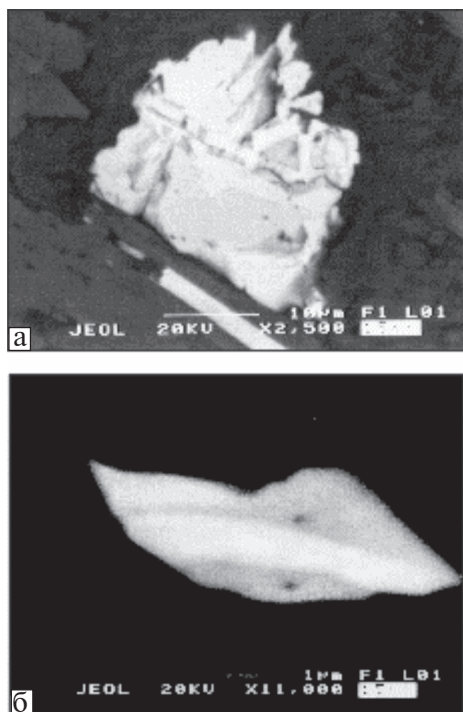


Рис. 9. Характер неоднородности состава пентландита: двухфазное строение зерен (а); неоднородное по составу линзовидное выделение (б).

Таблица 8

Химический состав сульфидов и сульфоарсенидов, мас. %

Номер зерна	Fe	Co	Ni	Cu	S	As	Сумма	Эмпирическая формула
1	29.84	4.75	26.07	0.70	32.67	He обн.	94.03	(Fe _{4.35} Ni _{3.61} Co _{0.66} Cu _{0.09}) _{8.71} S _{8.29}
2	25.62	2.61	17.35	13.50	29.16	"	88.24	(Fe _{4.06} Ni _{2.62} Cu _{1.88} Co _{0.39}) _{8.95} S _{8.05}
3	25.90	8.60	31.99	He обн.	34.25	"	100.74	(Ni _{4.17} Fe _{3.54} Co _{1.12}) _{8.83} S _{8.17}
4	24.62	8.26	32.91	"	30.20	"	95.99	(Ni _{4.58} Fe _{3.60} Co _{1.14}) _{9.32} S _{7.68}
5	24.23	7.63	31.88	"	29.86	"	93.60	(Ni _{4.53} Fe _{3.62} Co _{1.08}) _{9.23} S _{7.77}
6	25.34	5.87	34.17	"	32.83	"	98.21	(Ni _{4.58} Fe _{3.57} Co _{0.78}) _{8.93} S _{8.07}
7	58.55	He обн.	0.60	"	37.61	"	96.76	(Fe _{0.89} Ni _{0.01}) _{0.90} S
8	58.90	"	He обн.	"	38.32	"	97.22	Fe _{0.88} S
9	28.56	"	"	32.66	33.32	"	94.54	CuFe _{0.99} S _{2.01}
10	30.78	0.83	2.93	32.74	32.7	"	77.02	Cu _{0.96} (Fe _{1.02} Ni _{0.09} Co _{0.03}) _{1.14} S _{1.90}
11	1.25	31.65	0.82	He обн.	17.96	44.19	95.87	(Co _{0.93} Fe _{0.04} Ni _{0.02}) _{0.99} As _{1.03} S _{0.97}

Примечание. 1–5, 7, 8, 10, 11 – зерна из интервала глубин 103.4–105.4 м; 6, 9 – из инт. 106.75–107.0 м. Пентландит (1–6): 1, 2 – из линзовидного обособления во включении эндиопсида в диопсиде, 3–6 – зерна в основной массе. Пирротин (7–8): 7 – включение в фенокристалле диопсида; 8 – из включения хлоритизированного флогопита в кайме фенокристалла диопсида. Халькопирит (9–10): 9 – зерно в сростании с пирротинном в основной массе; 10 – включение в обособлении эндиопсида в кайме фенокристалла диопсида; 11 – кобальтин из включения хлоритизированного флогопита в кайме фенокристалла

и (Fe_{4.256}Ni_{1.84}Cu_{0.40}Co_{0.80})_{8.80}S₈. Они отличаются от более идиоморфных зерен наличием в составе меди, более высокой железистостью и пониженными содержаниями никеля и кобальта, что позволяет предположить, что линзовидные и каплевидные образования могли сформироваться в ходе ликвационного обособления сульфидного расплава, тогда как другие зерна, вероятно, кристаллизовались из ультраосновной магмы в качестве одной из ранних фаз.

Пирротин более редок, чем пентландит, он обнаружен в виде мелких (до 10–15 мкм) зерен неправильной формы, иногда идиоморфных с гексагональными сечениями. Встречается в основной массе и как включения в крупных фенокристаллах клинопироксена совместно с хлоритом (рис. 10). Внутри зерен пирротина отмечаются включения титаномагнетита неправильной формы размером до 5 мкм, указывающие на более позднее образование пирротина по отношению к титаномагнетиту. Состав пирротина описывается формулой Fe_{6.4-7.2}S₈, то есть приближается к составу клинопирротина. В минерале отмечается примесь никеля (до 0.66 мас. %; табл. 8).

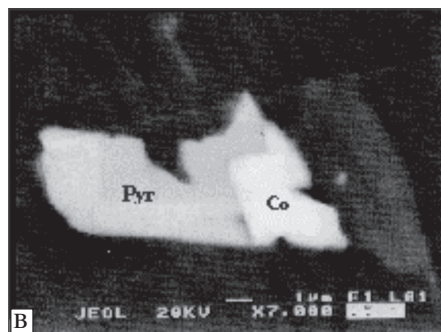
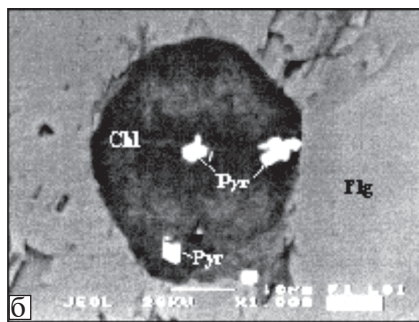
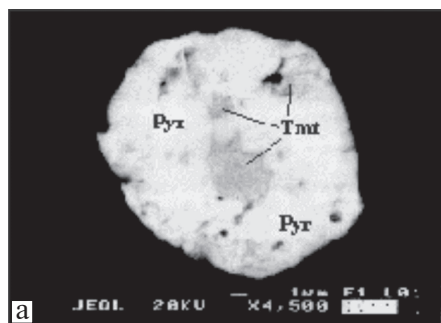


Рис. 10. Морфология выделений пирротина: а — зерно пирротина (Pyx) с включениями титаномagnetита (Tmt) из основной массы; б — мелкие выделения пирротина в составе пойкилитового включения оливина, псевдоморфно замещенного хлоритом (Chl) во флогопите (Flg); в — срастание пирротина с кобальтином (Co) из того же пойкилитового включения.

Халькопирит присутствует в виде редких мелких зерен размером до 10–15 мкм в основной массе и в каймах крупных фенокристаллов клинопироксена, иногда в срастаниях с пирротинном (рис. 11). В последнем случае не исключено образование пирротина и халькопирита при распаде высокотемпературного твердого раствора $\text{FeS} + \text{CuFeS}_2$. Во включении халькопирита из клинопироксена (табл. 8) отмечаются необычно высокие изоморфные примеси никеля (2.26 мас. %) и кобальта (0.64 мас. %).

Кобальтин — единичные угловатые зерна размером около 4 мкм в срастании с пирротинном (рис. 10, в), находящиеся в пределах участков включений флогопит-хлоритового агрегата в кайме крупного фенокристалла клинопироксена. В его составе (табл. 8) присутствует примесь никеля (0.82 мас. %) и необычайно низкая для кобальтина при-

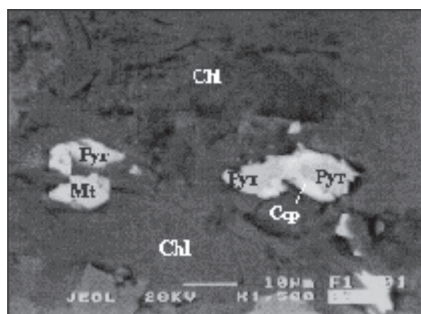


Рис. 11. Срастание халькопирита (Cp) и пирротина (Pyx).

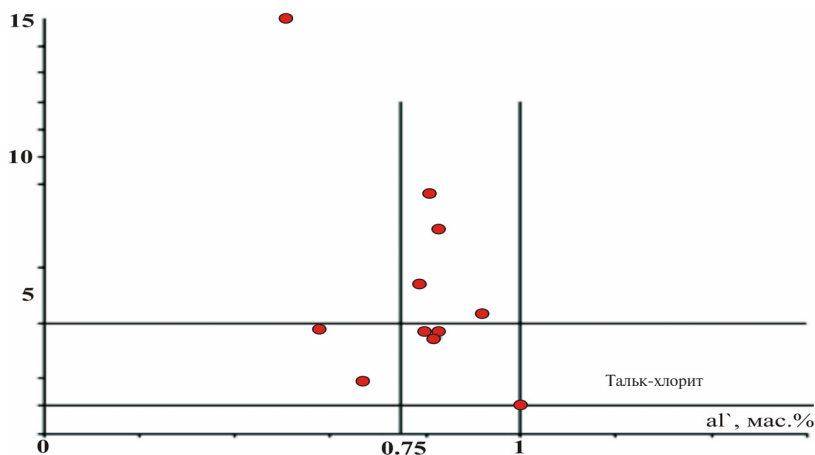


Рис. 12. Состав хлоритов из лампрофиров. Номенклатура по Неу, 1954 [2].

1 — включения (псевдоморфозы по оливину?) во флогопите, 2 — включения (в том числе псевдоморфозы по оливину?) в клинопироксене, 3 — чешуйки из основной массы.

мель железа (1.25 %). Ассоциация этого минерала с пирротинном и его никелистый состав могут свидетельствовать о магматическом генезисе кобальтина.

Хлорит образует мелкочешуйчатый бесцветный или светло-желтоватый агрегат в основной массе, выполняет псевдоморфозы по темноцветным минералам (оливину и/или пироксену) включений в ойкокristаллах флогопита и фенокristаллах клинопироксена, а также участками замещает флогопит. Он является высокомагнезиальным и образует непрерывный ряд составов — от пеннина до тальк-хлорита (рис. 12, табл. 9). Высокое содержание Si в некоторых выделениях позволяет предположить, что в смеси с хлоритом, возможно, присутствуют мелкие чешуйки серпентина или же в породе содержатся смешанослойные силикаты типа серпентин-хлорита. Наличие серпентина в породе подтверждается данными термогравиметрического (рис. 13) и рентгеноструктурного анализов.

Кальцит встречается очень редко (в раскристаллизованном базисе) в виде зерен размером 0.1–0.3 мм, иногда частично замещает мелкие призмы клинопироксена основной массы.

Таблица 9

Химический состав хлорита, мас. %

Номер зерна	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Сумма	Эмпирическая формула
1	30.61	12.22	12.07	Не обн.	30.96	Не обн.	0.18	86.04	(Mg _{4.59} Fe ²⁺ _{0.38} K _{0.02}) _{4.97} (Fe ³⁺ _{0.52} Al _{0.48}) _{1.00} [Si _{3.05} Al _{0.95} O ₁₀](OH) _{8.03}
2	34.55	3.00	13.78	"	24.82	0.50	Не обн.	76.65	(Mg _{4.30} Fe ²⁺ _{0.61} Ca _{0.06}) _{4.97} (Fe ³⁺ _{0.59} Al _{0.41}) _{1.00} [Si _{4.02} O ₁₀](OH) _{9.04}
3	29.28	11.45	14.00	"	27.03	Не обн.	0.42	82.18	(Mg _{4.28} Fe ²⁺ _{0.66} K _{0.06}) _{5.00} (Al _{0.54} Fe ³⁺ _{0.46}) _{1.00} [Si _{3.11} Al _{0.89} O ₁₀](OH) _{8.06}
4	31.40	11.92	10.61	"	30.19	"	Не обн.	84.12	(Mg _{4.57} Fe ²⁺ _{0.43}) _{5.00} (Al _{0.62} Fe ³⁺ _{0.38}) _{1.00} [Si _{3.19} Al _{0.81} O ₁₀](OH) _{8.19}
5	31.95	4.34	12.53	"	25.40	0.52	"	74.74	(Mg _{4.46} Fe ²⁺ _{0.47} Ca _{0.07}) _{5.00} (Fe ³⁺ _{0.64} Al _{0.36}) _{1.00} [Si _{3.76} Al _{0.24} O ₁₀](OH) _{8.76}
6	30.71	12.96	7.00	0.28	31.21	Не обн.	"	82.16	(Mg _{4.75} Fe ²⁺ _{0.23} Mn _{0.69}) _{5.00} (Al _{0.69} Fe ³⁺ _{0.31}) _{1.00} [Si _{3.13} Al _{0.87} O ₁₀](OH) _{8.14}
7	31.55	7.48	14.87	Не обн.	27.66	0.25	"	81.81	(Mg _{4.43} Fe ²⁺ _{0.54} Ca _{0.03}) _{5.00} (Fe ³⁺ _{0.66} Al _{0.34}) _{1.00} [Si _{3.39} Al _{0.61} O ₁₀](OH) _{8.39}
8	34.12	2.14	10.79	"	31.72	0.22	"	78.99	(Mg _{5.12} Ca _{0.03}) _{5.15} Fe ³⁺ _{0.88} [Si _{3.70} Al _{0.27} O ₁₀](OH) _{8.55}
9	32.83	7.33	10.54	"	32.04	Не обн.	"	82.74	(Mg _{4.91} Fe ²⁺ _{0.09}) _{5.00} (Fe ³⁺ _{0.73} Al _{0.27}) _{1.00} [Si _{3.38} Al _{0.62} O ₁₀](OH) _{8.38}
10	34.36	3.01	9.38	"	30.86	"	"	77.61	(Mg _{5.06} Fe ²⁺ _{0.77} Al _{0.17}) _{5.94} [Si _{3.78} Al _{0.22} O ₁₀](OH) _{8.72}

Примечание. 1–3 – зерна из интервала глубин 95.8–98.8 м; 4–7 – из инт. 103.4–105.4 м; 8–10 – из инт. 106.75–107.0 м. Зерна 1, 4, 6–8 – включения в фенокристаллах диопсида; 5 – включение в обособлении магнезиального авгита (эндипсида) в диопсиде; 2 – из псевдоморфозы по оливину (?) во флогопите; 3, 9, 10 – зерна в основной массе

Таким образом, особенности структуры и минерального состава описываемых пород позволяют сделать следующие выводы. Главные минералы рассматриваемых пород – клинопироксен и флого-

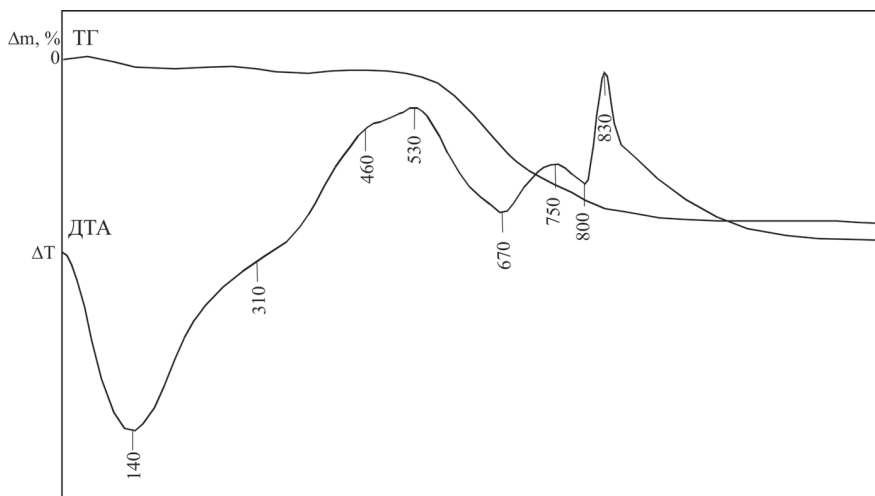


Рис. 13. Результаты термогравиметрического анализа лампрофиров.

Обр Г-1, навеска 1000 мг, общая потеря веса – 46.0 мг (4.6%). Условия съемки: ДТА – 250 mV, ДТГ – 1 mV, ТГ – 200 мг, Т – 1000 °C, тигель керамический, скорость нагрева – 10°/мин, скорость пр. бум. – 2 мм/мин. Потеря веса при температуре: 20–220° – 3.0 мг (0.30 %), 220–350° – 1.0 мг (0.10 %), 485–530° – 1.6 мг (0.16 %), 530–640° – 14.0 мг (1.4 %), 640–750° – 16.0 мг (1.6 %), 750–845° – 7.0 мг (0.70 %), 845–970° – 3.4 мг (0.34 %).

пит — по химическому составу близки к минералам пород щелочного ряда: лейцититов, лампроитов, ультраосновных лампрофиров [5, 15]. Ксеногенного происхождения могут быть только включения богатого магнием авгита (эндиопсида) [15, 4]. В основной массе пород отмечается высокое содержание рудных минералов, среди которых широкое развитие получили сульфиды железа, никеля и меди. Распространены также железотитановые твердые растворы ряда ульвошпинель—магнетит, ильменит, титанит и перовскит. Для клинопироксена и флогопита характерен титанистый состав. Железотитановые оксиды практически лишены примеси магния, но обогащены марганцем. Структурные особенности позволяют отнести рассматриваемые породы к гипабиссальным, а минеральный состав свидетельствует об их близости к ультрамафитовым лампрофирам, образовавшимся в условиях повышенной щелочности минералообразующей среды.

Петрогеохимическая характеристика

Петрогенные элементы

По химическому составу рассматриваемые породы относятся к ультраосновной группе (SiO_2 33.1–36.9 %), характеризуюсь невысоким содержанием суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 0.56–0.76 %) и калиевой спецификой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 0.27–0.70). Типичными признаками пород является низкая магнезиальность (MgO 17.8–18.6 %) при повышенном содержании CaO , $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и Al_2O_3 . Не обнаруживается их сходство с известными вулканическими и гипабиссальными породами нормального петрохимического ряда — пикритами, комаититами, меймечитами, к которому они формально принадлежат, из-за заметно более высоких содержаний в исследуемых породах TiO_2 , CaO , K_2O и P_2O_5 (табл. 10). Это отличие иллюстрирует, в частности, диаграмма В. А. Барсукова и Л. В. Дмитриева (рис. 14).

Элементы-примеси

Главной особенностью рассматриваемых пород является их обогащенность несовместимыми литофильными элементами. Высокие концентрации (КК более 20) имеют Cs, Sr, Ba, LREE и Ta. Умеренно повышены (КК 5–20) содержания HREE, Rb, V и Hf (рис. 15). Когерентные элементы имеют околосредовые (Co) или пониженные (Cr, Ni) концентрации. Характерно сильное фракционирование редких земель (La_N/Yb_N 50–58) при отсутствии дефицита европия ($\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*$ 0.9–1) (рис. 16). Такое обогащение некогерентными литофильными элементами при пониженных

содержаниях когерентных и сильное обогащение LREE свойственно ультраосновным породам, кристаллизующимся из расплава (ультраосновным вулканическим и гипабиссальным породам в целом и особенно щелочным разностям) в отличие от реситовых пород. Если сравнивать рассматриваемые породы с ультраосновными гипабиссальными породами повышенной щелочности (табл. 11), то можно отметить, что ультрамафические лампрофиры типа альнеитов и кимберлиты обогащены некогерентными литофильными элементами примерно в одинаковой степени, и лишь лампроиты можно уверенно выделить по значительно более высоким концентрациям Rb, Sr, Ba и Hf. Но при этом сопоставимо низкие содержания когерентных элементов (Cr и Ni) отмечаются только в ультрамафитовых лампрофирах (альнеитах). В кимберлитах и лампроитах, очевидно из-за того,

Примечание. Интервалы глубин, м: 1 – 95.8–98.8; 2 – 102.9–103.4, 3 – 106.36–106.55, 4 – 106.75–107.0. Содержания петрогенных элементов и элементов-примесей (ICP-MS) определены в ЦИИ ВСЕГЕИ. Нормативный состав рассчитан с учетом данных микрозондового анализа.

