

Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр
Уральского отделения Российской академии наук»
Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина

СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Материалы 30-й научной конференции
Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

23–25 ноября 2021 г.

Сыктывкар



2021

УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 30-й научной конференции. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2021. 220 с.

В сборнике представлены материалы 30-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы четвертичной геологии, изотопной геохронологии, инженерной геологии, литологии и седиментологии, петрографии, стратиграфии, геологии нефти и газа, геохимии, геофизики, палеонтологии, минералогии и региональной геологии.

*Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов
с незначительной правкой*

*Конференция проводится при финансовой поддержке
Российского минералогического общества*

Программный комитет:

Асхабов Асхаб Магомедович — академик РАН;

Бурцев Игорь Николаевич — к. г.-м. н., директор

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН;

Козырева Ирина Владимировна — к. г.-м. н., ученый секретарь

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

Организационный комитет:

Вихоть Анна Николаевна — к. г.-м. н., председатель;

Инкина Наталья Сергеевна — заместитель председателя;

Езимова Юлия Евгеньевна — секретарь,

к. г.-м. н. Е. В. Антропова, Н. Н. Воробьев, И. И. Даньщикова,

Г. В. Игнатьев, В. А. Исаков, Г. Н. Каблис, Ю. А. Кокшарова,

к. г.-м. н. О. С. Котик, Е. В. Кушманова, А. Ш. Магомедова,

к. г.-м. н. В. А. Матвеев, К. Г. Пархачева, А. Ю. Перетягин,

к. г.-м. н. И. А. Перовский, к. г.-м. н. А. Н. Плотицын,

К. С. Попвасев, С. В. Рудницкий, С. Н. Сычев, А. М. Шмакова,

А. С. Шуйский

ISBN 978-5-98491-092-7

© Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2021

ПРИБРЕЖНАЯ ЗОНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ — УНИКАЛЬНОЕ МЕСТО В ЛАНДШАФТНОЙ ПАЛИТРЕ РЕЛЬЕФА РЕГИОНА

Г. Н. Аббасова

Бакинский государственный университет, Баку, Азербайджан

Статья посвящена исследованию механизмов переформирования и трансгрессии ландшафтов при антропогенном воздействии. Обосновываются принципы районирования и классификации ландшафтов морей с использованием количественных методов. Формируется представление об основных геоэкологических факторах формирования ландшафтов, и приводятся оригинальные данные об их изменчивости при антропогенных нагрузках. Применяются методологии комплексного обоснования размещения особо охраняемых природных акваторий Среднего Каспия.

В настоящее время изучение региональных особенностей ландшафтов морей приобретает особое значение в связи с их изменением при трансгрессии, а также при загрязнении и активном хозяйственном освоении, поэтому актуальность работы определяется возрастающей интенсивностью антропогенного воздействия на уникальные экосистемы средней и южной части Каспийского моря, которые обладают значительными биологическими и минерально-сырьевыми ресурсами.

Каспийское море — крупнейший в мире внутренний бессточный водоем, расположенный в средних широтах Северного полушария в пределах обширной материковой депрессии на границе Европы и Азии. Восточный берег Среднего Каспия значительно ниже западного и лишен поступления речных наносов. От восточного берега Среднего Каспия выступают далеко в море мысы и косы, между которыми вдаются в берег заливы. Самый большой залив Каспия — Кара-Богаз-Гол. На восточном побережье преобладают абразионные берега, выработанные в известняках, слагающих прилегающие пустынные и полупустынные плато. В пределах Среднего Каспия выделяют шельф, материковый склон и котловину. В его северной части глубины находятся в пределах 15–25 м. Южнее они сначала плавно, а затем, начиная с изобаты 50 м, резко увеличиваются, особенно в центральной части, где располагается сдвинутая к западному берегу глубокая Дербентская впадина с максимальной глубиной около 790 м. Вдоль обоих берегов тянется

узкой полосой область глубин менее 20 м, и лишь у Апшеронского полуострова изобата 20 м отходит от берега на расстояние до 30 км. Берега средней части приглубые, в особенности западный берег. Южный Каспий имеет площадь 148,5 тыс. км² и занимает впадину, относящуюся к области альпийской складчатости со сложным рельефом и наибольшими глубинами (максимальная — 1025 м, средняя — 344 м). Рельеф дна и шельфовой зоны Южного Каспия осложнен многочисленными грязевыми вулканами и тектоническими поднятиями. Берега Южного Каспия разнообразны. На западе от г. Баку до м. Алят вдоль берега тянутся юго-восточные отроги Кавказских гор. Южнее их сменяет сухая полупустынная степь Куро-Араксинской низменности. У Ленкорани горы снова приближаются к берегу и образуют узкую прибрежную полосу между Талышским хребтом и морем. Вдоль западного берега от бухты Бакинской тянется почти на 130 км цепь островов Бакинского архипелага. Южный берег моря окаймлен высоким горным хребтом Эльбурс. Местами горы близко подходят к морю, но большей частью они находятся на расстоянии 30—50 км. Вершина самой высокой горы Демавенд достигает 5630 м. С гор Иранского побережья стекают в море многочисленные реки. Прибрежная полоса и склоны гор южнее Ленкорани и почти всего Иранского побережья (кроме крайнего юго-восточного) покрыты лесами и садами плодовых деревьев: цитрусовых, гранатов, хурмы. Северные склоны Эльбурса местами заросли труднодоступными субтропическими лесами.

Уникальная экосистема Каспийского моря, отличающаяся редкими природными свойствами, занимает своеобразное место в ландшафтной палитре рельефа Земли. Само море и окружающие его прибрежные территории богаты разнообразными природными богатствами. Их накопление в этом регионе в достаточно больших объемах произошло под влиянием различных факторов. А главные впечатляющие факторы — это, безусловно, естественные факторы планетарного масштаба.

Чтобы точно определить современное состояние каждой экосистемы, необходимо в первую очередь изучить историческое прошлое ее геологического возникновения и постепенного изменения. Многолетние исследования показывают, что территория, на которой расположено Каспийское море, имеет очень сложное и разнообразное геологическое строение. Как известно, Каспийское море в историческом прошлом долгое время вместе с Черным морем было частью водоема, названного Сарматским морем. Таким об-

разом, море Хазар охватывает область, где единый мировой океан Тетис соединяется с сушей. Только в позднем плиоцене (2-3 млн. лет назад) в одной из самых мощных фаз процесса возникновения Кавказской горной системы начинают формироваться контуры бассейна Каспийского моря. Именно в это время, точнее, в период агчагыль (2-3 млн. лет назад) завершается процесс образования Каспийской впадины.

В результате разделения Каспийского моря с Черным морем его связь с Мировым океаном прерывается, и в последующие периоды его объем регулярно подвергается изменениям. Эти изменения происходили, с одной стороны, под влиянием глобального изменения климата, с другой стороны, под влиянием геологических процессов. Наконец, вся дальнейшая история развития Хазарского моря — это трансгрессии и регрессии. Во время трансгрессии в эпоху плиоцена и плейстоцена его площадь достигла максимума — 904 тыс. км². В то время как абсолютный уровень моря был +46 м, общий объем воды составил 133 тыс. км³.

На севере береговая линия моря шла до территории современного Волгограда. Напротив, в период регрессии морская акватория уменьшилась и составила около 205 тысяч км². В это время абсолютный уровень моря был -65 м, а объем воды составлял всего 70 тыс. км³.

Конечно, трансгрессия и регрессия моря оказали большое влияние на формирование рельефа прибрежных территорий. Так, на береговых территориях, особенно на западном побережье моря, происходили многочисленные аккумулятивные процессы. Колебание уровня моря привело к появлению различных береговых линий в его бассейне и шельфовой зоне на различных абсолютных высотах, следы которых остаются и сейчас.

Как доказательство регрессий, можно наблюдать остатки террасы. Тюркская регрессия стала одной из крупнейших регрессий в историческом прошлом моря. В этот период Абшерон-Балхан (условно Чалакан с Абшеронского полуострова) сформировался перешеек, разделвший море на две части. В результате образовались Средние и Южные Каспийские впадины, а Северный Каспий стал сухим.

В естественной среде водоема чрезвычайно сложно отделить воздействие на его экосистему одного антропогенного фактора от другого, тем более оценить роль каждого из них в изменении природного комплекса, а также определить значимость каждого ланд-

шафта в формировании природных ресурсов и сохранении данной экосистемы. В связи с этим, представляется необходимым поиск как эффективных методов оценки донных природных комплексов при разноплановом антропогенном воздействии, так и обоснование возможностей рационального использования их ресурсов. Ландшафтное районирование является важной составной частью природоохранной деятельности, так как в пределах однородных по природным свойствам территорий и акваторий можно ожидать адекватный отклик на какое-либо антропогенное вмешательство и, соответственно, планировать однотипные природоохранные действия.

Под устойчивостью ландшафта понимается его способность сохранять на фоне изменений и антропогенных нагрузок постоянную свою внутреннюю структуру: набор и взаимодействие составляющих его компонентов, посредством изменения отдельных параметров которых компенсируются последствия, возникающие под влиянием внедрения в ландшафт новых элементов различного происхождения [4].

Азербайджанская часть акватории охватывает среднюю и южную часть моря, по солености Каспий значительно отличается от вод мирового океана. Соленость воды в северной части составляет 5—6, средней и южной частях 12,6—13,5 промилле. Из существующих в Азербайджане около 300 грязевых вулканов более 170 составляют островные и подводные вулканы в азербайджанском секторе Каспия. Особенно много их на южном Каспии. Уникальность и многообразие природных условий стали причиной того, что до сих пор на Каспии сохранились представители редких видов флоры и фауны.

Вдоль всей прибрежной зоны на 85—90% сформировались системы аридных и полуаридных ландшафтов (за исключением Лянкяранской впадины, где благодаря обильным осадкам растут вечнозеленые гирканские леса, и Набрань-Яламинской зоны, где равнинные леса питаются подземными водами, находящимися близко к земной поверхности). Поскольку Каспийское море — это замкнутый бассейн, в нем гораздо быстрее по сравнению с океаном происходит колебание уровня моря, начавшееся в конце 70-х годов прошлого века и остановившееся (вернее, стабилизировавшееся) к середине 90-х на уровне минус 26,7 м. Сезонные колебания (зимой поднимается, летом опускается) — не в счет. Из-за того, что в течение почти пятнадцати лет уровень воды был выше на 2—2,5 м, про-