Таблица 10
Содержание порообразующих компонентов (мас. %), элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав (мол. %) лампрофиров косовожского комплекса в скв. Г-1

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	33.1	36.3	36.9	36.9
TiO ₂	6.42	5.52	4.99	5.24
Al ₂ O ₃	5.39	5.48	5.17	5.00
Fe ₂ O ₃ общ	17.5	15.6	15.3	15.4
MnO	0.19	0.16	0.16	0.15
MgO	17.8	17.8	18.6	18.5
CaO	11.9	11.7	13.1	13.0
Na ₂ O	0.15	0.12	0.25	0.23
K ₂ O	0.54	0.44	0.51	0.33
P ₂ O ₅	0.98	0.90	0.58	0.54
ППП	5.98	5.82	4.34	4.49
MgO/SiO ₂	0.54	0.49	0.50	0.50
MgO/FeO*	1.13	1.27	1.35	1.33
La	107.0	111.0	76.1	71.3
Ce	232	233	163	152
Pr*	29.3	28.9	20.5	19.2
Nd	114.0	111.0	77.5	70.5
Sm	21.2	19.5	14.1	12.9
Eu	6.01	5.69	4.00	3.70
Gd*	17.1	13.9	11.0	10.8
Tb	2.12	1.94	1.36	1.23
Dy*	8.33	8.04	5.28	5.16
Ho*	1.22	1.17	0.78	0.77
Er*	2.52	2.27	1.73	1.55
Tm*	0.26	0.24	0.20	0.15
Yb	1.45	1.28	1.01	0.89
Lu	0.18	0.15	0.12	0.14
Rb	9.85	9.68	14.60	4.77
Cs	0.93	1.89	0.69	0.68
Sr	424	341	495	417
Ba	370	300	350	300
V	290	270	260	280
Cr	410	370	350	350
Co	95.8	90.6	104.0	104.0
Ni	456	398	526	522
Sb	0.24	<1.00	0.71	0.51
Hf	4.84	5.26	4.77	4.24
Ta	9.91	10.20	7.33	6.60
La _N /Yb _N	50	58	51	54
Eu _N /Eu _N *	0.94	1.01	0.95	0.93
Cpx	47.2	47.1	54.4	54.0
Opx	11.3	24.5	10.6	12.4
Ol	19.9	10.5	18.8	18.1
Phl	5.8	4.8	4.7	3.8
Ti-Mt	13.2	10.9	10.0	10.2
Ap	2.6	2.2	1.5	1.5

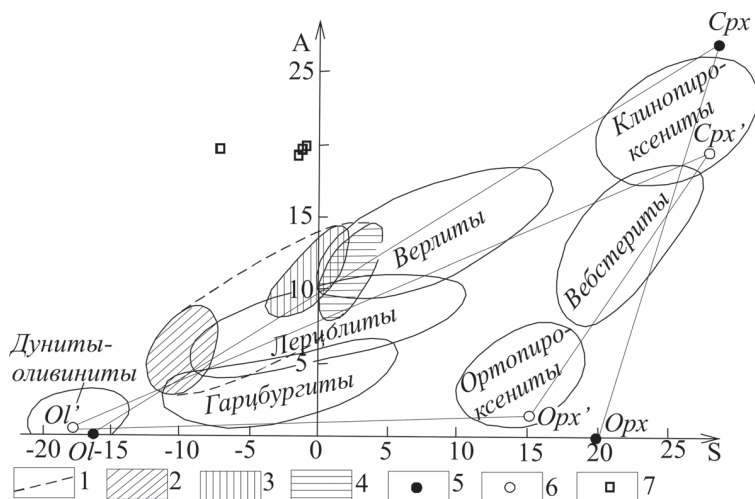


Рис. 14. Положение фигуративных точек составов лампрофиров косовского комплекса (7) на диаграмме в координатах $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$, мас. % [3]. Анализы пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100 %. 1 — поле составов вулканических и гипабиссальных пород семейства пикритов; 2 — меймечиты; 3 — пикриты; 4 — перидотитовые коматииты. Фигуративные точки составов типоморфных породообразующих минералов: 5 — идеальные (нормативные) составы форстерита, энстатита, диопсида (Ol, Орх, Срх); 6 — составы этих минералов (Ol', Орх', Срх') из ультраосновных пород даны по П.Н. Чирвинскому.

что они содержат большое количество ксеногенных включений реститового материала, Сг и Ni достигают значительно больших концентраций.

Итак, в результате исследования ультраосновных пород, обнаруженных в поле среднепалеозойских отложений на западном склоне Полярного Урала, было выяснено, что рассматриваемые породы имеют гипабиссальное или субвулканическое залегание, лампрофировую структуру и относятся к ультраосновным породам.

Однако этим породам нелегко найти место в петрографической и петрохимической классификации, и в первую очередь из-за того, что по особенностям минерального состава они приближаются к породам повышенной щелочности, а содержание в них щелочей отвечает уровню щелочности пород нормального

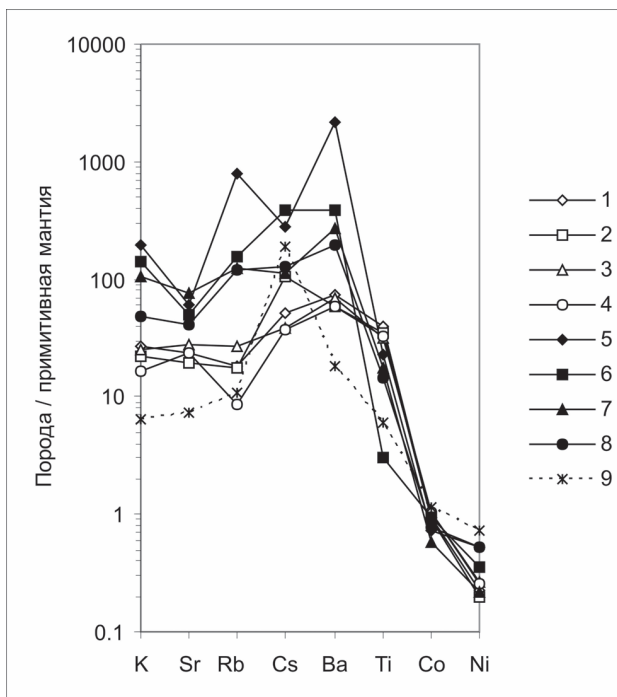


Рис. 15. Спайдерграмма: 1–4 – полярноуральских лампрофиров; 5 – лампроитов провинции Кимберли, Австралия [1]; 6 – Центрального Алдана, Якутия [1]; 7 – ультраосновных лампрофиров: альнеитов и айллицитов, среднее для различных регионов [15]; 8 – кимберлитов Ю. Африки [15]; 9 – пикритов бассейна р. Б. Паток, Приполярный Урал (данные С. К. Кузнецова).

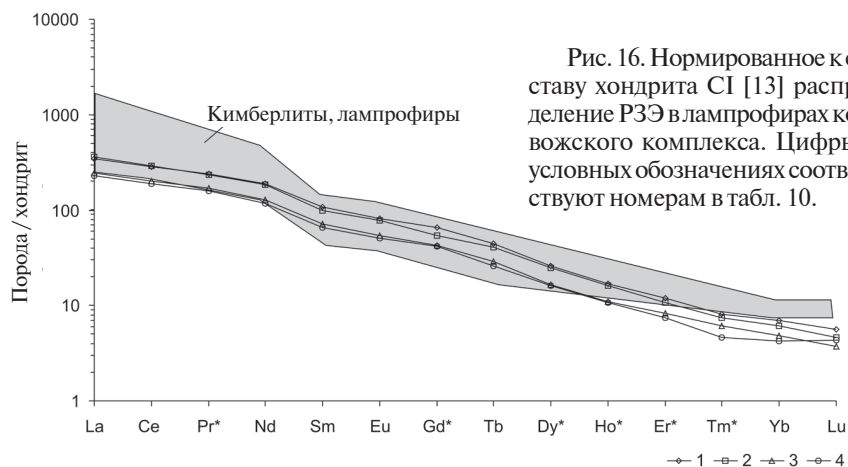


Рис. 16. Нормированное к составу хондрита CI [13] распределение РЗЭ в лампрофитах косвожского комплекса. Цифры в условных обозначениях соответствуют номерам в табл. 10.

Таблица 11
Сравнение лампрофиров Полярного Урала с альеитами, кимберлитами и лампроитами

Особенности	Лампрофиров Полярного Урала	Ультрамафитовые лампрофиды (альеиты)	Кимберлиты южноафриканского типа (1 типа)	Лампроиты
Петрография Структура породы	Порфировая, пойкилитовая, панидиоморфная	Порфировая либо порфировидная, типично панидиоморфная, часто с глобулярным сложением	Разнозернистая, с округлыми макрокристаллами ксенокристаллами, которых много больше, чем идиоморфных кристаллов; только иногда глобулярная	Порфировая либо порфировидная, очень редко стекловатая
Распределение размера зерен	Существенно бимодальное	Существенно бимодальное	Полимодальное или неупорядоченное	Бимодальное или полимодальное
Форма фенокритов/мегакритов	Типично идиоморфная	Типично идиоморфная	Округлая и корродированная (по определению)	Идиоморфная
Минералогия Оливин	Несущественная фаза, подчинен другим темпоцветным, идиоморфный до округлого. Мелкие вкрапления и пойкило включения в фенокристаллах CrPx и Rhf, псевдоморфно замещенные серпентин-хлоритовым агрегатом с CaO – 0.05–0.68 %	Несущественная фаза, подчинен другим темпоцветным, идиоморфный до округлого. Наиболее обычный состав Fe ₉₆₋₉₈ ; Fe ₉₀₋₉₉ очень редок; CaO часто 0.2–0.4 %, до 0.8 %	Повсеместно распространенный и часто преобладающий минерал; обычно две генерации; как правило, зерна изменены и округлой формы; наиболее обычный состав Fe ₉₀₋₉₂ ; Fe ₉₃₋₉₈ редок; CaO < 0.1 %	Повсеместно распространенный и часто преобладающий минерал; панидиоморфные кристаллы, скелетные, резорбированные зерна, планарные агрегаты (не встречающиеся в кимберлитах). Fe ₉₄₋₉₇ , похож на оливин о.м. кимберлитов. CaO до 0.65 %. Содержит включения К-рихтерита, прайлериита, лейцитита
Полевые шпаты, фельдшпаты, мелилит	Не обнаружены	Мелилит – характерная фаза основной массы, канкринит, гаюин, содалит, нефелин редко	Мелилит не редок, хотя его очень мало	Высокожелезистый лейцит – порообразующий минерал, слагает вкрапленики. Высокожелезистый сандин – поздняя фаза о.м., только в лампроитах. Не содержит мелилит и нефелин
Алмаз, графит, самородные металлы	Не обнаружены	Не известны	Характерны для части пород	Характерны для части пород
Ильменит	MnO до 5.5 %, V ₂ O ₅ до 0.8 %, MgO, Cr ₂ O ₃ не обн.	MnO до 4 %, MgO < 5 %, Cr ₂ O ₃ < 0.1 % как в фенокристаллах, так и в основной массе	MnO обычно < 0.2 %, всегда < 2 %; MgO 4.5–22 %, Cr ₂ O ₃ > 0.1 % в основном в ксенолитах	MnO до 4.3 %, MgO до 5 %, Cr ₂ O ₃ до 0.2 %; две разновидности – Mn-ильменит и Mg-Mn-ильменит
Гранат	Не обнаружен	Алдрадит или меланит; иногда обогащен кименитом; кельфиновые каймы отсутствуют; обычно в о.м.: ZrO ₂ до 20 %, TiO ₂ до 14%, CaO обычно около 30 %, Cr ₂ O ₃ < 0.2 %, MgO < 3 %, FeO всегда < 10 %	(Ti-Cr)-пироп, уваровит-пироп, кюпринит, Ti-Ca,Mg-альмандин, Fe-Mg-гроссуляр; кельфиновые каймы; ZrO ₂ не обн., TiO ₂ обычно < 1 %, CaO редко > 1 %, Cr ₂ O ₃ до 12 %, MgO до 25 %, FeO часто < 10 %, в основном в виде ксенолитов	Cr и Ti-пиропы; редко встречаются. Не содержат меланит, пирролит, кименит

Продолжение табл. 11

Особенности	Лампрофиты Поларного Урала	Ультрамафитовые лампрофиты (альениты)	Кимберлиты южноафриканского типа (I типа)	Лампроиты
Амфиболы	По шпидам – тремолит в о.м. в небольшом количестве (микрозондом не обл.)	Щелочные или гастингситовые амфиболы; иногда существе- нные компоненты фенокристаллов или основной массы	Обычно отсутствуют. Очень редко встречаются тремолит в основной массе или рихтерит в виде мелких ксенокристаллов.	K-Ti-рихтерит – часто породообразующий минерал, пойкилитовые таблички в о.м. и гипидоморфные призм. богатые TiO ₂ , чем рихтерит кимберлитов; иногда магнезио- арфведсонит в виде кайм на рихтерите. Два ряда амфиболов с изоморфизмом Ca→Na и K→Na
Пироксены	Бесхромовый Ti-диопсид в фенокристаллах и о.м.; иногда фенокристаллы с включениями эндиопсида; Na-пироксенов не обнаружено	Бедный хромом Ti-(Al-Fe ³⁺)-салит; весьма обычен в фенокристах и о.м.; диопсид в метакристах. Na-пирок- сены встречаются редко, в о.м.	Богатый Cr, бедный Al диопсид; редок в качестве породообразующего, обычен только в виде ксенокритов; Na-пирок- сены не известны	Бедный Cr и Al низко Na-диопсид; магне- зиальный авигт-эндиопсид. Обычны в виде вкраплений и в о.м.; незначительные вариации состава, нет зональности; похожи на вкрапления пироксенов в слюдяных кимберлитах (II типа). Ti до 2.8%; Al, Ti больше, чем в кимберлитах.
Шпинель	Титаноматтит с высокой долей ульвита; Fe ₂ TiO ₄ – 19-53 мол.%; примеси V, Mn, Cr. Тренды Ti↑ при постоянном Fe/Fe+Mg; Ti↑ при Mn↑	Очень различные составы и эво- люционные тренды, например Ti↑ при постоянном Fe/Fe+Mg; Fe,Cr↑ с Mg,Al↓; но нет тренда, сопостави- мого с кимберлитовыми шпинелями. Встречаются комбинированные высоко Mg+Mn- шпинели.	Ti-Mg-Al-хромит, обогатщенный Cr, Ti, Mg и обедненный Mn, Fe по сравнению со шпинелями ультрамафитовых ламп- рофитов; Cr/Cr+Al может быть > 0.8; тренд Ti↑ с Fe/Fe+Mg ↓.	Редка. Магнезиохромит, Ti-магнезиохро- мит, Mg-Ti-магнетит; Cr-Fe-магнезиохро- мит-Ti,Fe-титаноматтит. Ti-шпинель похожа на шпинель из слюдяных кимбер- литов (II типа)
Эпидот, пренит, титанит и др.	Титанит с перовскитом по зернам ильменита; в псевдоморфозах по оливино и/или пироксену вместе с серпентин-хлоритовым агре- гатом, мелкие зерна в о.м.	Случайные небольшие составляющие	Очень редки	Титанит, перовскит обычны. Прайдерит, вадеит – типоморфные акцессорные минералы
Слюда	Флогопит, богатый Ti; офокрис- таллы в о.м., пойкилооклочения в кайме фенокристов клиноп- роксена; эволюционный тренд отличен от лампроитового и кимберлитового, совпадает с минеттовым	Флогопит, обычно богатый Ti и/или Ba; флогопит с высоким содержа- нием Fe ³⁺ (тетраферрифлогопит); обычны множественные популяции	Большое количество разных типов. Некоторые из них (если их несколько) очень похожи на слюды ультрамафи- товых лампрофитов вследствие низкого содержания Ti, Ba, Fe ³⁺ и высокого значения Mg/Fe.	Флогопит, богатый Ti и бедный Al, в фенокристаллах и Ti-тетраферрифлогопит в о.м.

Окончание табл. 11

Особенности	Лампрофиры Полярного Урала	Ультрамафитовые лампрофиры (альбиты)	Кимберлиты Южноафриканского типа (1- типа)	Лампроиты
Химический состав Типичный набор породообразующих компонентов, мас. %	MgO 18–19 CaO 12–13 Al ₂ O ₃ 5–5,5 FeO _{общ} 14–16 Na ₂ O 0,1–0,3 K ₂ O 0,3–0,5 P ₂ O ₅ 0,5–1	MgO редко >20 (предел – 26) CaO до 30 Al ₂ O ₃ 4–11 FeO _{общ} 9–15 Na ₂ O до 7 K ₂ O 1–3 P ₂ O ₅ ≤ 6	MgO обычно > 20 (предел около 40) CaO редко >10, Al ₂ O ₃ 4–5, FeO _{общ} 10–10,5, Na ₂ O < 3, K ₂ O 1–2, P ₂ O ₅ < 2,5	MgO 19–28, CaO < 6, Al ₂ O ₃ 3–5, FeO _{общ} 7–8, Na ₂ O < 1, K ₂ O 2–5, P ₂ O ₅ < 1,7 K ₂ O/Na ₂ O всегда > 1, а обычно > 3
Типичный набор элементов- примесей, г/т	Cr 350–410 Ni 400–530	Cr 400–700 Ni 300–500	Cr 550–2900 Ni 710–600	Cr 1150–1200 Ni 820–1070
Особенности спектра РЗЭ	Нет Eu-аномалии	Нет Eu-аномалии	Eu-аномалия от небольшой до большой в сплояных разностях	Нет Eu-аномалии, слабый Gd-минимум
Ассоциации Парагенез пород	Отдельные дайки	Обычно тесно связаны с обогашенными Fe, REE, Na, Ba карбонатами, ингилитами, нефелиновыми снгелитами, турьянтами и другими породами в карбонатитовых комплексах центрального типа	Связь с др. магматитами не характерна; изредка ассоциируются с «кимберлит-карбонатитами», бедными Fe, REE, Na, Ba; полевошпатовые и богатые нефелином породы в ассоциации не обнаружены; богатые меллитом породы изредка ассоциируются, но их связи не ясны	На платформах могут ассоциироваться с кимберлитами, щелочными породами, альенитами; в коллизионных поясах – с известково-щелочными и шоннит-латитовыми сериями
Геотектоническая ситуация	Палеозойский чехол Печорской плиты с рифей-кембрийским фундаментом	Континенты, островные дуги, океанические острова	Только континентальные кратоны	Высоко Ti – активационно-рифтогенный режим; во внутренних частях докембрийских платформ; Умеренно Ti – рифтогенная активация краевых частей платформ, которые были вовлечены предварительно в процесс формирования складчатых поясов; Низко Ti – коллизионный режим; либо на складчатом основании, либо на примыкающей платформе

Примечание. Составлено с использованием таблицы N. M. S. Rock [15] и данных О. А. Богатикова и др. [5].