изошло затопление многих населенных пунктов, инфраструктурных объектов, плодородных (пахотных) земель, 130 тыс. гектаров из которых остались под водой. Итого общий ущерб народному хозяйству страны оценивается на уровне \$2—3 млрд. Не менее серьезными (и об этом говорилось во многих выступлениях участников конференции в Астрахани) являются источники загрязнения Каспия в результате человеческой деятельности. Специалисты подразделяют их на три категории: промышленное (в результате нефте- и газодобычи), трансграничное и коммунально-бытовое. Не секрет, что населенные пункты, расположенные вблизи моря, в подавляющем большинстве не имеют очистительных сооружений. Более или менее благоприятно с этим обстоит дело на Абшероне. У российских прикаспийских сел и поселков они отсутствуют вообще, сильно загрязняют море Иран и Казахстан. Что касается трансграничного загрязнения, Каспий в большей степени загрязняют Волга и Кура, приносящие с сопредельных территорий вредные вещества, содержание которых превышает все мыслимые параметры. И это несмотря на то, что некоторые страны Южно-Кавказского региона подписали все международные конвенции, где указано, что трансграничные водные бассейны надо очищать и в соседние страны передавать в чистом виде. Грузия, подписавшая эти документы, не выполняет требования, ссылаясь на отсутствие финансирования, Армения же не подписала ни один международный экологический меморандум.

Безусловно, к рукотворной проблеме Каспия относится и освоение прибрежной зоны в туристических целях, при котором, как правило, не учитывается, что ландшафты и природная система вдоль всего побережья крайне неустойчивы и чрезвычайно быстро реагируют на внешнее воздействие. То есть, если мы не учитываем, какую нагрузку они могут взять на себя, и строим внепланово, не учитывая особенности территории, при которых ландшафтная нагрузка на каждый гектар составляет от 5 до 10 человек (а мы строим объекты, рассчитанные на несколько сот тысяч человек), естественно, что экосистема со временем теряет свою способность самовосстанавливаться. В результате происходят деградация и опустынивание ландшафтов, восстановить которые впоследствии бывает практически невозможно. В Азербайджане к таким территориям относятся, в основном, Абшерон и Набрань-Яламинская зона. Под устойчивостью ландшафта понимается его способность сохранять на фоне изменений и антропогенных нагрузок постоян-

ной свою внутреннюю структуру: набор и взаимодействие составляющих его компонентов, посредством изменения отдельных параметров которых компенсируются последствия, возникающие под влиянием внедрения в ландшафт новых элементов различного происхождения [5].

За последние 150 лет северный регион Каспийского моря подвергается разнообразным антропогенным воздействиям, глобальным и региональным климатическим изменениям, которые не могли не оказывать влияния на состояние его экосистемы, при этом изменчивость подводных комплексов при антропогенных нагрузках и внешних воздействиях в количественном отношении исследованы недостаточно. Для того, чтобы выявить степень влияния антропогенных факторов на экосистему Каспия, представлены результаты количественной оценки взаимозависимости изменения уровня Каспийского моря и ряда климатических, гидрологических, гидрохимических и биологических показателей природной среды региона [6].

Применение предложенных методов позволило проанализировать гидроэкологическую ситуацию, сложившуюся в различных природных комплексах исследуемой акватории и выявить факторы, характеризующие их чувствительность к антропогенному воздействию и природным изменениям. Разработанные методические подходы могут быть использованы для установления критериев устойчивого состояния экосистем крупных водоемов, в том числе, окраинных морей, путем определения и оценки факторов, характеризующих основные особенности функционирования конкретной экосистемы по степени их значимости.

В геологическом строении ложа рассматриваемой акватории Каспийского моря принимают участие в основном верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские образования [1]. Нерасчлененные пермо-триасовые отложения, относящиеся к промежуточному комплексу, залегают на разновозрастном фундаменте с резким перерывом и угловым несогласием. Они установлены на территории обрамления Северного и Среднего Каспия и представлены карбонатно-терригенной толщей, сложенной доломитами, известняками с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Литература

1. Багир-Заде Ф.М., Нариманов А.А., Бабаев Ф.Р. Геолого-геохимические особенности месторождений Каспийского моря. М.: Недра, 1988. 208 с.

2. Бондаренко А.Л. Течения Каспийского моря и формирование поля солености вод Северного Каспия. М.: Наука, 1993. 122 с.

3. Глумов И.Ф., Малицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. 342 с.

4. Исмаилов Ч. Экология Каспийского моря и прибрежных территорий. Баку, 2005. 128 с.

5. Митина Н.Н., Малашенков Б.М., Телитченко Л.А. Методические подходы к определению устойчивости водных экосистем (на примере северного региона Каспийского моря) // Проблемы региональной экологии. 2010. № 6. С. 65—75.

6. Митина Н.Н., Малашенков Б.М. Причинно-следственные связи изменения некоторых параметров экосистем Каспийского моря // Проблемы региональной экологии. 2013. № 1. С. 14—21.

ОСНОВНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ СРЕДНЕГО КАСПИЯ

Г. Н. Аббасова

Бакинский государственный университет, Баку, Азербайджан

Каспийское море располагается в пределах разных климатических зон и подвергается воздействию различных барических центров и систем атмосферной циркуляции. На местные особенности климата значительное влияние оказывает сложная орография западного и южного побережий моря. Большая часть Каспийского моря расположена в умеренном климатическом поясе. Континентальность климата выше в северных и восточных частях Каспия по сравнению с западными и южными его частями, где больше выражены морские черты климата. Северный Каспий и его побережье располагаются в полосе континентального умеренного климата. Зима здесь морозная, малоснежная, лето – жаркое и сухое. На восточном побережье Среднего Каспия, до района залива Кара-Богаз-Гол климат суровый, пустынного типа, с очень незначительным количеством осадков. Климат юго-восточного побережья, к югу от Кара-Богаз-Гола, также засушливый, но менее суровый. На побережье Дагестана климат умеренно теплый, хотя и здесь встречаются участки с довольно высокой континентальностью климата. В низменных районах, расположенных к северу и северо-западу от Махачкалы климат сухой, с жарким летом и холодной зимой.

В пределах Азербайджана в прибрежной зоне Среднего Каспия с северо-запада на юго-восток засушливость климата постепенно увеличивается, температура воздуха становится более высокой. На п-ове Апшерон зима теплая, сравнительно влажная, лето обычно сухое и жаркое. На акватории Среднего Каспия атмосферные осадки распределены неравномерно. Вдоль восточных берегов выпадает в среднем от 75 до 150 мм, вдоль западных берегов – от 200 до 400 мм/год на севере, до 1200 мм на юге за исключением мористой части побережья Апшерона, где выпадает лишь 70—110 мм/год [1, 5]. Примерно 70 % осадков выпадает осенью и зимой, на летние месяцы приходится всего лишь 7–10% годовой нормы осадков. Большая сухость и высокая температура характерны для побережья юго-западной части Каспия, от Баку до устья Куры.

Среднемесячная температура января и февраля изменяется от 30 °С на северо-востоке до 3–40 °С на юго-западе. Морозы наблюдаются с января по февраль. Среднемесячная температура воздуха самых

теплых месяцев (июля и августа) в средней части Каспия 24 - 260°C. Существенно отличается в климатическом отношении ленкоранская субтропическая область. Зима здесь мягкая и влажная, с высокой температурой воздуха, даже минимальные ее значения крайне редко опускаются ниже нуля. Еще мягче субтропический климат Иранского побережья моря, с очень высокой влажностью почти на протяжении всего года, т. к. здесь выпадает очень много осадков [3].

Зимой атмосферные процессы часто приводят к образованию местных фронтов и развитию циклонической циркуляции над различными частями моря, иногда к морю прорываются южные, средиземноморские циклоны. Весной они обычно являются причиной таяния снега и льда. К югу циркуляция атмосферных потоков ослабевает. Направление и скорость ветров над Каспийским морем определяется общей циркуляцией атмосферы, полями давления и температуры воздуха. На изменение направления и скорости ветра, переноса тепла и влаги оказывает влияние рельеф побережий. Общие закономерности ветрового режима были детально изучены С. Д. Кошинским [2], который обнаружил преобладание над морем ветров северных СЗ, С, СВ (41%) и юго-восточных (35%) направлений, причем последние отмечаются наибольшей устойчивостью. В зависимости от переноса воздушных масс над Каспийским морем и особенностей развития синоптических процессов над окружающей территорией, Н. Митиной [4, 5] выделено пять основных типов ветровых полей: тип I — северо-западный; тип II — северо-северо-восточный; тип III — восточно-северо-восточный; тип IV — юго-восточный; тип V – вихревой. По характеру распределения скоростей ветра каждый из основных типов подразделен, в свою очередь, на подтипы: слабые, умеренные, сильные, штормовые ветры. Из всех типов ветровых полей наиболее устойчив IV и наименее устойчив V. Средняя непрерывная продолжительность сохранения юго-восточного переноса над Каспийским морем – 55 часов, северо-западного – около полутора суток, а типа V – около 0,5 суток. Средняя продолжительность сильных и штормовых ветров ($V > 10$ м/с), примерно в два раза меньше. Сильные штормы с $V \geq 25$ м/с могут быть над Каспийским морем только трех типов: северо-западные (I), северо-северо-восточные (II) и юго-восточные (IV-A). Штормы такой силы, охватывающие значительную часть акватории моря, устанавливаются довольно редко, в среднем один раз в несколько лет.

При этом скорость ветра в некоторых районах может достигать 30 м/с и более. При северо-восточных ветрах штормовая деятельность наибольшей силы достигает в районе полуострова Апшеронский, во всех направлениях от которого ее интенсивность уменьшается. При се-

веро-северо-восточных ветрах также имеет место увеличение скорости ветра в направлении переноса до п-ова Апшеронский, а к югу и востоку от него скорость убывает. Для юго-восточных штормов характерно общее увеличение скорости ветра в направлении переноса воздушных масс с максимумом в Махачкале (Махачкалинский зюйд-ост) и в северо-западной части моря (тип IV-A). Типы распределения ветров I, II и III являются различными разновидностями полей ветра северных румбов. В общей сложности в среднем за год вероятность установления над морем таких ветровых полей составляет 41 % (таблица); летом вероятность их установления несколько больше (48,7 %), чем в другие сезоны года (зимой 38 %). Почти половина из них приходится на ветры северо-западной четверти (19,56%). Тип IV – А над Каспийским морем встречаются наиболее часто. Средняя годовая его повторяемость составляет 21 % (зимой – до 19 %, весной – до 25 %). Тип IV-Б (отличающийся от типа IV-A лишь по характеру распределения скоростей) имеет среднюю годовую повторяемость около 15 %. Чаще всего на Каспийском море наблюдаются ветровые поля северо-западного и юго-восточного направления со скоростью 5–9 м/с, вероятность их установления в среднем равна 10–12 %, причем умеренные северо-западные и юго-восточные ветры летом чаще, чем в остальное время года.