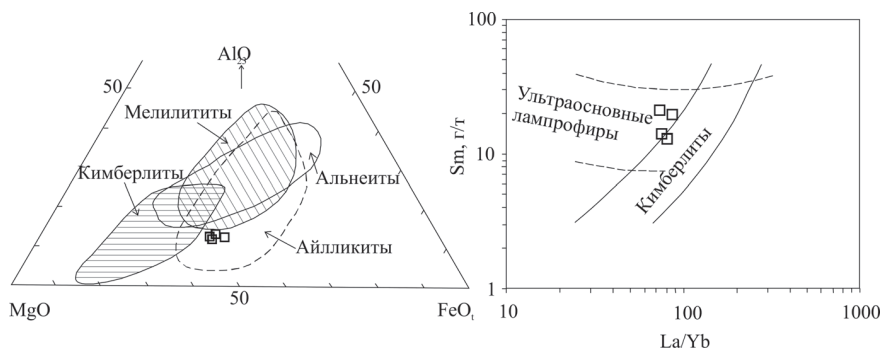


Рис. 17. Сравнение химического состава полярноуральских лампрофитов (обозначены квадратиками) с составами кимберлитов, мелилититов и ультраосновных лампрофитов. Основы диаграмм взяты из работы N. M. S. Rock [15].

петрохимического ряда. Они не похожи на ультраосновные лампроиты ни по минералогическим признакам, ни по химическому составу, прежде всего из-за низкого содержания калия, отсутствия калиевых фаз, более низких концентраций большинства несовместимых элементов-примесей, а также Cr и Ni. Эти породы обладают некоторыми чертами, характеризующими кимберлиты: им свойственны отсутствие фельдшпатоидов и мелилита, отсутствие или незначительное развитие амфиболов, весьма низкая магнетиальность диопсида, низкая щелочность пород при ее калиевой специфике. С другой стороны, они отличаются от кимберлитов текстурными и структурными признаками, низкомagneзиальным и низкохромистым составом Fe-Ti оксидов, наличием диопсида в качестве главного породообразующего минерала, второстепенной ролью оливина, более высоким содержанием CaO, FeO_{общ} при пониженном содержании MgO, Cr и Ni.

Наибольшим сходством рассматриваемые породы обладают с ультрамафитовыми лампрофитами (рис. 17) типа альеинитов, отличаясь от них лишь более низкой щелочностью, связанной с отсутствием фельдшпатоидов, мелилита и щелочных амфиболов. Проведенное нами сопоставление показало, что рассматриваемые породы являются скорее всего ультраосновным членом минеттового (известково-щелочного) лампрофитового ряда. Об этом, в частности, свидетельствует и отмеченный ранее минеттовый тренд эволюции флогопитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Богатиков О. А., Косарева Л. В., Шарков Е. В.* Средние химические составы магматических горных пород: Справочник. М.: Недра, 1987. 152 с.
2. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т.2, 3. М.: Мир, 1965. 406, 317 с.
3. *Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаранин А. В.* Основные черты магматизма дна океана // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
4. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 300 с.
5. Лампроиты / *О. А. Богатиков, И. Д. Рябчиков, В. А. Кононова и др.* М.: Наука, 1991. 302 с.
6. *Митчелл Р. Х.* Лампроиты — семейство щелочных горных пород // Зап. ВМО, 1988. Ч.СХVII. Вып.5. С. 575—586.
7. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1995. 128 с.
8. Редкоземельные и редкие элементы как индикаторы генезиса лампроитов Центрального Алдана / *О. А. Богатиков, В. А. Кононова, И. Л. Махоткин и др.* // Вулканология и сейсмология, 1987. № 1. С. 15—29.
9. *Харькив А. Д., Квасницына В. Н., Сафронов А. Ф., Зинчук Н. Н.* Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1989. 184 с.
10. *Чайковский И. И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 2001. 324 с.
11. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (новая серия). Лист Q-41-XI. (принят к изданию в 2005 г.).
12. *Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (новая серия). Листы Q-41-V, VI. (приняты к изданию в 2005 г.).
13. *Boynnton W. V.* Geochemistry of rare earth elements meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. Pp. 63—114.
14. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks / *A. R. Wooley, S. C. Bergman, A. D. Edgar, M. J. Le Bas et al.* // The Canadian Mineralogist, 1996. Vol. 34. Pp. 175—186.
15. *Rock N. M. S.* The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnucites and allied rocks // Journal of Petrology, 1986. V. 27. P. 1. Pp. 155—196.
16. *Rock N. M. S.* The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites // Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Sci., 1984. 74. Pp. 193—227.

RB-SR ИЗОТОПНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОРОД ТАЙКЕУСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О. В. Удортана, В. Л. Андреичев

Время формирования редкометалльной минерализации на Полярном Урале (Тайкеуского рудного узла) обсуждается на протяжении многих лет и до сих пор остается актуальным вопросом. Имеющиеся в настоящее время K-Ar и U-Pb изотопные данные варьируются в широком диапазоне (табл. 1), но большинство их отражает некий палеозойский этап в эндогенной эволюции Урала [1, 4, 6–8].

Редкометалльные (Nb-Ta, Zr, HREE, Be) месторождения (Тайкеуское, Усть-Мраморное, Неудачное, Лонготьюганское) и

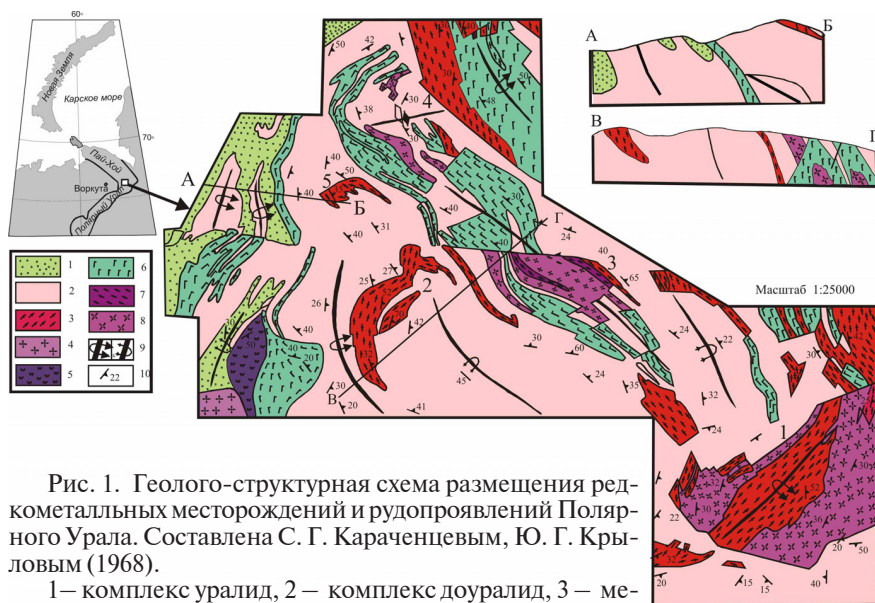


Рис. 1. Геолого-структурная схема размещения редкометалльных месторождений и рудопроявлений Полярного Урала. Составлена С. Г. Караченцевым, Ю. Г. Крыловым (1968).

1 — комплекс уралид, 2 — комплекс доуралид, 3 — метасоматизированные (микроклинизированные и альбитизированные) гранитоиды, 4 — кварцевые диориты, 5 — габбро и кварцевое габбро, 6 — серпентинизированные гипербазиты, 7 — плагиограниты, 8 — диориты, 9 — оси опрокинутых антиклиналей (а) и синклиналей (б), 10 — элементы залегания пластов. Месторождения и рудопроявления: 1 — Лонготьюганское, 2 — Тайкеуское, 3 — Неудачное, 4 — Усть-Мраморное, 5 — Крестовое, 6 — Немурьюганское.

Таблица 1

Данные изотопного датирования редкометалльных пород
и минералов по опубликованным материалам

Номер образца	Порода	Минерал	Метод	K, мас. %	⁴⁰ Ar _{рад} , нг/г	Возраст, млн лет	Источник, автор коллекции
Лонгтогыяганское месторождение							
2144	Плагноклаз-амфиболовый гнейс	Амфибол	K-Ar	0.58	13.6	311±19	Д. Н. Литовшко
3324	Грейзенизированный гнейс	"	"	0.79	28.1	452±23	"
"	"	Мусковит	"	3.11	120.4	486±17	"
3337	Мусковитовый грейзен	"	"	7.69	181.0	311±8	"
1976	Микроклиновый гранит	КПШ	"	11.55	203.4	238±6	В. И. Силаев
1941	Серцитизированный аплит	Мусковит	"	8.96	177.0	265±7	"
1946	"	"	"	9.06	179.2	265±7	"
1947	Кварц-серцитовая порода	Серцит	"	7.28	172.2	313±8	"
400-2	Альбитит	Биотит	"	7.75	178.2	304±8	А. В. Калининский
400-5	"	Мусковит	"	9.08	194.8	286±7	"
406-1	"	КПШ	"	12.04	302.4	330±9	"
Тайкеуское							
108-6	Микроклиновый гранит	КПШ	K-Ar	11.52	137.8	165±4	А. В. Калининский
114-1	"	Мусковит	"	7.67	148.1	259±6	"
115-12	"	КПШ	"	11.10	131.4	163±4	"
103-12	Плагигранит	Мусковит	"	7.86	140.4	241±6	"
104-23	Пегматит	"	"	8.73	179.0	274±7	"
111-13	Альбитит	"	"	8.90	132.6	203±5	"
111-25	"	"	"	6.25	119.0	256±6	"
"	"	КПШ	"	12.74	176.6	190±5	"
111-44	"	"	"	12.18	154.1	174±4	"
115	"	"	"	12.12	153.7	174±4	"
102-6	Кварц-мусковит-флюоритовый грейзен	Мусковит	"	8.38	211.3	331±8	"
102-в	Мусковитовый грейзен	"	"	9.34	277.7	385±10	"
327-6	"	"	"	9.46	246.7	342±9	"
108-10	"	"	"	10.69	161.8	206±5	Д. Н. Литовшко
–	Микроклинизированный плагигранит	"	"	5.59	159.0	371 (381)	[1]
П-1	Эгирин-микроклиновый альбитит	"	"	–	–	356±30	[4]
–	Проба 206/65	Фергусонит	U-Pb	–	–	300	"
–	Проба 259, 63	Самарскит	"	–	–	330±20	[1]
–	Проба ТК	Самарскит	"	–	–	113±7	"
–	Проба Т-383	Самарскит	"	–	–	240±25	"
–	Проба I	Малакон	"	–	–	575±35	"
–	Проба II	Малакон	"	–	–	830±55	"
LH	Окварцованный лейкогранит	Циркон	SHRIMP	–	–	440±160	[11]
Усть-Мраморное							
453-1	Полевощпатовый метасоматит	Мусковит	K-Ar	9.28	179.8	260±7	А. В. Калининский
106-28	альбитит	КПШ	"	10.69	161.8	206±5	"
117-7	Кварц-серцит-флюоритовый грейзен	Серцит	"	6.53	145.8	297±7	"
433	Кварц-мусковит-флюоритовый грейзен	Мусковит	"	8.77	110.3	173±4	"
1954	"	"	"	7.62	155.6	273±7	В. И. Силаев
Неудачное (Орлиное)							
418-17	Кварц-мусковит-флюоритовый грейзен	Мусковит	K-Ar	9.29	203.6	292±7	А. В. Калининский
Немурьяганское рудопроявление							
III	Альбитит	Мусковит	K-Ar	8.22	158.6	259 (266)	[1]
MT-1	Флюорит-микроклиновый альбитит	"	"	–	–	(337)	[4]
3127	Магнетит-амфиболовый скарн	Амфибол	"	0.39	10.5	352±21	Д. Н. Литовшко
421	Полевощпатовый метасоматит	Мусковит	"	9.56	220.1	305±8	А. В. Калининский

Примечания. K–Ar возрастные значения, заимствованные из литературных источников, приведены в соответствие с международными константами распада и изотопной распространенностью калия: $t_k = 0.581 \cdot 10^{10}$ год⁻¹, $t_b = 4.962 \cdot 10^{10}$ год⁻¹; $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167$ атом. % [13]. Возраст по источнику показан в скобках. Прочерк в графах означает отсутствие данных. K–Ar определения возраста из лабораторного банка данных ИГ Коми НЦ УрО РАН (указаны авторы коллекций) получены в 70-е годы XX века по методике, описанной ранее [2]. Названия пород даются по источнику и в интерпретации авторов коллекций. U–Pb значения возраста вычислены по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

рудопроявления (Крестовое, Немурьюганское) расположены на Полярном Урале в Западно-Харбейской рудной зоне Центрально-Уральского поднятия (рис. 1). Рудные объекты сосредоточены в пределах Лонготьюганской антиформы. Размещение зон щелочного метасоматоза определяется поперечными структурами (Лонготьюганским, Крестовым, Немурьюганским разломами), которые контролируют зоны проявления редкометалльных руд. Характер минеральных парагенезисов, текстур, структур и микроструктур пород указывает на их метасоматическое происхождение. Породы лонготьюганского редкометалльного метасоматического комплекса ранее относились к формациям редкометалльных гранитоидов [4] и редкометалльных щелочных метасоматитов зон разломов докембрийского фундамента [6, 10]. Отмечалось, что основная часть руд сформировалась на контакте гранитных тел с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами няровейской серии среднего рифея и терригенно-карбонатными отложениями немурьюганской свиты верхнего рифея, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации.

Более 40 лет назад было установлено, что формирование фергусонит-пирохлор-колумбитовой, цирконовой и бериллиевой рудных ассоциаций оторвано от времени формирования гранитоидов и связь оруденения с гранитоидами рассматривалась как парагенетическая [4, 5]. Редкометалльные месторождения относились к лонготьюганскому комплексу метасоматических (?) гранитоидов, представленных лейкогранитами, микроклинитами и альбититами [8]. Вещественным воплощением «рудного» лонготьюганского комплекса являются метасоматически преобразованные участки мелких тел гранитоидов полярноуральского комплекса. Минерализованные альбитизированные и грейзенизированные породы петрохимически соответствуют гранитам, содержание кремнезема в них составляет 73–77 мас. %. В породах наблюдаются альбитизация и окварцевание, повысившие содержание оксида натрия в два раза, а преобладание натрия над калием в количественном отношении увеличилась до восьми раз. В сильно минерализованных участках содержание щелочей такое же, как в гранитах, но в них отмечается резкое увеличение концентраций F, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, HREE, Th, U и Pb.

Значительный вклад в решение проблемы возрастного соотношения магматического и рудного процессов внесли Ф. Р. Апелъцин с соавторами [1, 4], С. Г. Караченцев [7], А. В. Калиновский, М. М. Игнатов [6]. В работе В. Н. Охотникова с соавторами [8] породы, несущие оруденение и объединенные в редкометалльный лонготьюганский комплекс, были отнесены к позднему палеозою. История формирования оруденения рассматривалась как развитие процессов активизации (отраженной активизации) в древних гранитоидах Харбейского блока, где на них накладывались более молодые (356–280 млн лет) редкометалльные метасоматиты, в них внедрялись завершившие складчатость послеметасоматические граниты (?) и формировались многочисленные мелкие тела гранитоидов гранит-аляскитовой формации. Таким образом, древние гранитоиды рассматривались как породы субстрата по отношению к редкометалльному комплексу.

Возраст этих гранитоидов полярноуральского комплекса определялся как раннеордовикский или кембрийский, а иногда и как докембрийский. Однако разновозрастность субстрата и рудных образований до сих пор не подтверждена достаточным фактическим материалом. По рудным минералам (самарскиту, малакону, фергусониту, циркону), минералам, слагающим породы редкометалльного лонготьюганского комплекса (альбиту, микроклину, фенгиту), и по породе в целом возраст, определенный К-Ag и U-Pb методами (табл. 1), оказался в интервале 350–175 млн лет [1, 4, 6, 7]. Сведения о возрасте гранитоидов полярноуральского комплекса малочисленны. На основании находок гальки гранитоидов в конгломератах ордовика и кембрия некоторые исследователи считают их допалеозойскими [5, 9]. Согласно последней, неопубликованной легенде к полярноуральской серии карт гранитоиды этой части региона разделены на комплексы (М. А. Шишкин, 1999): сядатаяхинский (V-Є), полярноуральский, сформировавшийся во временном интервале R_3 -PZ₁₋₂ (?), и лонготьюганский позднепалеозойский (PZ₃). Таким образом, по существующим представлениям, гранитоиды полярноуральского комплекса формировались в течение весьма длительного времени — с позднего рифея по ранний палеозой — и были участками «реогранитизированы» в позднем палеозое [1]. Полученные нами первые Rb-Sr изотопные данные по породам и минералам редкометалльного лонготьюганского комплекса (табл. 2) также указывают на значительный разброс изотопных данных для различных месторождений.

Таблица 2

**Концентрации и изотопный состав Rb и Sr
в породах лонготыюганского комплекса (по месторождениям)**

Проба	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
Лонготыюганское (порода в целом)				
59	487.6	4.4	380.05	2.62577 $\pm$ 24
60	213.6	17.1	36.82	0.90734 $\pm$ 23
Тайкеуское (обр. Ка-25')				
Порода	272.2	97.6	8.115	0.76772 $\pm$ 20
Альбит	83.9	155.8	1.562	0.73778 $\pm$ 18
Микроклин	543.3	87.8	18.077	0.80497 $\pm$ 17
Мусковит	1163.5	42.6	81.920	1.07814 $\pm$ 55
Неудачное (порода в целом)				
172	140.2	63.9	6.370	0.75013 $\pm$ 18
173	245.3	29.2	24.607	0.84847 $\pm$ 37
176	241.2	23.7	29.975	0.88267 $\pm$ 21
179	22.4	55.6	11.821	0.78559 $\pm$ 17
180	202.2	58.8	10.023	0.77840 $\pm$ 15
181	1549.2	54.7	85.882	1.19355 $\pm$ 48
Усть-Мраморное (порода в целом)				
124	2289.0	103.1	66.872	1.12614 $\pm$ 50
125	2774.9	59.9	154.877	2.29411 $\pm$ 26
126а	2194.1	13.6	627.702	4.24130 $\pm$ 99
127	2422.2	15.7	587.259	3.90187 $\pm$ 12

Примечание. Определение содержаний рубидия и стронция производилось из одной навески методом изотопного разбавления с использованием трассеров ^{87}Rb и ^{84}Sr . После разложения проб смесью плавиковой и хлорной кислот выделение концентратов рубидия и стронция осуществлялось на хроматографических колонках с ионообменной смолой DOWEX 50 $\times$ 8 (200–400 меш). Бланки по ^{87}Rb и ^{86}Sr , установленные по холостым опытам, не превышали 0.3 нг. Измерения изотопного состава рубидия и стронция выполнялись на масс-спектрометрическом комплексе МИ-1201Т однолучевым методом в двухленточном режиме ионизации с использованием ренийевых лент. Измеренные изотопные отношения стронция нормализовались по величине $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Коррекция на фракционирование не производилась, на период измерений величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изотопном стандарте стронция SRM-987 составила по пяти анализам 0.71023 ± 0.00008 (2 σ). Ошибка определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ соответствует $\pm 1.5\%$ (2 σ). Расчет изохронных параметров производился по программе ISOPLOT [12]. Погрешности измерения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приведены в последних знаках.

Рудные породы характеризуются лейкократовым обликом, полосчатой, гнейсовидной текстурой и средне- и мелкозернистой структурой. Они состоят из кварца, альбита, микроклина, в них всегда присутствует фенгит (ферриалюмоселадонит). Типоморфным минералом для этих пород является флюорит. Наибольшее количество руды связано с альбитизированными и флюоритизированными разностями. Руды комплексные: фергусонит-пироклор-колумбитовые, малаконовые, берилловые. Все исследованные нами гранитоподобные породы, сформировавшиеся в основном по гранитному субстрату, по петрохимическим параметрам могут быть соотнесены с субщелочными гранитами

(агпаитовый индекс (АИ) — 0.7–1). По повышенному содержанию используемых для реконструкции субстрата геохимических индикаторных элементов (Rb, Sr, Nb, Y, Yb и др.) они близки к гранитам А-типа.