Сильные ветры перечисленных типов имеют повторяемость штормов ($V \geq 25$ м/с) типов I и II – составляет 0,04 %, а типа IV – в два раза чаще. Направления ветров по районам Каспийского моря различаются. В западной части Среднего Каспия, к берегам которого близко подступают отроги Кавказских гор, во все сезоны года господствуют северо-западные и юго-восточные ветры. На восточном побережье и в южном Каспии отчетливо выражена муссонность в ветровом режиме: летом преобладают ветры, дующие с моря в сторону суши, а зимой – с суши на море, в частности, на восточном побережье моря в холодное полуго-

Повторяемость (%) основных типов ветровых потоков над Каспийским морем по сезонам (составлено по [3, 5])

Тип (направление) ветрового потока	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
I / 03, ССЗ/	16,6	19,4	24,8	16,9	19,5
II / С, ССВ /	10,4	10,0	16,9	11,2	12,2
III / СВ, ВСВ /	11,6	8,4	7,0	9,5	9,3
IV-A /ЮВ/	18,7	24,8	19,3	22,7	21,0
IV-Б / ЮВ/	22,6	13,2	6,6	17,5	14,9
V / вихревой/	6,8	4,3	1,0	3,4	3,9
Маловетрие / < 5 м/с /	13,3	19,9	24,4	18,8	19,2

дие доминируют ветры восточные и юго-восточные, а в теплое – западные и северо-западные [2, 5]. Бризовая циркуляция на Каспии наиболее отчетливо проявляется в теплое полугодие на тех участках побережья, где температурные различия между морем и сушей выражены достаточно хорошо (все побережье Южного Каспия, восточное побережье Среднего Каспия и небольшой участок западного побережья Среднего Каспия). Орография западных берегов моря оказывает значительное влияние не только на направление, но и на характер скоростей ветра над морем, в особенности во время прохождения штормов. Если вторжение холодных воздушных масс осуществляется с северо-запада или северо-востока, то скорости ветра вдоль западного побережья Среднего Каспия могут достигать наибольших значений [4]. Орографический эффект при северо-западных штормах отчетливо проявляется на широтах $43\text{--}40^\circ$ на расстоянии (с севера на юг) от 50 до 150 км от западного берега моря. Наибольшее число дней с ветром более 15 м/с — 60–80 дней приходится на п-ов Апшеронский, где проявляется своеобразный аэродинамический эффект усиления северо-западных ветров. Наименее подвержены воздействию сильных и штормовых ветров юго-западное и юго-восточное побережье моря, где число дней с таким ветром не более 20—30. В Северном Каспии и на восточном берегу Среднего Каспия их в году 30—40. В течение года число дней с сильным ветром распределено неравномерно. В северной части моря сильные ветры чаще весной, реже летом; на восточном побережье Среднего Каспия максимум дней приходится на зиму, а на юго-восточном побережье, напротив — на лето или конец весны. В районе п-ва Апшеронский два максимума — зимой и в середине лета. Среднегодовая скорость ветра достигает наибольших значений в районе п-ва Апшеронский — 6,2—8,0 м/с. Несколько менее подвержен штормовой деятельности район Махачкалы, где средняя скорость ветра на побережье равна 5,7—6,0 м/с. На всем восточном побережье Среднего Каспия режим скорости ветра примерно одинаков, среднегодовая скорость порядка 5,0—6,3 м/с, с максимумом в районах Форта Шевченко и Кара-Богаз-Гола. В Южном Каспии, где сильные ветры наблюдаются редко, среднегодовая скорость ветра в основном равна 3,0—4,5 м/с, повторяемость слабых ветров здесь превышает 90 % [4].

Годовой радиационный баланс, равный разности между поглощаемым поверхностью моря солнечным теплом и теплом эффективного излучения, положительный и для акватории моря равен в среднем 60 ккал/см². В районе Северного Каспия он снижается до 50 ккал/см², в Среднем и Южном Каспии достигает 65 ккал/см². Часть радиационного тепла (54 ккал/см²) расходуется на испарение и на конвективный тепло-

обмен с атмосферой. Радиационный баланс моря положителен с марта по октябрь и имеет максимум в июне и июле ($11\text{--}12 \text{ ккал/см}^2$ в месяц). Отрицательный баланс в декабре изменяется от -2 ккал/см^2 на севере моря до -1 ккал/см^2 на юге. Средняя годовая температура воздуха в северной части моря $8\text{--}10^\circ$, в средней $11\text{--}14^\circ$, в южной $15\text{--}17^\circ$. Для всего моря она равна в среднем $13,1^\circ$. Разность среднегодовых температур воздуха между северной и южной частями моря составляет 7° . Переход средней температуры воздуха к положительным значениям в северных районах происходит во второй половине марта – начале апреля. Средняя температура в апреле в Северном Каспии $8\text{--}9^\circ$, в Среднем Каспии $10\text{--}11^\circ$, в Южном $11\text{--}14^\circ$. В летнее время температурные контрасты между северными и южными частями сглажены, средняя температура воздуха над всей акваторией в июле-августе находится в пределах $24\text{--}26^\circ$. Воздушные массы над морем прогреваются, начиная с сентября и до марта. Наибольший эффект достигается в декабре-январе. В это время над морем возникают атмосферные фронты, могут образоваться «каспийские» циклоны. С апреля по август море оказывает на воздушные массы охлаждающее влияние. По исследованиям П. И. Колоскова [1], воздействие моря на температуру воздуха в пределах восточного Прикаспия распространяется на $250\text{--}300 \text{ км}$, на северное побережье до 500 км зимой и до 200 км летом. Каспийское море является огромным источником тепла и влаги для воздушных масс проходящих над его поверхностью и близлежащей окружающей территорией. Насыщенность воздуха водяным паром (относительная влажность) в течение года близка к предельной и составляет $80\text{--}85\%$. Среднегодовое влагосодержание атмосферы над Каспийским морем составляет 34 мм : $15\text{--}25 \text{ мм}$ на севере и $25\text{--}30 \text{ мм}$ на юге. Море влияет на увеличение содержание влаги на сотни километров от побережья.