Лонготьюганское месторождение расположено в правом борту долины р. Лонгот-Юган, несколько выше устья руч. Магнетитового (рис. 1), и локализовано в северо-западном эндоконтакте гранитоидов лонготьюганской интрузии с вмещающими ее хлорит-серицитовыми сланцами немурьюганской свиты и амфиболовыми гнейсами, сформировавшимися за счет кварцевых диоритов. Минерализованная зона падает на юго-восток под углом 35–40°. Она вытянута параллельно северо-западному контакту массива гранитов и простирается на 400 м при мощности, изменяющейся от первых до 20 м. Сложена зона слюдистыми кварц-альбитовыми, альбитовыми и кварц-альбит-микроклиновыми породами. Контакт гранитов со сланцами резкий и четкий, отмечается небольшая (до 2–3 см) зона развития биотита. Зеленые кварц-серицит-хлоритовые сланцы, вмещающие гранитоиды, при альбитизации и окварцевании в зоне экзоконтакта осветляются. Кроме того, в сланцах западной части зоны отмечается «послойное» развитие альбититов. В альбитизированных сланцах содержание кремнезема составляет более 70, а щелочей 6–7 мас. % при количественном преобладании натрия над калием.

Метасоматизированные граниты представлены лейкократовыми розовато-белыми среднезернистыми породами. Под микроскопом в них наблюдаются катаклазированные бластогранитная и гранобластовая структуры. Породы сложены (об. %) кварцем (20–30), микроклином (10–20), альбитом (20–30), мусковитом (селадонитом) (10–20). Акцессорные минералы представлены цирконом, ферриторитом, колумбитом, фергусонитом, пироксеном и талекситом. Из рудных минералов присутствуют магнетит, гематит, пирит, сфалерит, галенит, касситерит. Вторичные преобразования пород связаны с хлоритизацией, карбонатизацией и флюоритизацией пород.

Петрохимически породы соотносятся с гранитами, они содержат 75 мас. % кремнезема, 13 мас. % глинозема, сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) в них равна 8 при небольшом преобладании натрия над калием. Геохимически данные породы характеризуются повышенным содержанием всех рудных компонентов (табл. 3).

Таблица 3

**Химический состав (мас. %) и содержание редких
и редкоземельных элементов (г/т), петрогеохимические
коэффициенты пород лонготьюганского комплекса**

Компо- нент	Лонготьюганское		Гайкеуское (обр. Ка-25')				Неудачное						Усть-Мраморное			
	59	60	Вал	Ab	Mi	Sld	172	173	176	179	180	181	124	125	126a	127
SiO ₂	74.50	75.20	80.85	68.64	64.86	49.58	76.41	77.40	73.22	75.18	73.83	73.36	67.38	67.74	75.22	75.36
TiO ₂	0.04	0.07	0.05	He обн.	He обн.	0.70	0.28	0.15	0.03	0.11	0.26	0.02	0.007	0.008	0.01	0.007
Al ₂ O ₃	13.80	13.70	9.46	18.82	17.82	25.40	13.07	12.20	14.37	11.85	13.94	12.98	12.29	11.66	12.83	12.9
Fe ₂ O ₃	0.24	0.40	Сл.	0.12	0.25	0.64	1.07	0.49	0.7	0.84	0.78	0.7	0.9	1.73	1.57	1.09
FeO	1.72	1.73	1.29	0.10	0.06	4.75	0.92	0.22	0.60	He обн.	0.65	0.91	0.42	0.87	0.71	0.57
MnO	0.08	0.08	Сл.	He обн.	He обн.	0.02	0.01	He обн.	He обн.	0.02	0.01	0.04	0.03	0.05	0.02	0.02
MgO	0.50	1.13	0.32	0.64	0.32	2.67	0.23	1.54	1.28	0.72	0.03	0.5	0.28	0.49	0.36	0.14
CaO	0.24	0.24	1.45	0.66	0.88	0.88	0.39	0.56	0.34	1.70	0.66	1.74	5.98	7.12	0.72	0.52
Na ₂ O	4.48	3.84	3.62	10.22	2.46	0.20	4.80	3.43	6.8	4.03	5.08	3.88	2.78	2.72	2.94	3.08
K ₂ O	3.84	2.40	1.63	0.68	12.60	10.56	1.73	3.11	0.88	4.00	3.16	2.61	4.43	3.76	4.77	4.94
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.15	He опр.	He опр.	He опр.	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.036	0.03	0.05	0.028
ППП	0.11	0.54	0.04	0.04	0.36	4.42	1.06	1.38	1.42	1.81	1.61	1.87	4.97	3.89	1.02	1.33
Сумма	99.64	99.42	99.63	100.49	99.61	99.82	100.00	100.51	99.66	100.29	100.00	98.46	99.08	99.20	99.51	99.42
H ₂ O	He обн.	He обн.	He обн.	—	—	—	He обн.	0.14	0.14	0.08	He обн.	0.26	0.27	0.17	0.06	0.07
CO ₂	0.17	0.26	0.78	—	—	—	"	He обн.	0.04	1.00	"	0.31	0.61	0.10	0.10	0.14
Na ₂ O+K ₂ O	8.32	6.24	5.25	—	—	—	6.53	6.54	7.68	8.03	8.24	6.49	7.21	6.48	7.71	8.02
Na ₂ O/K ₂ O	1.17	1.6	2.2	—	—	—	2.77	1.1	7.73	1.00	1.61	1.49	0.63	0.72	0.62	0.62
АИ	0.89	0.66	0.81	—	—	—	0.72	0.79	0.76	1.00	0.86	0.73	0.88	0.83	0.91	0.94
La [†]	6.83	26.1	22.8	—	—	—	18.4	14.7	3.87	25.5	26.4	0.76	3.28	7.85	5.46	4.65
Ce [†]	15.8	56.0	50.0	—	—	—	34.7	28.0	8.11	45.4	49.8	3.6	10.4	21.8	16.3	13.6
Pr [†]	2.18	7.0	6.62	—	—	—	3.78	3.22	0.97	4.98	5.53	1.07	1.82	3.51	2.9	2.24
Nd [†]	10.0	30.6	30.0	—	—	—	14.6	12.6	3.92	18.3	21.8	10.1	10.8	20	18	12.8
Sm [†]	2.92	8.87	8.95	—	—	—	3.72	3.27	1.07	4.16	5.38	6.87	4.26	7.33	7.13	4.88
Eu [†]	0.011	0.72	0.12	—	—	—	0.4	0.09	0.12	0.44	0.31	0.08	0.25	0.17	0.15	0.27
Gd [†]	5.86	13.4	13.3	—	—	—	5.22	4.5	1.5	5.5	7.9	25.1	11.6	19.9	20	12.8
Tb [†]	1.11	2.2	2.22	—	—	—	0.87	0.7	0.25	0.9	1.31	6.21	2.6	4.55	4.6	3
Dy [†]	7.86	13.4	14.0	—	—	—	5.5	4.48	1.71	5.61	8.02	59.0	23.1	39	39.6	27
Ho [†]	2.09	3.23	3.57	—	—	—	1.33	1.06	0.38	1.35	1.92	21.2	7.3	11.9	12.1	8.41
Er [†]	7.07	9.35	10.2	—	—	—	4.1	3.01	1.18	4.09	5.81	99.5	30	48.3	49	34.7
Tm [†]	1.3	1.49	1.68	—	—	—	0.63	0.47	0.19	0.62	0.9	24.0	6.32	10	10.1	7.15
Yb [†]	8.76	8.8	9.91	—	—	—	3.9	2.75	1.14	3.77	5.31	215.0	51.4	79.8	80.5	59.8
Lu [†]	1.72	1.48	1.74	—	—	—	0.65	0.48	0.2	0.63	0.94	58.20	12.5	17.6	17.9	14.2
Sc [†]	0.19	2.45	0.28	—	—	—	3.9	3.83	12.7	3.15	3.54	3.53	0.3	0.31	0.72	0.58
As [†]	1.87	6.12	11.7	—	—	—	5.64	10.9	8.3	15.2	30.9	18.5	3.38	1.52	0.86	1.78
Se [†]	3.76	8.2	8.2	—	—	—	1.98	2.23	1.41	3.54	6.11	3.0	15.2	29.4	11.1	12.5
Br [†]	2.1	0.01	0.04	—	—	—	0.33	0.11	0.28	0.55	0.71	0.43	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Sb [†]	0.18	0.42	1.82	—	—	—	12.2	0.79	0.91	0.64	0.19	3.12	0.63	1.37	0.48	0.22
Cs [†]	0.12	3.9	5.45	—	—	—	1.34	0.61	23.9	3.66	2.89	3.66	11.1	17.1	14.8	15.1
Ba [†]	160	7.15	420	—	—	—	325	4.30	33	260	600	645	215	610	450	895
Ta [†]	7.68	14.7	21.6	—	—	—	1.02	1.08	0.07	1.18	1.08	265.5	427.1	340.3	431.1	497.6
Hf [†]	12.7	20.0	23.5	—	—	—	4.25	3.74	6.91	3.22	6.5	106.1	301	197.4	220.2	347.6
Zr [†]	315**	180**	285**	—	—	—	145	120	55	120	120	2100	3730**	3200**	2960**	4310**
U [†]	1.59	25.5	39.9	—	—	—	0.87	0.35	0.92	0.96	6.75	64.1	36.3	77.4	50.1	51.7
Th [†]	36.4	58.6	64.8	—	—	—	24.3	22.9	18.5	22.0	30.9	1047.2	747	544	713.9	763.4
Y ^{**}	95	105	90	—	—	—	35*	14*	7.8	30	32*	560	330	360	600	320
Nb ^{**}	135	145	155	—	—	—	26*	11*	8.6	20	9.9*	1180	1490	1100	1680	1750
F [*]	360	350	240	—	—	—	220	230	160	210	250	4700	8000	43000	320	5700
Ga	39	32	35	—	—	—	18	11	9	13	16	70	51	52	26	38
Be [*]	4.3	5.7	7.6	—	—	—	20	24	74	55	32	27	12	12	12	11
Pb [*]	20	15	110	—	—	—	25	18	13	52	18	402	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Zn [*]	100 [†]	130 [†]	700 [†]	—	—	—	He обн.	10 [†]	He обн.	20 [†]	50 [†]	490	230 [†]	660 [†]	330 [†]	280 [†]
Mo [*]	He обн.	He обн.	He обн.	—	—	—	3.8	3.9	4.5	1.2	1.3	1.4	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Cu [*]	5.2	6.3	5.7	—	—	—	140	16	18	94	15	7.5	4.3	12	6.7	8.2
Ni [*]	9.9	440 [†]	230 [†]	—	—	—	He обн.	He обн.	12	30 [†]	30 [†]	34	18	17	14	18
Cr [*]	29	21	18	—	—	—	18	27	38	8.7	20.3 [†]	6.5	2.4	3.5	4.8	3.8
V [*]	16	34	20	—	—	—	43	16	46	17	25	He обн.	20	25	29	29

Примечание. Звездочкой отмечены содержания элементов, определенные количественным спектральным анализом (ИГ Коми НЦ УрО РАН), двумя — рентгенорадиометрическим, апострофом — инструментальным нейтронно-активационным методами (ГЕОХИ РАН), двумя — данные, полученные экстраполяцией. АИ — агапитовый индекс, Ab — альбит, Mi — микроклин, Sld — слюда (ферриалюмоселадонит).

Получены первые Rb-Sr изотопные данные по породе в целом (табл. 2). Количество проанализированных образцов явно недостаточно для корректных выводов, и требуются дополнительные исследования. По этим предварительным данным возраст пород, слагающих Лонготьюганское рудное поле, составляет 352 ± 6 млн лет при значении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, равном 0.72 ± 4 (здесь и далее погрешности определения возраста и начального отношения изотопов стронция приведены в последних значениях и соответствуют 2σ).

Тайкеуское месторождение, самое крупное в исследованной нами группе (рис. 1), располагается в верховье р. Лонгот-Юган (г. Лонготьюган-Тайкеу). Рудные породы залегают в восточной части тела микроклиновых гранитов на контакте с метаморфитами няровейской свиты и формируют в нем вытянутую с севера на юг линзообразную зону ($250-500 \times 1500-2000$ м). В этой зоне наблюдаются площадная альбитизация, окварцевание и флюоритизация гранитов и метаморфитов. В гранитах выделяется зона с эгиринальбитовым парагенезисом, позволяющая рассматривать ее как зону развития максимальной щелочности пород.

Датирование рудных пород этого месторождения осуществлялось по пробе окварцованного гранита (обр. Ка-25') и выделенным из нее монофракциям минералов альбита, микроклина, ферриалюмоселадонита (табл. 2). Выбор пробы с редкими рудными аксессуориями был сделан с целью определить возраст малоизмененных пород.

Окварцованный гранит характеризуется лейкократовым обликом, среднезернистой структурой и массивной текстурой. Он сложен (об. %) агрегатом зерен кварца (45), микроклина (25), альбита (25) и ферриалюмоселадонита (5). Рудные и акцессорные минералы представлены цирконом, танталониобатами (фергусонитом, пироклором, колумбитом), магнетитом и сульфидами. Микроструктура породы катакластическая с участками реликтовой гранитной и новообразованной гранобластовой. Нужно отметить, что в участках с реликтовой структурой отмечаются пертитовый калиевый полевой шпат и олигоклаз, а в новообразованных участках — яснорешетчатый микроклин и лейстовый, шахматный или пластинчатый альбит.

Данная порода на фоне типичных альбититов и альбитизированных гранитов по химическому составу классифицируется как

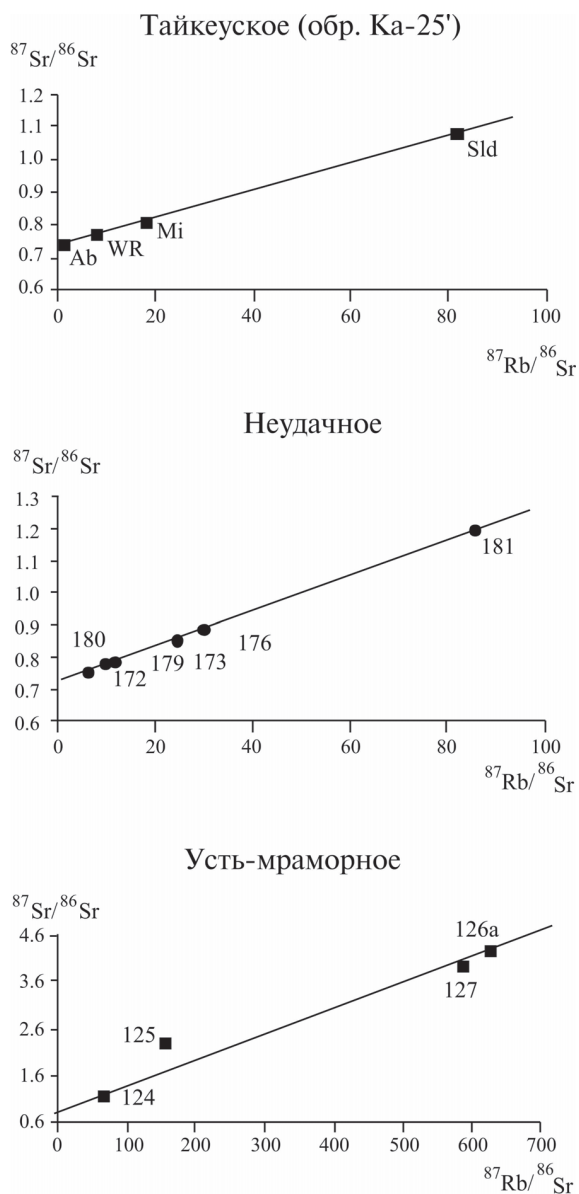


Рис. 2. Rb-Sr изохронная диаграмма для пород и минералов редкометалльных месторождений. Пояснения в тексте.

гранит (табл. 3) с повышенным вследствие окварцевания содержанием SiO_2 (до 80 мас. %), пониженным содержанием Al_2O_3 (9.46 мас. %) и CaO (1.45 мас. %), с достаточно низкой суммой щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.25$) и преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 2$). Содержание редких элементов в пробе Ка-25' не очень высокое (табл. 3).

На изохронной диаграмме (рис. 2) фигуративные точки образуют эррохрону, отвечающую возрасту 299 ± 41 млн лет. Эта цифра близка к реальной и, даже если бы величина СКВО, равная в нашем случае 39.6, удовлетворяла требованиям изохронной модели, изменилась бы незначительно. Величина первичного отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), равная 0.731 ± 0.003 ,

указывает на то, что порода испытала значительные вторичные изменения, и, по-видимому, неоднократно.

Месторождение Неудачное располагается в верховье одноименного ручья (рис. 1), притока р. Немур-Юган. Породы с редкометальной минерализацией приурочены к зоне южного экзо- и эндоконтакта одного из маломощных межпластовых тел гранитов, инъецирующих метаморфиты няровейской серии, которые представлены перемежающимися филлитами, зелеными сланцами и гранитными телами, вытянутыми в северо-западном направлении с падением на северо-восток ($40\text{--}60^\circ$). Мощность зоны с редкометальным оруденением изменяется от первых до 10 м при прос-тирании до 500–600 м.

Вмещающие гранитоиды породы — сургучные филлитовидные и зеленые кварц-серицит-хлоритовые сланцы — в зоне экзоконтакта освещаются, наблюдаются их альбитизация и окварцевание, а также мусковитизация и флюоритизация. Реже отмечается развитие редкометальных альбититов во вмещающих граниты сланцах.

Измененные альбитизированные и грейзенизированные граниты представлены светлыми породами: бело-серыми, зеленоватыми при высоком содержании зеленовато-белого мусковита (селадонита) или с фиолетовым оттенком при их интенсивной флюоритизации. Породы равномерно-зернистые, мелко- и средне-зернистые. Под микроскопом наблюдаются бластогранитные структуры, участками реликтовые гипидиоморфно-зернистые или новообразованные гранобластовые. Породы сложены (об. %) кварцем (20–40), микроклином (10–20), альбитом (20–30), селадонитом (10–30). В качестве рудных и акцессорных минералов в них присутствуют магнетит, гематит, сфалерит, пирит, халькопирит, касситерит, ферриторит, малакон, алланит, флюорит, берилл (аквамарин), фенакит, ферберит, шеелит, танталониобаты (колумбит, фергусонит и пирохлор).

По петрохимическим характеристикам минерализованные альбитизированные и грейзенизированные породы соответствуют гранитам (табл. 3), содержание кремнезема в них достигает 73–77 мас. %, а на долю глинозема приходится 12–14 мас. %. В породах наблюдаются альбитизация и окварцевание, увеличившие примерно в два раза суммарное содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8$ мас. %), а преобладание натрия над калием возросло в восемь раз, значение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьируется от 1 до 7. В сильно минерализованных участках содержание щелочей соответствует гранитным, но в них

наблюдается резкое (в десятки и даже сотни и тысячи раз) увеличение содержания F, Zr, Hf, Ta, Nb, Y, HREE, Th, U и Pb.

При опробовании разностей горных пород вкрест простираения рудного тела было установлено, что наибольшим развитием пользуются в различной степени измененные гранитоиды. Были проведены изотопно-геохимические исследования гранитоидов по породе в целом, результаты которых приведены в табл. 2. Фигуративные точки проанализированных нами образцов из месторождения Неудачного на изохронной диаграмме (рис. 2) образуют достаточно хорошо выраженную линейную зависимость с параметрами: $t=396\pm 51$ млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7167\pm 0.9$. Большие величины погрешностей обусловлены отклонением точек обр. 179 и 180 от результирующей прямой, что заметно даже визуально. Об этом же свидетельствует значение СКВО, равное 62.5. Величина первичного отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) указывает на то, что порода испытала значительные неоднократные вторичные изменения.

Месторождение Усть-Мраморное располагается на участке среднего течения р. Немур-Юган, напротив устья руч. Мраморного (рис. 1). Тело нацело измененных гранитов находится в пределах трапезиевидного блока метаморфитов няровейской серии и немурюганской свиты, ограниченных Лонготьюганским и Немурьюганским разломами. Мощность зоны измененных пород колеблется от 150 до 250 м при протяженности до 600 м.

Рудосодержащие породы (об. %) сложены кварцем (20–40), микроклином (20–30), альбитом (10–20) и селадонитом – ферроалюмоселадонитом (10–40), в них также присутствуют флюорит, хлорит, эпидот, карбонат. Акцессорные и рудные минералы – циркон (малакон), танталониобаты (фергусонит, пирохлор, колумбит), магнетит, гематит, сульфиды. Исследованные нами породы имеют лейкократовый облик, характеризуются средне- и мелкозернистой структурой и полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением слюды и флюорита. Содержание слюды и флюорита достигает участками 30–50 об. %. Для этих пород характерны катакластические структуры, grano- и гетеробластовые в относительно малослюдистых разностях и лепидогранобластовые в существенно ослюденелых. Состав и структурно-текстурные особенности рассматриваемых образований свидетельствуют о гранитной природе первичного субстрата, однако неизмененных гранитоидов в пределах месторождения нами не наблюдалось.

Возможно, это объясняется тектоническим перемещением блока, в пределах которого развиты метасоматические образования, вдоль надвига.

По петрохимическим характеристикам породы, отобранные для изотопных исследований, близки к гранитам. Содержание кремнезема в них соответствует гранитным (67–75 мас. %), на долю глинозема приходится 12 мас. %, сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) составляет 6.5–8.0 мас. %, но при количественном преобладании калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.5$). Геохимически породы характеризуются высокими содержаниями редких и редкоземельных элементов (табл. 3).

Фигуративные точки проанализированных нами образцов (табл. 2) на изохронной диаграмме (рис. 2) расположились таким образом, что через них можно провести две прямые. Одна отвечает возрасту 277 млн лет (обр. 125, 126а, 127), а другая — 383 млн лет (обр. 124, 126а, 127). И та, и другая имеют право на существование, но необходимость проведения дополнительных исследований несомненна.

Таким образом, Rb-Sr датирование пород и минералов редкометалльных месторождений лонготьюганского метасоматического комплекса не прояснило ситуацию с их возрастом. Несмотря на то, что формирование месторождений происходило в единой структурно-формационной зоне, разброс возрастных значений составляет от 389 до 277 млн лет, которые коррелируются с K-Ar данными. Ни в одном случае не удалось получить корректных изохронных зависимостей. Возможно, это обусловлено наследованием характеристик корового субстрата, по которому развиваются метасоматиты, либо геохимическим поведением Rb и Sr при щелочном и фтор-кремниевом метасоматозе, разрывом во времени процессов между собой, а также недостаточным количеством исследованных образцов. Следовательно, полученные нами результаты можно рассматривать как предварительные, хотя они и коррелируются с основными возрастным максимумом (275 млн лет) Харбейского блока [2] и возрастом гранитного магматизма (400 млн лет) восточного склона Урала [3]. Для получения более объективной оценки возраста редкометалльных месторождений Полярного Урала изотопно-геохронологические исследования необходимо продолжить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абсолютный возраст некоторых генетических типов гранитоидов в Харбейском блоке (Полярный Урал) / *Ф.Р. Апельцин, В.И. Малышев, С.И. Зыков* и др. // Советская геология, 1968. № 6. С. 89–99.
2. *Андреичев В. Л.* К–Аг, Rb–Sr, Sm–Nd и Pb–Pb изотопно-геохронометрические системы в эклогитах Марункеуского блока (Полярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 2003. 26 с.
3. *Андреичев В. Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
4. *Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н.* Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации: Тр. ВИМС. Вып. 16. М.: Изд-во Недра, 1967. 200 с.
5. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист Q-42-I. Объяснительная записка. М., 1984. 107 с.
6. *Калиновский А. В. Игнатов М. М.* Редкометалльные топоминералогические системы района развития щелочных метасоматитов // Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 5–17.
7. *Караченцев С. Г.* О возрасте гранитообразования на севере Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала: Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 52. Тюмень, 1972. С. 138–158.
8. Корреляция магматических комплексов Европейского Северо-Востока СССР / *В. Н. Охотников, В. И. Мизин, Л. Т. Белякова* и др. Сыктывкар, 1985. 24 с. (Сер. препринтов сообщ. «Науч. рекомендации – нар. хоз–ву». Вып. 53).
9. *Охотников В. Н.* Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.
10. *Удортатина О. В.* Квальмиты севера Урала // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана: Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра Рос. АН; Вып. 94. Сыктывкар, 1997. С. 19–28.
11. *Удортатина О. В., Ларионов А. Н.* Возраст гранитоидов массива Тайкей (Полярный Урал): U–Pb данные // Строение, геодинамика и минерогенические процессы в литосфере: Материалы 11-й Междунар. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 346–349.
12. *Ludwig K. R.* ISOPLOT for MS-DOS: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 2. 00 // USGS Open-File Report 88-557. 1990. 38 p.
13. *Steiger R. H., Jager E.* Subcommission on geochronology: convention on the use decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.

ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВ ОРАНГЬЮГАНСКО-ЛЕМВИНСКОГО КОМПЛЕКСА

В. Н. Леденцов, Д. Н. Ремизов, Ф. Н. Феофилактов

На западном склоне Приполярного Урала в верховьях рек Большая и Малая Лемва широко распространены тела габбро-долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса. Субинтрузии этого района несут сульфидную минерализацию, металлогения которой еще недостаточно изучена.

В геологическом строении района работ (рис. 1) принимают участие осадочные породы, разделенные на ряд свит:

- верхнепротерозойские нерасчлененные отложения молудожской свиты, представленные пара- и ортосланцами с прослоями алевропесчаников и алевросланцев;

- нижнепалеозойские отложения погурейской ($E_3 - O_{1pg}$) свиты, в состав которой входят конгломераты, гравелиты, гравелитистые песчаники, песчаники и сланцы;

- нижнеордовикские отложения грубеинской (O_{1gr}) свиты, включающие серицит-хлорит-полевошпат-кварцевые алевропесчаники и алевросланцы.

Среди перечисленных отложений присутствуют магматические горные породы, входящие в составы следующих комплексов: граниты рифейско-вендского возраста (Лемвинский гранитный массив, $R_3 - V$); габбро-долериты позднего ордовика—раннего силура, принадлежащие к орангьюганско-лемвинскому комплексу ($O_3 - S_{1ojl}$), и риолиты девонского-позднекаменноугольного периода ($D - C_3$).

Близкие и часто однотипные составы свит, сложная тектоническая ситуация, зеленосланцевый метаморфизм, отсутствие четких геологических границ и скудная палеонтологическая характеристика не позволяют говорить о достоверном расчленении разреза на свиты. Магматические породы района также в различной степени изменены метаморфическими и метасоматическими процессами. Возраст габбро-долеритов тоже трактуется в широком диапазоне — от раннего ордовика до раннего силура [1].

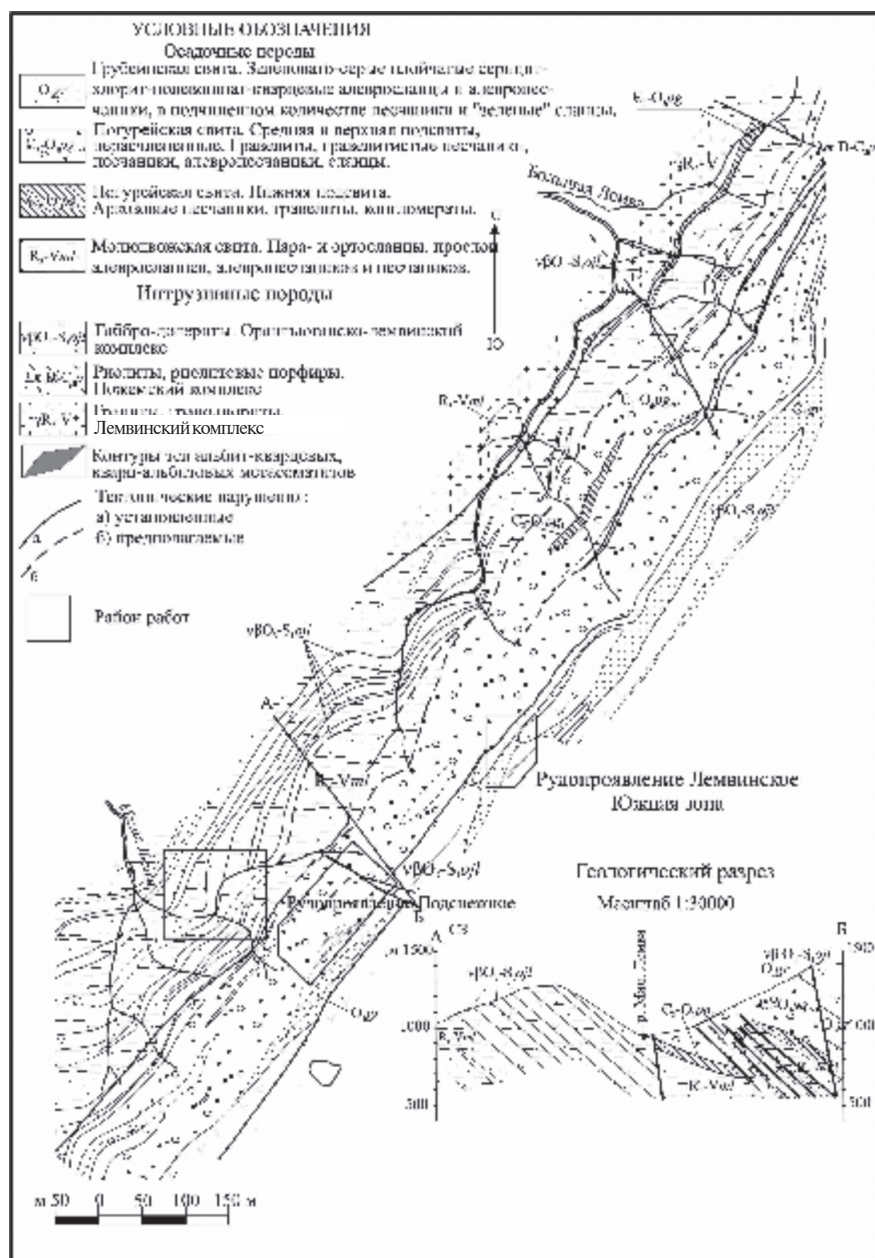


Рис. 1. Геологическая схема Лемвинского района, по О. В. Можарову (с изменениями) [1].

Орангьюганско-лемвинский габбро-долеритовый комплекс в верховье р. Малой Лемвы представлен согласными телами (силлами) практически недифференцированных долеритов, залегающих в преимущественно терригенных отложениях нижнего палеозоя Лемвинской зоны. Большинство контактов тектонизированы, однако наблюдаются и нормальные интрузивные соотношения. Восточнее, в бассейне р. Б. Тыкотловы, наблюдаются признаки внедрения подобных тел в нелитифицированный осадок (по устному сообщению М. А. Шишкина), что свидетельствует о близко одновременном осадконакоплении и базальтовом магматизме.

Породы орангьюганско-лемвинского комплекса представлены в различной степени метаморфизованными габбро, габбро-долеритами, кристаллосланцами различного, преимущественно эпидот-хлорит-амфиболитового состава. Роговики по вмещающим осадочным породам — стильпномелан-роговообманковые кристаллосланцы — представляют собой существенно альбитовые тонкозернистые породы с актинолитом и стильпномеланом (рис. 2).

Габбро-долериты характеризуются диабазовой, порфировой и пойкилоофитовой структурами в сочетании с гранобластовой и лепидонематогранобластовой. На долю плагиоклаза в них приходится 40–60 %, реликты содержат 10–20 % бесцветного моноклинного и ромбического пироксена. Породы имеют сланцеватую текстуру, приобретенную в результате метаморфизма. Из рудных минералов широко распространен титанит, реже отмечаются лейкоксен, пирит, гематит. Акцессорные минералы представлены халькопиритом, апатитом, цирконом.

Метаморфические и метасоматические процессы проявились в следующих изменениях:

- 1) плагиоклаз с крупными полисинтетическими двойниками частично или нацело альбитизирован и сосюритизирован;
- 2) пироксен почти нацело замещен сине-зеленой роговой обманкой (сохранились только реликты), отмечаются агрегатные скопления призматических зерен амфибола (ряда тремолит–актинолит);
- 3) присутствуют неправильной формы зерна титанита и их агрегаты землистого строения размером до 0.5 мм (возможно, по ильмениту);
- 4) иногда в тектонических зонах наблюдаются слюдоподобный минерал грязно-бурого и зеленовато-бурого цветов в виде листочков размером до 1 мм (стильпномелан), а также маломощные прожилки и линзы, сложенные агрегатом кварца;

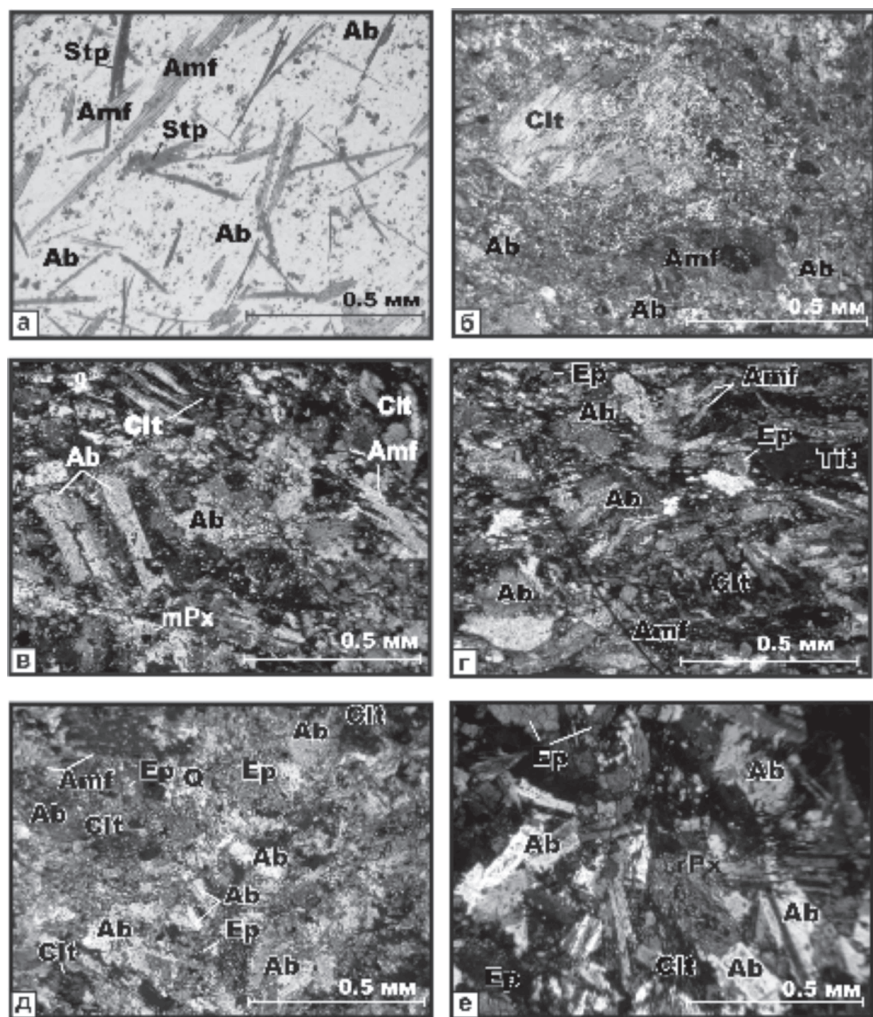


Рис. 2. Микрофотографии шлифов: а – стильномелан-роговообманковый кристаллосланец; б – метагаббро-долерит среднезернистый, текстура сланцеватая; в – амфиболизированное габбро, обр. № 303-14; г – метадолерит среднезернистый; д – эпидот-хлорит-амфиболовый кристаллосланец, обр. № 311; е – метадолерит среднезернистый, обр. № 303-15. Буквенные обозначения минералов: Am – амфибол, Ab – альбит, mPx – моноклинный пироксен, Ep – эпидот, Clt – хлорит, Q – кварц, Stp – стильномелан. Снимок а сделан при параллельных николях, остальные – при скрещенных.

5) по амфиболу, пироксену и слюдистому минералу развивается темно-зеленый хлорит, количество которого в породах может достигать 50 %;

6) на все породы наложена эпидотизация как по прожилкам (нередко совместно с хлоритом), так и в основной массе, часто встречается цоизит.

Габбро-долериты орангьюганско-лемвинского комплекса относятся к двум петрохимическим рядам — нормальному и умеренно щелочному, имеют преимущественно натриевый и калиево-натриевый типы щелочности. Это в основном умеренно калиевые и низкокалиевые образования. Породы принадлежат к средне — и высокожелезистой серии, умеренно глиноземистые (0.49–0.92), а при более меланократовом составе — низкоглиноземистые (рис. 3). По степени фракционирования и фемичности породы комплекса относятся к базальтам и долеритам, а также к лейкобазальтам и лейкодолеритам.

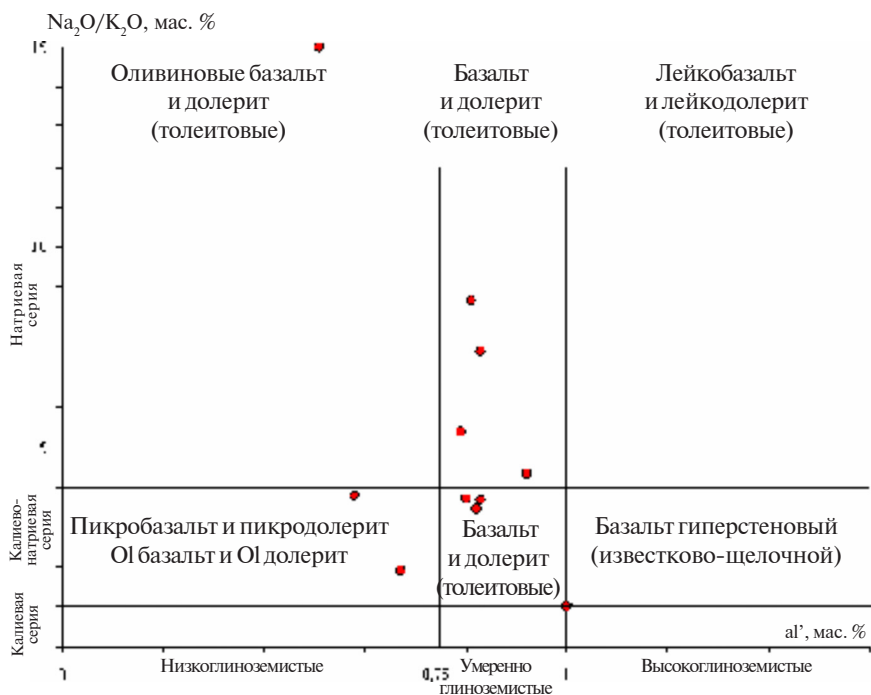


Рис. 3. Положение видов основных вулканических пород нормального ряда в координатах $al' - Na_2O/K_2O$.