Основной поток влаги обычно идет в СЗ и ЮВ направлениях в нижнем трехкилометровом слое атмосферы. Влияние моря на окружающую территорию изменяется в зависимости от направления преобладающего переноса влаги в данный сезон в заданном районе. Но в целом до 70% испарившейся с моря влаги выносится на восток, за исключением района залива Кара-Богаз-Гол, где испарившиеся $8\text{--}10 \text{ мм}$ воды за год в основном переносятся на юго-западную часть моря. Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность Каспийского моря, распределены весьма неравномерно. В открытом море в среднем выпадает около 200 мм осадков. На западном побережье — осадков $300\text{--}400 \text{ мм}$ в год, в юго-западной части моря — до 1700 мм . Наиболее засушливо восточное побережье, где среднее годовое количество осадков не превышает 100 мм .

Литература

1. Бондаренко А. Л. Течения Каспийского моря и формирование поля солености вод Северного Каспия. М.: Наука, 1993. 122 с.
2. Глумов И. Ф., Маловицкий Я. П., Новиков А. А., Сенин Б. В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. 342 с.
3. Исмаилов Ч. Н. Экология Каспийского моря и прибрежных территорий. Баку, 2005. 127 с.
4. Митина Н. Н., Малашенков Б. М., Телитченко Л. А. Методические подходы к определению устойчивости водных экосистем (на примере северного региона Каспийского моря) // Проблемы региональной экологии. 2010. № 6. С. 65—75.
5. Митина Н. Н., Малашенков Б. М. Причинно-следственные связи изменения некоторых параметров экосистем Каспийского моря // Проблемы региональной экологии. 2013. № 1. С. 14—21.

ПЕРСПЕКТИВЫ КОМПЛЕКСНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН

И. М. Алматов, А. М. Юсупходжаев

Институт минеральных ресурсов, Ташкент, Узбекистан

ilkhom90@list.ru, usupasad@mail.ru

Первое документальное упоминание о переработке сланца появилось в 1694 г. Однако первое сланцеперерабатывающее предприятие появилось значительно позднее, во Франции (г. Отэн) в 1838 г., когда пуск реторты, разработанной Селликом, ознаменовал возникновение сланцеперерабатывающей промышленности. Само слово *retroleum* («каменное масло») означало раньше сланцевую смолу, и лишь впоследствии так стали называть нефть [1–3].

В ближайшем будущем горючие сланцы могут стать важным минеральным сырьем для целого ряда отраслей промышленности Узбекистана. Горючие сланцы встречаются в различных регионах страны и значительно отличаются своим вещественным и минералогическим составом, что необходимо учитывать при проведении технологических исследований. Но, несмотря на все различия в составе и свойствах горючих сланцев из различных месторождений и проявлений, горючие сланцы с полным основанием можно отнести к комплексному виду полезных ископаемых. Любая предлагаемая для переработки технология должна обеспечивать извлечение из исходного материала как углеводородного сырья, так и металлов, содержание которых в сланцах весьма значительно. При этом спектр обнаруживаемых в сланцах металлов очень широк и включает в себя ванадий, молибден, цинк, уран и др. (всего более 60 элементов) [4–7]. Такой большой набор элементов, с одной стороны, значительно увеличивает экономическую привлекательность комплексной технологии переработки сланцев, с другой, заставляет искать новые технологические решения для селективного извлечения металлов в отдельные продукты из относительно бедного сырья.

Планируемой основой технологии переработки горючих сланцев республики является технология Галотер, воплощенная в установке УТТ-3000 (Россия). Технология Галотер является запатентованной технологией и имеет многолетний опыт промышленной эксплуатации. Данная технология предназначена преимущественно

но для извлечения из сланца «энергетического потенциала», заключенного в органической части сланца. Также остаточная зола полукокса является основным металлоносным продуктом термического разложения сланца, наиболее приемлемым будет использование методов гидрометаллургии для разложения золы. Разложение золы возможно проводить реагентами различной природы. Притом может быть использован один реагент (например, серная кислота), или разложение можно проводить в несколько стадий (сода, щелочь, кислота) с целью селективного (поэтапного) извлечения групп металлов.

Таким образом, переработка металлоносных горючих сланцев республики является наиболее эффективным и целесообразным.

Литература

1. Лапидус А. Л., Стрижакова Ю. А. Горючие сланцы — альтернативное сырье для химии // Вестник Российской академии наук. 2004. Том 74. № 9. С. 823—829.
2. Meybaum H. Oil shale value chain from mining to and products. Estonian oil shale industry. Estonia: Yearbook, 2018. С. 8—14.
3. Андрианов В. Нетрадиционная нефть: кто разорвёт порочный круг // Нефтегазовая Вертикаль. 2014. № 12. С. 44—49.
4. Аллабергенов Р. Д., Сабиров Х. С. Технологические рекомендации по комплексной переработке горючих сланцев // Тез. докл. Республ. научно-техн. конф. «Диверсификация сырьевой базы промышленности РУз: критерии поиска и оценки нетрадиционных типов полезных ископаемых». Ташкент, 2012. 172 с.
5. Прохоренко Г. А., Лузановский А. Г., Артемова Н. М. Металлоносные горючие сланцы Республики Узбекистан. Ташкент: Фан, 1999. 2 с.
6. Бычеев В. И., Тен В. Н. Теоретические основы комплексной скважинной переработки горючих сланцев с получением энергоносителей и металлов // Горный вестник Узбекистана. 2006. № 1. С. 12—14.
7. Исоков М. У., Борминский С. И., Василевский Б. Б., Марипова С. Т. Анализ форм нахождения промышленно ценных элементов в комплексных металлоносных горючих сланцах Узбекистана // Уэгоинновация. 2012. С. 163—164.

ФАЗОВЫЙ ТЕНЗОР В МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЯХ

А. К. Бронников

ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск

bronnikovak1992@gmail.com

Имеющиеся на данный момент профили магнитотеллурических зондирований покрывают большую часть территории Приморья. Данные, полученные в ходе этих работ, позволили построить геоэлектрические разрезы по профилям [1–3], а также стали основой для построения трёхмерной модели. Но исследуемая территория характеризуется сложным геологическим строением и является геоэлектрически неоднородной средой. Результаты магнитотеллурических зондирований на данной территории подвержены различным искажениям, связанным с неоднородностью пространства, рельефа и многими другими. Влияние подобных аномалий на кривые магнитотеллурического зондирования крайне велико, и их необходимо учитывать при построении моделей и расчётах.

Искажения подразделяются на гальванические (статические) и индукционные эффекты. Первые обусловлены избытком свободных зарядов, скапливающихся на границах неоднородностей, и проявляются на малых периодах. Индукционные — связаны с действием избыточных токов в среде. Они проявляются на больших периодах. Гальванический эффект в зависимости от источника подразделяется на S-эффект и ρ-эффект. Первый связан с неоднородностью суммарной продольной проводимости разреза. Второй — с влиянием приповерхностных локальных аномалий.

При анализе данных, подверженных гальваническим искажениям, хорошо себя показала такая характеристика, как фазовый тензор [4], так как она не подвержена их влиянию и позволяет получить опорную информацию для интерпретации. Но его применение осложнено трудностями представления. Наиболее информативным является графическое отображение в виде эллипсов.

Для анализа поведения фазового тензора было создано несколько моделей с сеткой $22 \times 22 \times 27$ блоков, шагом в 5 км по горизонтали и прогрессирующим вертикальным шагом, начиная с 50 м. Базовая модель — двухслойная среда, в которой первые 30 км имеют сопротивление 1000 Ом·м, соответствует земной коре, а нижележащий слой мощностью 650 км и сопротивлением 500 Ом·м соответ-

ствуется верхней мантии. Решения прямых задач проводились при помощи программы ModEM [5–7].

Первая и вторая модель — это базовая, в которую на глубину 7 км был помещён проводник с горизонтальными размерами 10×10 км и мощностью 5 км и сопротивлением 100 и 10 Ом·м соответственно.

Следующим экспериментом проверялось поведение фазовых эллипсов в условиях крупных неоднородностей (разломов). Для этого в базовую модель был добавлен проводник с сопротивлением 100 Ом·м, шириной 5 и мощностью 30 км (третья). В четвёртой модели разлом был повернут на угол $\approx 15^\circ$. Для проверки поведения эллипсов в сложной среде проводник из второй модели был рассечён на две части крупной неоднородностью.

Фазовые эллипсы, построенные для первой модели (рисунок, А), показывают, что неоднородность начинает проявляться с периода 0,42 с и заканчивается на 27,3 с. Для второй — с 0,29 до 148,94 с. Неоднородность проявляется в виде эллипсов, повернутых в сторо-



Фазовые эллипсы для: А — первой модели на периоде 3,93 с (квадратом выделено положение проводника); Б — третьей модели на периоде 2,84 с (пунктирными линиями выделено положение разлома); В — пятой модели на периоде 2,84 с (квадратом выделено положение проводника, пунктирными линиями выделено положение разлома)

ну аномалии. Он максимален на периоде 3,93 с для первой, для второй на диапазоне 2,84 до 9,31 с. Эффект начинается на границе аномалии, затем покрывает всю модельную площадь, а потом постепенно затухает. При этом центр аномалии в обеих моделях отображается как одномерный.

Построения фазовых эллипсов для третьей (рисунок, Б) и четвертой модели неоднородности проявляются с периода 0,03 до 1008,26 с. Эффект выражается в повороте фазовых эллипсов внутри неоднородности вдоль её оси, а снаружи ортогонально. При этом начиная с периода 2,84 с сжатие фазовых эллипсов внутри разлома максимально и начинает уменьшаться с 13,63 с. Также с 2,84 с соседние с аномалией эллипсы выстраиваются вдоль оси разлома. Этот эффект разрастается до 27,3 с, а затем ослабевает.