По петрохимической классификации рассматриваемые габбро-долериты причисляются к толеитовым и субщелочным оливиновым базальтам (рис. 4), характеризующимся небольшими вариациями содержания SiO_2 (43.2–49.64 %) и низкими (менее 0.8) значениями $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (рис. 5). Составы пород по показателям А и S (рис. 6) также попадают в поля толеитовых и оливиновых базальтов.

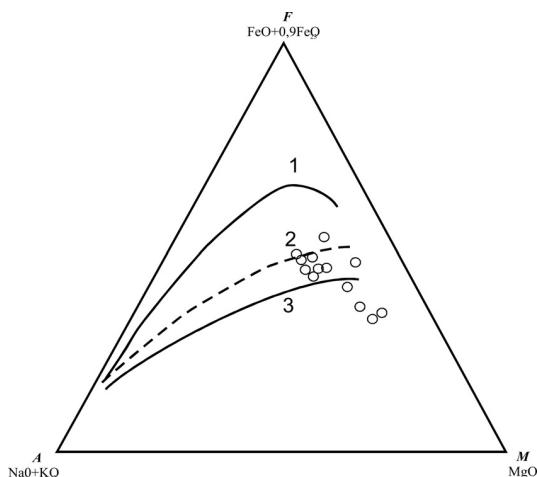


Рис. 4. Диаграмма AFM по Дж. Брауну. 1 — толеитовые серии, 2 — известково-щелочные серии, 3 — щелочные серии.

В элементном составе пород наблюдаются высокие концентрации крупноионных элементов (Sr, Ba, Sm, Sc, Th) и близкие к N—MORB содержания высокочarged элементов с резкой отрицательной аномалией циркония—гафния, и слабой — ниобия (см. таблицу). Наличие отрицательной ниобий-танталовой аномалии в некоторых образцах подтверждает предположение о задуговом их происхождении, хотя она выражена не так четко, как в

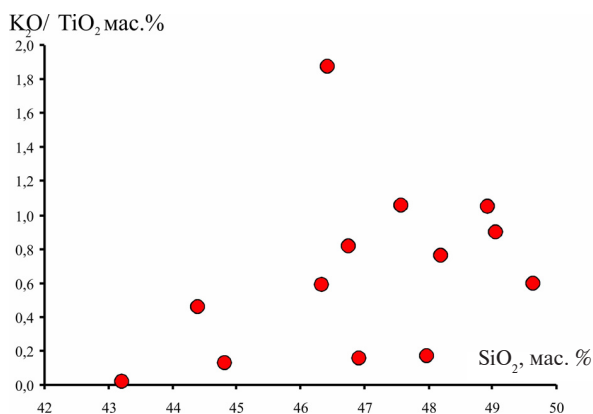


Рис. 5. Диаграмма соотношения $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ и кремнекислотности.

базальтах современных задуговых бассейнов [5]. Построенные по геохимическим данным диаграммы свидетельствуют о возможной принадлежности габбро-долеритов верховья р. М. Лемвы к надсубдукционным образованиям (рис. 7).

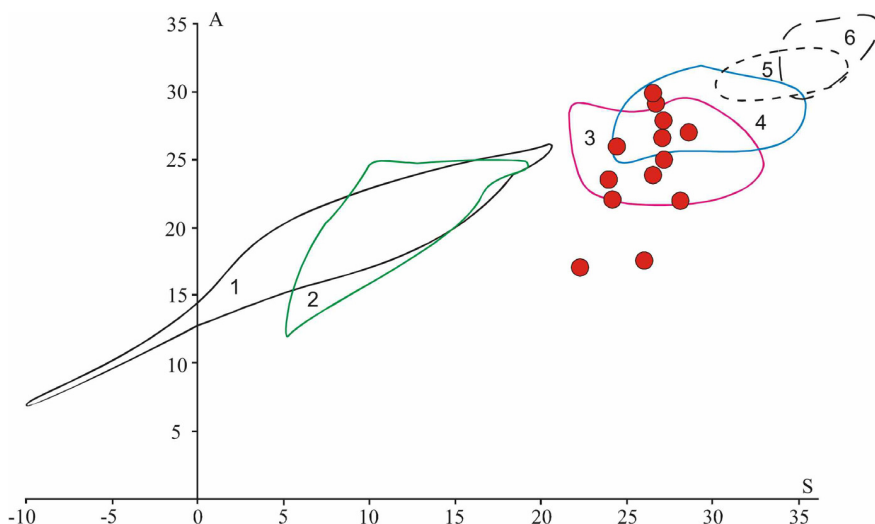
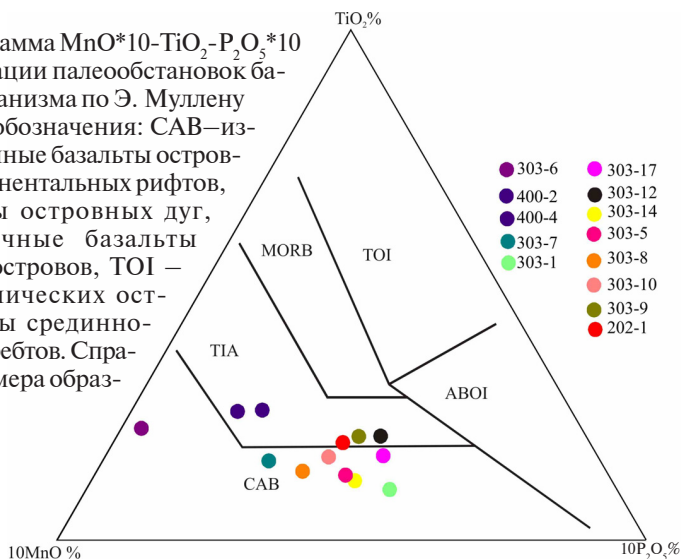


Рис. 6. Положение полей статистического распределения составов главных видов основных вулканических пород в координатах $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$, вес. % [2]: 1 – пикродолеритов, 2 – пикробазальтов, 3 – оливиновых (толеитовых) базальтов, 4 – собственно (толеитовых) базальтов, 5 – гиперстеновых базальтов, 6 – лейкобазальтов (толеитовых). Точками показан состав пород орангъюганско-лемвинского комплекса.

Рис. 7. Диаграмма $\text{MnO} \cdot 10 - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ для идентификации палеообстановок базальтового вулканизма по Э. Муллену

Буквенные обозначения: CAB – извещково-щелочные базальты островных дуг и континентальных рифтов, TIA – толеиты островных дуг, ABOI – щелочные базальты океанических островов, TOI – толеиты океанических островов, базальты срединно-океанических хребтов. Справа показаны номера образцов.



Содержание редких и редкоземельных элементов в г/т по методу ISP-MS

Элемент	303/9	303/7	303/6	303/10	202/1	303/5	400/2	303/1	303/12	303/14	303/17	303/8	400/4
Sc	36.54	34.82	37.44	38.09	43.95	36.69	49.76	37.38	35.89	40.21	38.61	36.88	44.13
Ge	1.47	0.99	1.04	1.54	1.61	0.93	1.06	1.06	1.38	1.52	1.45	1.47	1.38
Rb	16.38	21.52	17.48	21.96	0.57	2.37	4.1	10.55	11.16	11.04	16.65	14.42	11.92
Sr	218.99	158.51	186.64	108.42	383.6	195.9	191.5	225.5	247.35	129.04	198.12	102.3	114.33
Y	29.17	18.02	21.93	31.27	54.32	21.33	27.36	20.4	27.89	29.56	29.31	29.35	30.79
Zr	19.8	12.88	17.14	22.4	37.89	9.52	14.83	12.69	24.14	21.15	22.35	17.11	23.87
Nb	6.62	3.16	3.76	6.7	8.88	3.06	2.6	3.3	5.78	6.56	5.28	6.43	6.05
Sn	0.86	0.55	0.73	1.03	1.37	0.6	0.7	0.57	1.03	0.86	0.8	0.91	1.17
Cs	0.48	0.71	0.53	0.68	0.05	0.1	0.23	0.49	0.43	0.4	0.58	0.43	0.56
Ba	406.75	418.66	391.92	486.04	12.23	50.81	64.87	243.5	280.79	261.82	367.43	367.4	367.19
La	12.61	6.26	7.93	14.21	14.55	6.61	4.92	7.39	12.98	12.12	13.56	13.24	12.48
Ce	29.68	13.98	17.24	33.01	31.32	15.13	11.86	16.71	29.58	27.31	30.15	30.98	29.42
Pr	3.92	1.93	2.58	4.4	4.59	2.24	1.97	2.38	4.11	3.74	4.25	4.08	4.11
Nd	18.91	9.12	11.57	21.2	22.86	10.17	9.84	10.63	19.27	16.68	19.72	18.78	19.17
Sm	4.24	2.16	2.83	4.59	5.85	2.52	2.77	2.52	4.08	3.63	4.27	4.11	4.62
Eu	1.57	0.81	1.03	1.51	1.99	0.8	1.08	0.95	1.46	1.13	1.47	1.46	1.6
Gd	4.96	2.73	3.47	5.4	7.41	2.96	3.8	3.19	4.86	3.79	4.87	4.93	5.16
Tb	0.85	0.49	0.61	0.97	1.33	0.52	0.72	0.57	0.89	0.71	0.9	0.86	0.99
Dy	4.51	2.89	3.46	4.88	8.02	2.96	4.32	3.25	4.68	3.38	4.52	4.46	5.12
Ho	0.92	0.62	0.76	0.99	1.7	0.67	0.9	0.68	0.95	0.65	0.91	0.88	0.96
Er	2.82	2.01	2.39	3.06	5.47	2.19	2.86	2.19	2.98	2.08	2.94	2.75	3.35
Tm	0.47	0.3	0.38	0.5	0.83	0.36	0.47	0.37	0.47	0.31	0.49	0.43	0.52
Yb	2.35	1.75	2.16	2.61	4.06	1.97	2.21	1.97	2.73	1.56	2.32	2.17	2.66
Lu	0.3	0.23	0.29	0.34	0.53	0.23	0.32	0.27	0.34	0.19	0.31	0.29	0.35
Hf	0.8	0.54	0.68	0.92	1.33	0.45	0.82	0.5	1.11	0.56	0.89	0.68	1.15
Ta	0.47	0.24	0.32	0.46	0.58	0.24	0.12	0.28	0.47	0.31	0.36	0.45	0.42
W	0.5	0.17	0.29	0.39	1.34	0.35	0.11	0.19	0.43	0.24	0.31	0.52	0.29
Pb	3.44	2.63	2.78	0.7	6.77	1.31	<0,01	14.04	4.72	<0,01	3.01	0.63	421.36
Th	1.2	0.7	0.79	1.37	1.76	0.77	0.35	0.82	1.37	0.55	1.3	1.2	1.26
U	0.25	0.17	0.19	0.28	0.39	0.16	0.11	0.19	0.32	0.14	0.27	0.22	0.26

Юго-восточнее Лемвинского аллохтона на восточном склоне Приполярного Урала располагается неркаюский комплекс. В целом он представляет собой крупный фрагмент относительно однородных по степени метаморфизма пород. По составу габбро-долериты этого и оранжюганско-лемвинского комплексов сходны [3, 4]. По геохимическим данным metabазиты неркаюского комплекса более разнообразны и дифференцированы, но те из них, которые образуют однородную группу, весьма близки к габбро-долеритам М. Лемвы (рис. 8). В первично магматических породах неркаюского комплекса и долеритах р. Лемвы наблюдается повышенное содержание легких редкоземельных и крупноионных элементов (Rb, Th, Ba, Sr, Ce) и пониженное относительно базальтов NMORB содержание высозарядных элементов, что указывает на общие закономерности условий их образования, характерные для островных дуг. В отличие

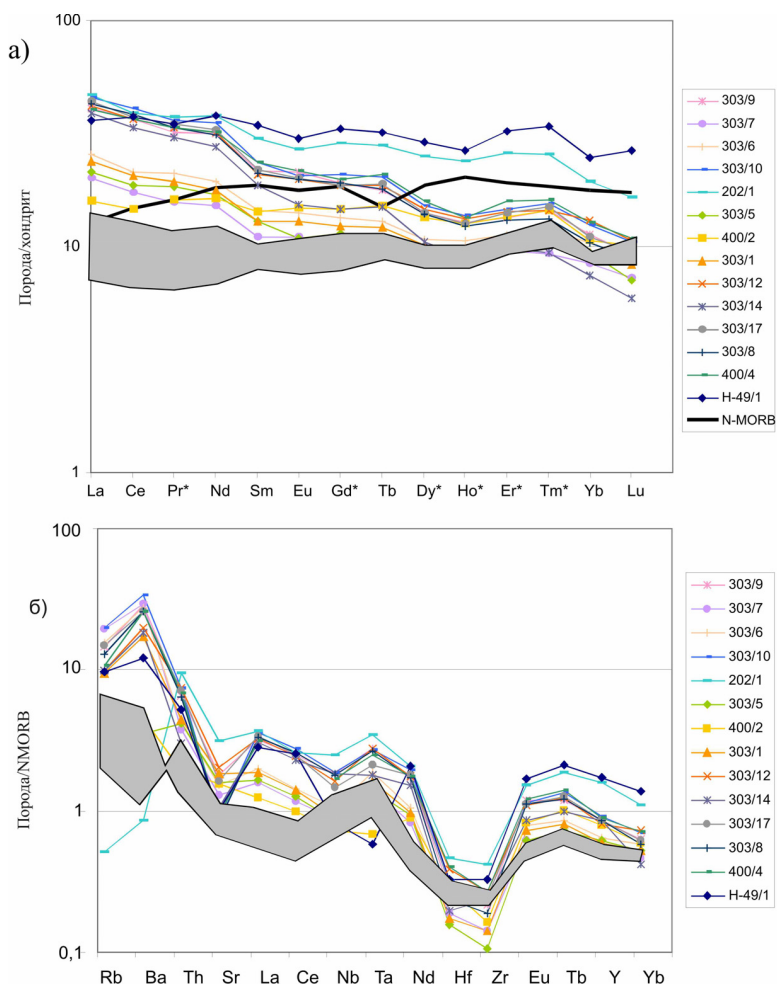


Рис. 8. Сравнение пород Лемвинского и Неркаюского аллохтонов по фракционированию РЗЭ, нормализованных к хондриту (а), и по распределению элементов, нормализованных к N–MORB [6, 7] (б). Цифры справа – номера образцов. Серым цветом показано поле распределения элементов в метаморфических породах р. Неркаю.

от габбро-долеритов орангъюганско-лемвинского комплекса в них наблюдаются положительные аномалии Nb и Ta.

Специфика геологического строения района, т.е. терригенный характер раннепалеозойского разреза с высокой насыщенностью телами габбро-долеритов, возрастание количества тел вверх по раз-

результату от погурейской свиты к грубеинской и надсубдукционные петрогеохимические параметры базитового магматизма позволяют сделать вполне определенный вывод о природе и геодинамической позиции бассейна осадконакопления в целом. Вероятнее всего, раннепалеозойский палеоокеанический бассейн в этом районе представлял собой задуговое (окраинное) море типа современных Охотского или Японского морей, а не спрединговый Уральский палеоокеан. Уральская окраина палеоконтинента Балтика в этот период была скорее всего активной континентальной окраиной западно-тихоокеанского типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка / *М. А. Шишкин, А. П. Астапов, Н. В. Кабатов и др.* 2006.
2. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических пород / Под ред. *В. С. Попова и О. А. Богатикова.* М.: Логос, 2001. 768 с.
3. *Ремизов Д. Н., Юдин В. В., Григорьев С. И.* Геодинамическая позиция высокобарических комплексов Полярного Урала // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ Уро РАН. 2002, № 4. С. 4–8.
4. *Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Григорьева Н. Г. и др.* Первичный состав и геодинамика Неркаюского и Лемвинского аллохтонов Приполярного Урала // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар, 2006. С. 128–142.
5. *Пирс Дж. А., Линнард С. Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир. 1987. С. 134–165.
6. *Boynnton W. V.* Cosmochemistry of Rare Earth Elements. Meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P. 63–114.
7. *Pearce J. A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts // J. Petrol., 1976. Vol. 17. N 1. P. 15–43.

ТРАВЕРТИНЫ КАК ИНДИКАТОР ДОЛГОЖИВУЩЕЙ РУ- ДОНОСНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

В. И. Силаев, В. Л. Штейнер, Л. Б. Шнайдер

В настоящее время существует достаточно большое число фактов, свидетельствующих о развитии практически современных травертинов на плутоногенных гидротермальных рудных месторождениях палеозойско-мезозойского возраста. Такая минерализация достаточно часто рассматривается в качестве заключительной фазы рудообразования, протекающего в условиях полихронных вулканических или гидротермальных систем [7, 9]. При этом предполагается, что травертины и травертиноподобные горные породы каличе кристаллизуются из эксфильтрационных подземных вод, обогащающихся при своем подъеме к поверхности земли компонентами погребенных в недрах рудоносных метасоматитов и руд [1, 2, 13, 14]. Замечательным примером таких образований являются арагонитовые травертины, выявленные нами в 1988 г. на одном из крупных золотопорфировых месторождений Киргизии — *Талдыбулаке Левобережном*.

В региональном плане упомянутое месторождение располагается в пределах Кокджонского геоблока Муюнкумо-Нарадского срединного массива — крупного выступа кристаллического фундамента, сложенного метаморфитами раннего протерозоя и гранитоидами позднепротерозойского Окторкойского массива. Сверху фундамент перекрыт девонско-каменноугольными и пермскими осадочно-вулканогенными образованиями [8]. Метаморфическая толща характеризуется тектоническим расслоением на два пакета — нижний, сложенный слюдистыми сланцами, гнейсами и гранитогнейсами, и верхний, представленный мощным комплексом мигматизированных зеленых сланцев, амфиболитов и мраморов. Граница между пакетами проходит по мощному тектоническому нарушению взбросо-надвигового характера, выраженному зоной смятия и дробления.

В более локальном плане месторождение Талдыбулак Левобережный приурочено к окраине цоколя глубоко эродированной вул-

канно-купольной структуры девонского возраста, наложенной на упомянутый выше верхний пакет метаморфической толщи. Эта структура контролируется Талдыбулакской зоной деформаций мощностью до 700 м, представляющей собой тектонический меланж глыб метаморфических сланцев и гнейсов, сцементированных кварц-карбонатными метасоматитами. Формирование вулканно-купольной структуры сопровождалось инъецированием раздробленных метаморфических пород многочисленными телами субвулканических диорит-монцитонитов вплоть до образования эксплозивных брекчий. Именно в этих магматогенных образованиях и располагается многоярусная система полого залегающих сульфидно-золотоносных зон.

В настоящее время золоторудное месторождение Талдыбулак Левобережный относят к порфировому золото-сульфидно-кварц-турмалиновому типу [10]. Рудовмещающими породами здесь являются предрудные лиственит-березиты и более поздние «предпродуктивные» кварц-турмалиновые метасоматиты, непосредственно сопряженные с прожилково-вкрапленной золотой минерализацией. Считается, что образование всех этих метасоматитов обусловлено постмагматической переработкой субвулканических магматитов девон-каменноугольного возраста. Золотопорфировые руды характеризуются малым содержанием сульфидов, что отражается в значительном их обогащении золотом (табл. 1). Как показал специальный анализ, это можно использовать в качестве эффективного минералогеохимического критерия промышленной золотоносности [17].

Травертиновая минерализация была обнаружена нами в центральной части рассматриваемого месторождения в виде крупного обнажения тектонизированных сланцеватых метаморфических пород, сцементированных белоцветным или светло-желтым арагонитом (рис. 1). В пределах этого обнажения мы выявили три зоны,

Таблица 1

Содержание Au и Ag (г/т) в основных сульфидах из золоторудного месторождения Талдыбулак Левобережный

Минералы	Число анализов	Au, г/т		Ag, г/т		Au/Ag × 100	
		$\bar{X}$	$S_{\bar{x}}$	$\bar{X}$	$S_{\bar{x}}$	$\bar{X}$	$S_{\bar{x}}$
Пирит	146	28.12	86.34	10.04	26.59	106.14	180.23
Халькопирит	13	26.2	23.5	17.67	26.72	52.25	82.76
Сфалерит	3	1.18	0.63	73.27	55.75	2.52	1.95
Галенит	6	0.65	1.01	257.25	307.14	0.31	0.4

Примечание. $\bar{X}$ — среднее арифметическое, $S_{\bar{x}}$ — стандартное отклонение.



Рис. 1. Выходы арагонитовых травертинов, цементирующих будинообразные тела слюдястых сланцев и гнейсов нижнего протерозоя, на золоторудном месторождении Талдыбулак Левобережный.

заметно различающиеся текстурой минерализации (сверху вниз): 1 — зону горизонтальных пропластков, линзовидных тел или прожилок толщиной до 1–2 см (рис. 2); 2 — зону штокверковидной сети разнонаправленных жил и прожилок (рис. 3); 3 — зону крустификационных корок шестоватого или секториально-лучистого строения, обрастающих будинообразные тела и обломки метаморфических пород (рис. 4).

Исследованные нами арагонитовые травертины на 83–93 % состоят из карбоната кальция (табл. 2). В ИК спектрах, полученных

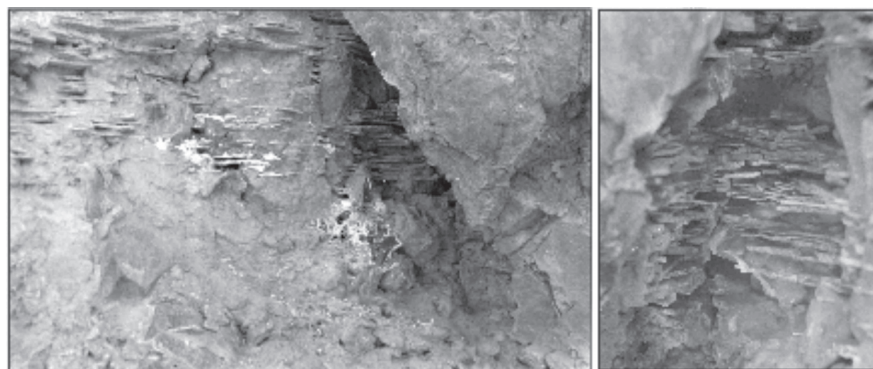


Рис. 2. Зона горизонтальных пропластков, линзовидных тел и прожилок арагонитовых травертинов.



Рис. 3. Переход от зоны горизонтальных пропластков (вверху) к зоне штокверка прожилок (внизу) в обнажении арагонитовых травертинов.

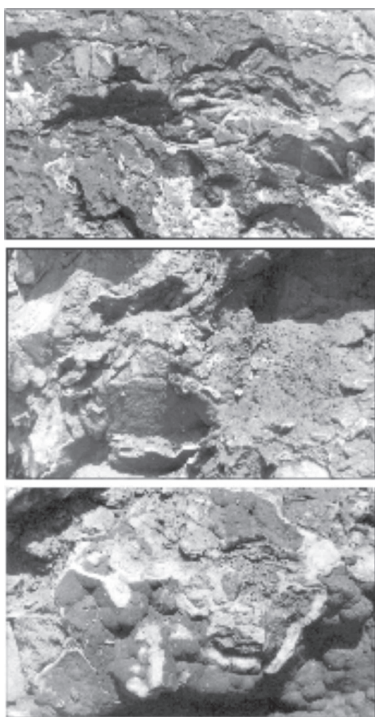


Рис. 4. Зона крустификационно-корковых выделений арагонитовых травертинов.

на фурье-спектрометре ФТ-02 «Интралюм», наблюдается характерная серия полос ИК поглощения, обусловленная колебаниями анионной группы $[\text{CO}_3]^{2-}$ (см^{-1}): ν_1 1084, ν_2 860, ν_3 1489, ν_4 714 (рис. 5). Положение полос и пропорции между значениями их интенсивности свидетельствуют о чисто арагонитовом составе карбонатного вещества [5, 12, 20]. Это подтверждается и данными рентгеновской дифрактометрии (табл. 3), согласно которым параметры элементарной ячейки исследуемого карбоната практически тождественны параметрам эталонного арагонита: $a_o = 4.955 \pm 0.001$, $b_o = 7.958 \pm 0.002$, $c_o = 5.735 \pm 0.001$ Е; $V = 226.145 \pm 0.054$ Е³. В спектрах ЭПР проявились малоинтенсивные линии примесных ионов Mn^{2+} , замещающих ионы кальция.

Состав травертинового арагонита определялся мокрым химическим и спектральным методами. По данным химического ана-

лиза карбонатная часть травертина почти нацело сложена CaCO_3 (табл. 4). Однако при этом в ней присутствует постоянная примесь SrCO_3 количеством от 0.45 до 0.52 мол. %. В число малых элементов-примесей входят (г/т, в скобках средние содержания) Ba 25–80 (50); Mn 11–80 (40); Zr 25–50 (34); V 8–15 (14); Zn 0–50 (42); Pb 0–12 (7); Cr 0–12 (8);

Таблица 2
Химический состав
арагонитовых травертинов, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO_2	6.98	2.46	3.46	2.74	1.98	12.4
TiO_2	0.26	0.05	0.09	0.04	0.03	0.71
Al_2O_3	2.02	0.72	1.16	0.74	0.90	3.95
Fe_2O_3	0.79	0.32	0.44	0.37	0.40	2.24
FeO	0.54	0.20	0.20	0.17	0.1	0.83
MnO	0.02	0.01	0.01	0.06	0.01	0.05
MgO	0.78	0.26	0.37	0.30	0.3	1.55
CaO	47.82	52.44	51.49	53.01	52.44	38.15
Na_2O	0.38	0.15	0.19	0.13	0.16	0.64
K_2O	0.68	0.24	0.36	0.24	0.3	1.27
P_2O_5	0.19	0.05	0.05	0.05	0.05	0.26
ППП	40.2	37.38	40.94	40.36	41.92	38.93
CO_2	40.02	37.02	40.87	39.31	40.02	38.18
Сумма	100.66	94.28	98.76	98.21	98.5	100.23
Содержание арагонита, мас. %	90.96	84.15	92.9	89.35	90.96	86.78

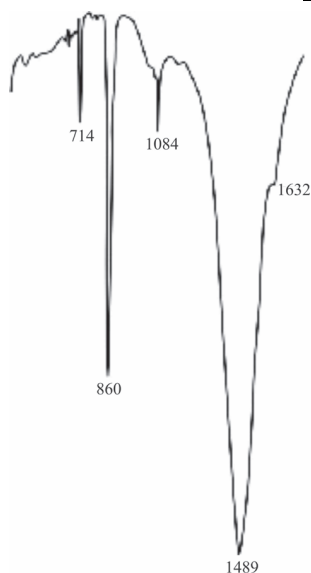


Рис. 5. Спектр ИК поглощения, обусловленный колебаниями групп $[\text{CO}_3]^{2-}$ в арагоните. Значения экстремумов приведены в см^{-1} .

Таблица 3
Химический (мас. %) и минеральный (мол. %) составы карбонатной части в арагонитовых травертинах

Компоненты	1	2	3	4
CO_2	41.82	42.57	42.79	41.78
CaO	52.51	54.1	54.61	54.37
SrO	0.51	0.48	0.46	0.44
MgO	0.84	—	0.1	0.1
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01
FeO	0.1	0.1	0.1	0.1
Нерастворимый остаток	2.47	1.39	0.88	1.46
Сумма	98.19	98.55	98.85	98.26
CaCO_3	98.66	99.52	99.55	99.56
SrCO_3	0.52	0.48	0.45	0.44
MgCO_3	0.82	—	—	—

Таблица 4
Результаты
рентгенодифрактометрического
анализа арагонита

№ п/п	d/n _{эксп.} , Å	d/n _{расч.} , Å	I, усл. ед	hkl
1	3.391	3.392	99	111
2	3.269	3.269	50	021
3	2.698	2.698	66	012
4	2.479	2.479	50	102, 200
5	2.407	2.408	15	031
6	2.369	2.369	68	112
7	2.339	2.339	45	130, 022
8	2.187	2.187	18	211
9	2.104	2.103	55	220
10	1.975	1.975	100	221
11	1.880	1.880	38	041
12	1.874	1.875	20	202
13	1.813	1.812	17	132
14	1.741	1.740	16	113

Сu 0–6 (4); Мо 0–4 (2). Из приведенных данных следует, что рассматриваемые травертины в сравнении с кальцитовыми травертинами [9] в 5–10 раз больше обогащены стронцием, что отражается, в частности, в необычно высоком значении модуля Sr/Ba, варьирующем по данным спектрального анализа в диапазоне от 16.8 до 60 (среднее 28.8).

Приведенные выше значения в 3–50 раз больше значений рассматриваемого модуля, характерных для осадочных, магматических и метаморфических пород земной коры [6]. Мы полагаем, что выявленная нами геохимическая аномалия обусловлена не стронциевым «заражением» травертинообразующей среды, а вполне закономерным кристаллохимическим фактором — селективным концентрированием ионов Sr^{2+} , стабилизирующих ромбическую структуру арагонита. Как известно, такой эффект часто выявляется в отношении многих низкосингонийных модификаций кальциевых минералов [15, 16].

Под растровым электронным микроскопом исследуемые травертины характеризуются весьма неравномерной зернистостью (рис. 6). Наиболее плотные и микрозернистые их участки сложены агрегатом чечевицеобразных и короткостолбчатых индивидов арагонита размером от 20 до 50 мкм. На эти участки нарастают параллельно-шестоватые агрегаты первого и третьего типов. Размер индивидов в таких агрегатах колеблется по длине от 100 до 1000 мкм, а по толщине — от 5 до 100 мкм. Кроме того, в травертинах наблюдаются участки радиально-лучистого строения, на которых размер индивидов изменяется по длине от 300 до 700 мкм, а по толщине от 10 до 50 мкм (рис. 7).

Большая часть исследованных индивидов имеет характерный для арагонита зубилообразный облик вытянутых вдоль оси «с» длиннопризматических кристаллов (рис. 8, а, б), представляющих собой комбинацию ромбических призм, главным образом {110} и {010}. Головки таких индивидов (рис. 9, а, б) огранены плоскостями кру-

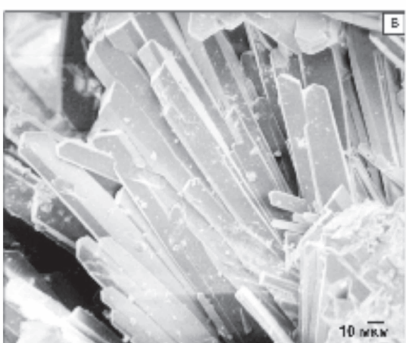
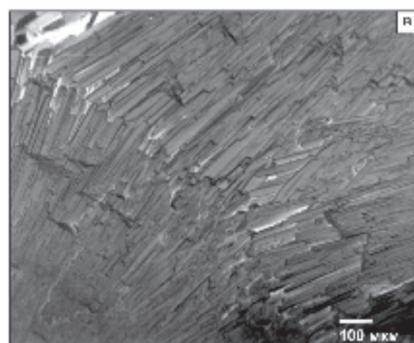
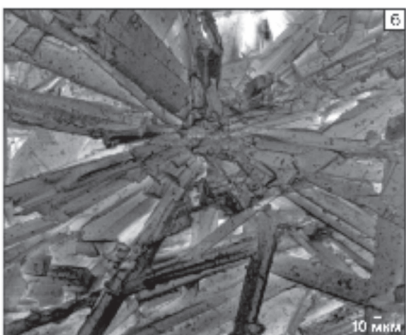
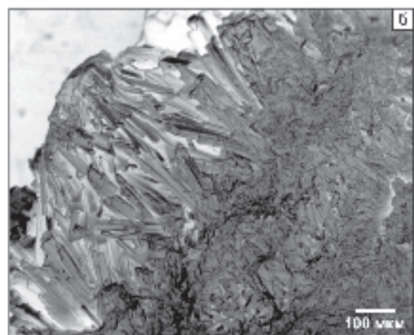
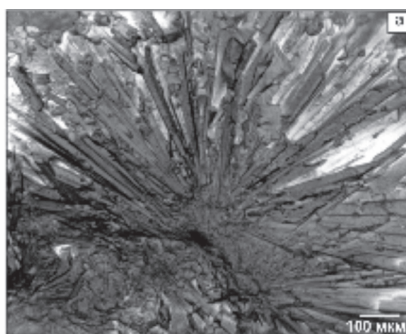
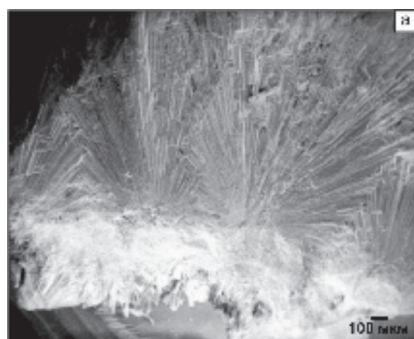


Рис. 6. Параллельно-шестоватые агрегаты первого (а) и третьего (б, в) типов. Здесь и далее РЭМ-изображения в режиме вторичных электронов.

Рис. 7. Строение радиально-лучистых агрегатов (а, б) и морфология индивидов (в) арагонита.

той ромбической призмы $\{091\}$ и ромбической дипирамиды $\{991\}$. В травертинах встречаются также псевдогексагональные пинакоидально-призматические формы (рис. 8, в), которые, возможно, являются двойниками, сросшимися по плоскости (110) . Мы устано-

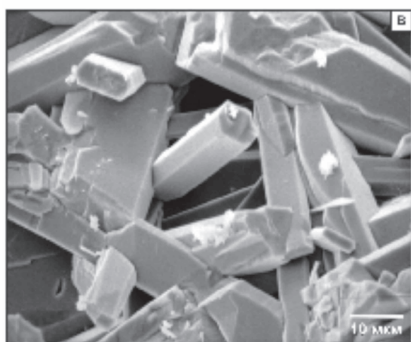
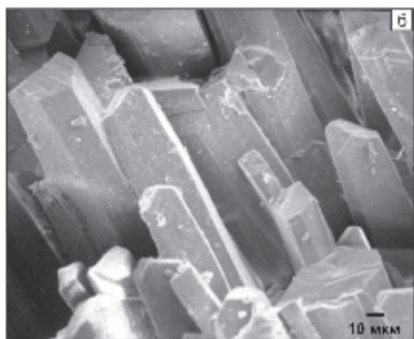
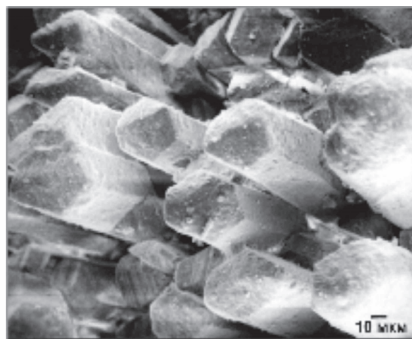
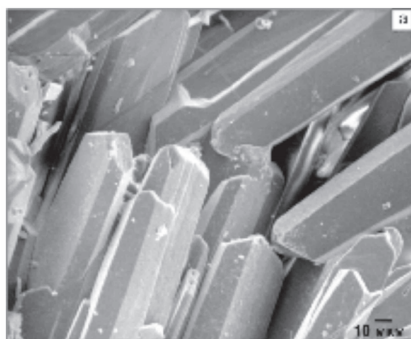


Рис. 8. Облики и габитусы кристаллов арагонита: а, б — зубилообразные индивиды длиннопризматического габитуса; в — псевдогексагональные индивиды-двойники пинакоидально-призматического габитуса.

Рис. 9. Морфология головок зубилообразных длиннопризматических кристаллов арагонита.

вили, что в отличие от призматических граней на гранях дипирамиды часто присутствуют скульптуры травления и регенерации (рис. 10). Последнее отражает известный факт неизбежного сочетания в процессе кристаллизации из растворов явлений роста и растворения, что и ведет к комбинированию на быстрорастущих гранях соответствующих форм рельефа [4].

Как известно, важнейшим критерием для выяснения происхождения карбонатных минерализаций является изотопный состав их углерода, наибольший эффект

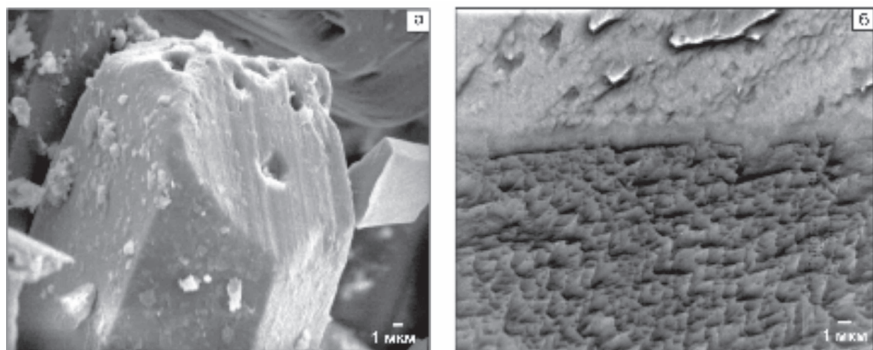


Рис. 10. Формы травления (а) и регенерации (б) на гранях пирамиды {991}.

изменчивости которого реализуется именно в условиях приповерхностного экзогенного минералообразования [18]. В нашем случае исследование проводилось по стандартной методике с предварительным прокаливанием образцов в вакууме и последующим их разложением в ортофосфорной кислоте. Измерения осуществлялись на масс-спектрометре МИ-1309, погрешность измерений не превышала 0.3 ‰. Всего нами было пранализировано 80 проб. Результаты исследования (табл. 5) привели к следующим выводам.

В координатах изотопии углерода и кислорода (рис. 11) поля околорудных лиственитов и березитов явно тяготеют к полям плутоногенных магматитов и гидротермалитов, что отражает эндогенное происхождение как самих метасоматитов, так и их протолитов. При этом поле березитов несколько смещено в сторону поля морских карбонатов, что можно расценить как указание на смешанное, эндогенно-экзогенное происхождение углерода и кислорода в березитах. Расчеты показали, что в околорудных метасоматитах вари-

Таблица 5

Изотопный состав (‰) углерода и кислорода в основных типах карбонатных пород на золоторудном месторождении Талдыбулак Левобережный

Породы	Число анализов	$\delta^{13}\text{C PDB}$		$\delta^{18}\text{O SMOW}$	
		$\bar{X}$	$S\bar{x}$	$\bar{X}$	$S\bar{x}$
Листвениты	13	-3.94	±2.98	12.24	±2.02
Березиты	27	-2.24	±2.17	14.2	±3.14
Травертины	38	4.86	1.14	23.12	1.09

Примечание. $\bar{X}$ — среднее арифметическое, $S\bar{x}$ — стандартное отклонение.

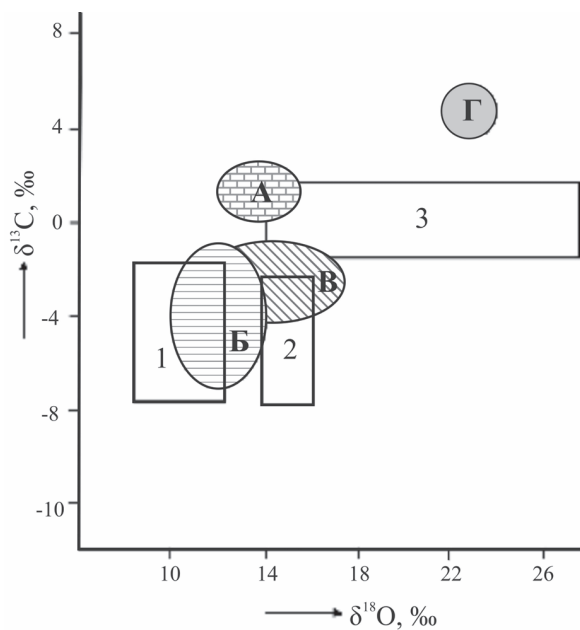


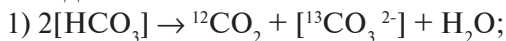
Рис. 11. Типоморфизм изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах золоторудного месторождения Талдыбулак. Левобережный: А — протерозойские известняки, Б — листвениты, В — березиты, Г — травертины. Эталоны: 1 — мантийные и плутогенные магматиты; 2 — плутогенные гидротермалиты; 3 — морские карбонатолиты палеозойского возраста.

характеризуются аномально тяжелым изотопным составом как по углероду, так и по кислороду. При этом они отличаются и изотопной однородностью, что отражается в гораздо меньших, чем у метасоматитов, коэффициентах вариации соответствующих изотопных коэффициентов — 23 % против 75–95 % для $\delta^{13}\text{C}$ и 5 % против 15–25 % для $\delta^{18}\text{O}$. Следует также подчеркнуть, что в травертинах между углеродом и кислородом выявляется прямая и достаточно сильная ($r = 0.59$) корреляционная связь, свидетельствующая о согласованном в них изотопном утяжелении обоих элементов. Полученные нами по арагонитовым травертинам данные хорошо согласуются с данными изучения кальцитовых травертинов [9], что свидетельствует об универсальности условий и механизмов их образования.

ации изотопного состава этих элементов не коррелируются между собой, т. е. являются взаимно независимыми. По сравнению с метасоматитами мраморы из нижнепротерозойского метаморфического комплекса являются изотопно-утяжеленными по углероду и изотопно-нормальными по кислороду. Как известно, все это довольно типично именно для докембрийских карбонатных пород [3, 18].

Исследованные нами арагонитовые травертины в отличие от метасоматитов и нижнепротерозойских карбонатолитов

В настоящее время эффект изотопного утяжеления карбонатообразующих элементов хорошо известен как результат кристаллизации на испарительном геохимическом барьере [11, 18, 21]. Соответствующие уравнения диспропорционирования имеют следующий вид:



2) $(x+y)\text{H}_2\text{O}$ (исходная вода) $\rightarrow x\text{H}_2^{18}\text{O}$ (остаточная вода) + $y\text{H}_2^{16}\text{O}$ (пар). Очевидно, что именно в итоге сопряженного протекания этих двух реакций и может возникнуть зафиксированное в травертиновой минерализации сильное и прямо пропорциональное изотопное утяжеление углерода и кислорода.

Изложенные выше данные приводят к следующему общему заключению. Выявленные на золотопорфировом месторождении Талдыбулак Левобережный арагонитовые травертины являются результатом кристаллизации из высачивающихся на современную поверхность и интенсивно испаряющихся грунтовых вод. Их арагонитовый, а не кальцитовый, как обычно [1, 2, 7, 9, 13, 14], состав мы объясняем фактором весьма значительной в условиях субтропического климата степени пересыщения минералообразующих растворов. Ранее эта причина приповерхностного экзогенного арагонитообразования уже называлась в связи с генезисом серных руд Шорсуйского месторождения [19].

Нам кажется, что в строении и составе исследованных нами травертинов нет ничего, что свидетельствовало бы о непосредственной их связи с образованием золотого оруденения. Однако само проявление травертинов в наиболее продуктивной зоне месторождения может свидетельствовать об унаследовании тектонических палеоструктур современными артезианскими системами. В этом, вероятно, и состоит обсуждаемая в литературе возможная связь современных травертинов с палеорудообразованием.

Авторы благодарят Ю. С. Симакову, М. Ф. Самотолкову и Е. Н. Котову за помощь в исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бойков А. А., Седлецкий В. И., Семенов Г. А. О пространственно-генетической связи травертинов с месторождениями полезных ископаемых (на примере Северного Кавказа) // ДАН СССР, 1982. Т. 267. № 3. С. 682—685.
2. Вознесенский А. И., Книппер А. Л., Коротеев В. А. и др. Нижнедевонская переотложенная серпентинокластовая кора выветривания (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые, 2003. № 3. С. 227—236.

3. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
4. Гликин А. Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенезис. СПб.: Изд-во «Журнал «Нева», 2004. 320 с.
5. Голышев С. И., Падалко Н. Л., Печенкин С. А. Фракционирование стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатных системах // Геохимия, 1981. № 10. С. 1427—1441.
6. Григорьев Н. А. Распределение масс стронция и бария в верхней части континентальной коры // Уральский геологический журнал, 2006. № 4 (52). С. 81—92.
7. Гуревич М. Г., Овчинников И. М. Краткая характеристика природных вод района Тырнаузского рудного месторождения // Доклады АН СССР, 1958. Т. 118. № 5. С. 1021—1024.
8. Игембердиев С. А., Малышев А. Ф., Осмонбетов К. О. Медно-порфировое оруденение Северной Киргизии // Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения. Фрунзе: Изд-во «Илим», 1985. С. 90—100.
9. Лаврушин В. Ю., Кулешов В. Н., Киквадзе О. Е. Травертины Северного Кавказа // Литология и полезные ископаемые, 2006. № 2. С. 154—182.
10. Малюкова Н. Н. Закономерности локализации и минералого-геохимические критерии оценки золотого оруденения Талдыбулакского рудного поля (Северный Тянь-Шань): Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Бишкек, 2001. 27 с.
11. Махнач Н. А. Стабильные изотопы кислорода и углерода в четвертичных аутигенных карбонатах Беларуси и индикация палеоклиматических условий и событий // Квартер-2005. Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 26—28.
12. Накамото К. Инфракрасные спектры минералов. М.: Мир, 1966. 132 с.
13. Охалкин Н. А. Девонские травертины района Копьево (Минусинский межгорный прогиб) // Геология и геофизика, 1961. № 5. С. 80—82.
14. Седлецкий В. И., Семенов Г. А., Байков А. А. Травертины альпийского пояса как минералого-геохимические информационные каналы геологической истории // Новые идеи и концепции минералогии: Материалы III Международ. минералог. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 218—220.
15. Силаев В. И., Голубева И. И., Симакова Ю. С., Филиппов В. Н. Настоящий пьомонтит из рудника Праборна (Западные Альпы) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006. № 8. С. 2—5.
16. Силаев В. И., Симакова Ю. С., Лютов В. П. и др. Уральский минерал глюцин: новые данные // Уральский геологический журнал, 2006. № 4. С. 93—132.
17. Силаев В. И., Степаненко В. И., Шнайдер Л. Б. Минералого-геохимические критерии золотоносности рудных месторождений и сульфидопроявлений (Европейский Северо-Восток СССР). Сыктывкар, 1991. 29 с. (Научные доклады / Коми науч. центр УрО АН СССР. Вып. 258).
18. Силаев В. И., Хазов А. Ф. Изотопное диспропорционирование карбонатного углерода в процессах гипергенно-экзогенной перегруппировки вещества земной коры. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 41 с.
19. Юшкин Н. П. Минеральный состав серных руд Шорсуйского месторождения // Узбекский геологический журнал, 1964. № 6. С. 30—38.
20. Adler H. H., Kerr P. E. Infrared study of aragonite and calcite // Amer. Mineral., 1962. № 47.
21. Vogel J. C. Uber den Isotopengehalt des Kohlenstoffs in süsswasser Kalkablagerungen // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1959. V. 16. № 4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несомненным достоинством сборника является то, что включенные в него публикации не только базируются на материалах, полученных авторами в последние годы, но и предлагают, как правило, нетривиальные решения актуальных для региона вопросов. Однако, развивая новые направления, нельзя забывать о концепциях, доставшихся нам в наследство, особенно тех, которые успешно прошли проверку временем и вполне органично встраиваются в систему нынешней парадигмы нашей науки. Такому выводу в немалой степени способствует тот факт, что сборник посвящен памяти одного из первопроходцев уральской геологии. Главную сферу научных интересов В. Н. Охотникова, как это неоднократно отмечалось выше, составляло учение о магматических формациях, ныне не то чтобы забытое или отвергнутое, но рассматриваемое большинством современных исследователей как устарелое и неконкретное. Однако мы полагаем, что такая оценка неправомерна и понятие о магматических формациях вовсе не утратило своей содержательности.

Особенно очевидным это становится, если исходить из задач геологического картирования. Геолог отображает на картах вовсе не магматические горные породы и даже не их ассоциации — он картирует *магматические комплексы*. Именно магматические комплексы составляют основу соответствующих разделов легенд современных среднемасштабных и миллионных геологических карт — *карт нового поколения*. Это отражено во всех инструкциях, методических указаниях, рекомендациях. Это четко сформулировано и в российском петрографическом кодексе. Но в таком случае говорить о какой-либо устарелости формационного учения нет ни малейших оснований. Что такое *магматическая формация*? Это сообщество пород, сформировавшихся в однотипной тектонической обстановке. На современном языке лучше было бы сказать «в одинаковой геодинамической позиции», но суть от этого не меняется, а потому понятие о магматических формациях вполне вписывается в мобилистскую парадигму. Пожалуй, даже лучше, чем в фиксистские модели развития литосферы. А магматический комплекс — это не что иное, как конкретное воплощение той или иной магматической формации, привязанное к определенному этапу развития какой-либо реальной геоструктуры. Именно так оценивались соотношения этих понятий в работах В. Н. Охотникова. Нужно согласиться с Виталием Николаевичем, что вычленение магматических комплексов и оценка их реальных соотношений составляют одну из наиболее востребованных прикладной геологией ветвей фундаментальных исследований магматизма. Поэтому в связи с возобновлением геолого-съемочных работ в нашем регионе и ожидаемым наращиванием их объемов изучение магматических комплексов, несомненно, станет важнейшей задачей исследований лаборатории петрографии нашего института на ближайшие годы.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Махлаев Л. В.	
<i>Виталий Николаевич Охотников</i> <i>и его вклад в познание геологии Уральского Севера</i>	7
Ремизов Д. Н.	
<i>Некоторые идеи В. Н. Охотникова</i> <i>и их современная интерпретация</i>	16
Афонькин М. М., Голубева И. И.	
<i>Амфиболиты париквасьшорской свиты</i> <i>(харбейский комплекс) как индикатор наличия</i> <i>докембрийской островной дуги на Полярном Урале</i>	24
Удоратина О. В., Капитанова В. А., Андреичев В. Л.	
<i>Гранитоиды Харбейского массива</i> <i>(Полярный Урал)</i>	41
Силаев В. И., Капитанова В. А., Симакова Ю. С.	
<i>Ферримоллибдит из криогенной зоны окисления</i> <i>на Харбейском вольфрам-молибденовом месторождении</i>	53
Тихомирова В. Д., Филиппов В. Н.	
<i>Минералогия проявления Свинцового</i> <i>в Харбейском рудном поле на Полярном Урале</i>	63
Соболева А. А., Шишкин М. А., Романова Н. В., Филиппов В. Н., Котельникова Е. А.	
<i>Ультраосновные лампрофиры</i> <i>западного склона Полярного Урала</i>	70
Удоратина О. В., Андреичев В. Л.	
<i>Rb-Sr изотопное исследование пород</i> <i>Тайкеуского рудного узла (Полярный Урал)</i>	95
Леденцов В. Н., Ремизов Д. Н., Феофилактов Ф. Н.	
<i>Петрология габбро-долеритов</i> <i>орангъюганско-лемвинского комплекса</i>	108
Силаев В. И., Штейнер В. Л., Шнайдер Л. Б.	
<i>Травертины как индикатор долгоживущей рудоносной</i> <i>гидротермальной системы</i>	118
Заключение	130

УДК 55 (092)

Махлаев Л. В. *Виталий Николаевич Охотников и его вклад в познание геологии Уральского Севера* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 7–15. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН. Вып. 120).

Приводятся сведения о Виталии Николаевиче Охотникове, проработавшем в Институте геологии Коми филиала УрО РАН ровно четверть века — с 1970 по 1995 гг. Пять лет (1980 — 1985 гг.) он возглавлял лабораторию петрографии и рудных полезных ископаемых, а остальные годы был ее старшим научным сотрудником. Всего В. Н. Охотниковым написано более 150 научных работ, включая шесть опубликованных и депонированных монографий и несколько итоговых отчетов по фундаментальным научным темам, которыми он руководил в разные годы. Его исследования были посвящены геологии и петрографии Полярного Урала и проблемам металлогении магматических формаций, особенно гранитоидных.

УДК 551 (234.851)

Ремизов Д. Н. *Некоторые идеи В. Н. Охотникова и их современная интерпретация* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 16–23. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН. Вып. 120).

Статья посвящена памяти В. Н. Охотникова, который многие годы занимался изучением магматизма и рудоносности Полярного Урала. В последние годы жизни он подготовил монографию «Магматические формации севера Урала и Пай-хоя», которая, к сожалению, не была своевременно опубликована. В этой монографии он обобщил данные по магматизму севера Урала и Пай-Хоя, полученные большим коллективом авторов в ходе многолетних работ по теме «Петрология магматических образований севера Урала и Тимана» и изложенные в двух отчетах лаборатории петрографии (1985 и 1987 гг.). В последующие 20 лет появилось много новых данных по магматизму региона, включая принципиально новую изотопно-геохимическую информацию. На эти же годы приходится смена ключевой геологической парадигмы. Труды В.Н. Охотникова, строго придерживавшегося геосинклинальной концепции, не всегда понятны современному читателю, особенно молодому. Между тем они содержат данные и идеи, которые хорошо вписываются в современные теоретические концепции и, несмотря на устаревшие формулировки, остаются весьма важными для понимания процессов магматизма Североуральского региона и истории его геологического развития в целом.

УДК 551 (234.851)

Афонькин М. М., Голубева И. И. *Амфиболиты париквасьшорской свиты (харбейский комплекс) как индикатор наличия докембрийской островной дуги на Полярном Урале* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 24–40. (Тр. Ин-та геологии Коми науч.центра УрО Российской АН. Вып. 120). Рис. 8, табл. 2. Библиогр. назв. 10

Характеризуются геология и петрография амфиболитов париквасьшорской свиты харбейского комплекса Полярного Урала, рассматриваются петрохимические и геохимические особенности этих пород. Приводятся новые геохимические данные, которые подтверждают высказанное ранее предположение о наличии островной дуги на Полярном Урале в докембрии.

УДК 552.321.2 550.93 (234.851)

Удоратина О. В., Капитанова В. А., Андреичев В. Л. *Гранитоиды Харбейского массива (Полярный Урал)* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 41–52. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН. Вып. 120). Рис. 6, табл. 5, Библиогр. назв. 18.

Обсуждаются гранитоиды Харбейского массива, которые являются петротипом пород полярноуральского комплекса. Приводятся новые геохимические и изотопно-геохимические данные по этому массиву. По результатам исследований делается вывод о том, что гранитоиды формировались скорее всего в условиях начала рифтогенеза континентальной коры.

УДК 553.463'462 (234.851)

Силаев В. И., Капитанова В. А., Симакова Ю. С. *Ферримолибдит из криогенной зоны окисления на Харбейском вольфрам-молибденовом месторождении* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 53–62. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН. Вып. 121). Рис. 8, табл. 3. Библиогр. назв. 13.

Рассматриваются кристалломорфология и конституция ферримолибдита из современной зоны окисления вольфрам-молибденового месторождения. Уточняется сингония минерала, особое внимание уделяется спектру его инфракрасного поглощения и результатам термической диссоциации. Обсуждается вопрос истории превращений сульфидов в условиях формирования криогенной зоны окисления.

УДК 549.3 (234.851)

Тихомирова В. Д., Филиппов В. Н. *Минералогия проявления Свинцового в Харбейском рудном поле на Полярном Урале* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 63–69. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН. Вып. 120). Рис. 2, табл. 3. Библиогр. назв. 4.

Обсуждаются новые данные о составе известных на рудопроявлении сульфидов: галенита, пирротина, халькопирита и сфалерита, а также жозеита-В. Описываются впервые обнаруженные здесь висмут самородный, гессит, Ag-цумоит и фазы составов Bi-Pb-Te-S и Ag-Pb-Bi-Te-S. Дается оценка положения рудопроявления в рамках Харбейского рудного поля.

УДК 552.322(234.851)

Соболева А. А., Шишкин М. А., Романова Н. В., Филиппов В. Н., Котельникова Е. А. *Ультраосновные лампрофилы западного склона Полярного Урала* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4.

С. 70–94. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН . Вып. 120). Рис. 17, табл. 11. Библиогр. назв. 16.

Дано детальное петрографическое описание, охарактеризованы особенности минерального и химического составов необычных ультраосновных лампрофиров, обнаруженных на западном склоне Полярного Урала. Выявлено определенное сходство этих пород с щелочными ультрамафитовыми лампрофитами типа альнеитов, но вследствие более низкой щелочности они могут быть отнесены скорее всего к ультраосновным членам минеттового ряда.

УДК 550.93:553.061.2 (234.851)

Удоратина О. В., Андреичев В. Л. *Rb-Sr изотопное исследование пород Тайкеуского рудного узла (Полярный Урал)* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 95–107. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН . Вып. 120). Рис. 2, табл. 3. Библиогр. назв. 12.

Приведены данные Rb-Sr изотопного датирования пород редкометалльных месторождений Полярного Урала по минералам и породе в целом, подтвердившие выделенный ранее на основании K-Ar и U-Pb изотопных систем позднепалеозойский этап (389–277 млн лет) в развитии Полярного Урала. Эти результаты рассматриваются как предварительные для определения возраста формирования редкометалльного оруденения. Фиксируемый возраст говорит о перестройке Rb-Sr системы при развитии коллизионных процессов на Полярном Урале.

УДК 552.321.5 (234.851)

Леденцов В. Н., Ремизов Д. Н., Феофилактов Ф. Н. *Петрология габбро-долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 108–117. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН . Вып. 120). Рис. 8, табл. 1.

На основе аналитических данных рассматриваются особенности образования габбро-долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса. Сравняются породы из разрезов на рр. Неркаю и М. Лемва. Сделан вывод о задуговом образовании базитов и о наличии в раннепалеозойский период на этой территории активной континентальной окраины западно-тихоокеанского типа.

УДК 552.545 (575.3)

Силаев В. И., Штейнер В. Л., Шнайдер Л. Б. *Травертины как индикатор долгоживущей рудоносной гидротермальной системы* // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2006. № 4. С. 118–129. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН . Вып. 120). Рис. 11, табл. 5. Библиогр. назв. 19

Приводятся результаты исследований строения современных травертинов, пространственно сопряженных с палеозойским золотопорфировым оруденением. Рассматриваются кристалломорфология и конституция арагонита, слагающего травертины. Сравняются изотопные составы карбонатного углерода в травертинах и эндогенных рудосопровождающих метасоматитах. Обсуждаются вопросы образования карбонатной минерализации на испарительном геохимическом барьере и их информативности как индикатора палеорудообразования.

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ СЕВЕРА УРАЛА И ТИМАНА

Рекомендовано к печати ученым советом
Института геологии Коми научного центра УрО РАН

Редактор Н.А. Боринцева
Компьютерная верстка В.А. Капитановой

Лицензия № 0047 от 10.01.1999.
Компьютерный набор. Подписано в печать 26.12.2006. Формат 60х90¹/₁₆.
Бумага типографская №1. Печать офсетная. Усл.печ. л. 8.5
Уч.-изд. л. 8.5. Тираж 250. Заказ № 60.

Издательство Коми научного центра УрО Российской АН
167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 48