Наиболее сложная картина предстаёт на рисунке В, где изображены фазовые эллипсы пятой модели. Здесь комбинируются эффекты второй и третьей моделей. Проявление неоднородностей в эллипсах начинается с 0,03 с и продолжается до 1008,26 с. До периода 0,07 с картина совпадает с четвертым случаем. Затем начинают появляться эллипсы, соответствующие одномерному пространству на блоках, соответствующих проводнику. С 0,14 с начинает увеличиваться площадь, подверженная влиянию неоднородностей. Сначала эллипсы поворачиваются только перпендикулярно оси разлома, а затем и центру аномалии. Максимум эффект достигает в диапазоне от 0,98 до 6,82 с. При этом эффект затрагивает эллипсы, находящиеся внутри разлома. В той части, что контактирует напрямую с проводником, сжатие эллипсов меньше, чем в непрелегающих. Также те из них, что приурочены к глубинной неоднородности, имеют небольшое отклонение от оси разлома.

Исходя из теоретических расчётов, выявлены следующие закономерности:

1. Фазовые эллипсы изменяют направление и форму под влиянием геоэлектрических неоднородностей.
2. Диапазон, в котором происходит изменение эллипсов, тем больше, чем больше контраст между аномалией и вмещающей средой.
3. Неоднородности регионального масштаба (например, разломы) проявляются на очень больших периодах, что позволяет выявлять положение таких структур.
4. Фазовые эллипсы позволяют определить приблизительные размеры и форму аномалий, но только при условии, когда выделя-

ется влияние только одной аномалии. В средах, осложнённых разномасштабными аномалиями, выделить параметры меньшей аномалии затруднительно.

Литература

1. Каплун В. Б., Бронников А. К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Дальнереченск – с. Рошино – п. Пластун по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2019. Т. 38. №5. С. 3–13.
2. Каплун В. Б., Бронников А. К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Спасск-Дальний – бух.Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2018. Т. 37. №5. С. 31–47.
3. Каплун В. Б., Бронников А. К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований по профилю с. Абражеевка – п. Валентин // Тихоокеанская геология, 2020. Т. 39. №4. С. 3–15.
4. Caldwell T. G., Bibby H. M., Brown C. The magnetotelluric phase tensor. // Geophysical Journal International. 2004. Vol. 158. No. 2. P. 457–469.
5. Egbert G. D., Kelbert A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems // Geophysical Journal International. 2012. Vol. 189. No. 1. P. 251–267.
6. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences. 2014. Vol. 66. P. 40–53.
7. Kelbert A., Egbert G. D., Schultz A. Non-linear conjugate gradient inversion for global EM induction: resolution studies // Geophysical Journal International. 2008. Vol. 173. No. 2. P. 365–381.

ДВУМЕРНАЯ ИНТЕРПОЛЯЦИЯ И АППРОКСИМАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ ВИБРАЦИОННОГО ПОЛЯ ГОРОДА

А. Н. Вихоть, В. А. Лютоев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vikhot.anna@mail.ru

Изучение параметров вибрационного поля в пространственном и временном измерении является важной практической задачей в геофизических, инженерно-геологических и геоэкологических исследованиях. При обработке геофизических данных распространён вероятностно-статистический подход. Это обусловлено тем, что полученные данные рассматриваются как случайные величины или процессы, потому что в разное время любое физическое поле реализуется случайным образом, в частности вибрационное поле города. В соответствии с [1, 3—6] рассмотрены параметры вибрационного поля г. Сыктывкара, а именно виброскорости.

Для их определения была проведена вибросейсмическая съёмка территории жилой части г. Сыктывкара цифровой сейсмической станцией ZET 048-С с рабочим циклом 3 минуты с двойным повтором измерений. Скорость записи данных — 60000 знач/мин. Расчет среднеквадратического значения — автоматический с применением программы ZETLab Seismo. Оси x и y имели направления N-S и E-W соответственно, ось z — вертикально вниз.

Вследствие плотной городской застройки зданиями получены значения картируемого параметра из нерегулярных точек. Для статистического анализа данных необходимо перейти к равномерным узлам сетки посредством двумерной интерполяции. Для этого с помощью гридинга была задана сетка определенного размера, в узлах которой рассчитаны значения параметра V . Геометрия сетки составила $n \times N = 15 \times 15$ (225) точек, она соотносится $\approx 1:1$ с плотностью точек исходных данных (212). Размах данных коэффициента вариации получился 60—97 %, что характерно для переменного вибрационного поля города с непостоянным превышением допустимого уровня вибрации [2].

В геометрии сетки имеем одинаковые объёмы 15 выборок, поэтому осуществили дисперсионный анализ результатов гридинга

методом F-теста, или ANOVA, как отношение межгрупповой дисперсии к внутригрупповой:

$$\sigma_{Mc}^2 = \frac{\sum (\bar{x}_i - \bar{x})^2 n_i}{\sum n_i};$$

$$\sigma_{bc}^2 = \frac{\sum (x_i - \bar{x}_i)^2 n_i}{\sum n_i}$$

Установили, что все полученные значения статистики по заданному уровню значимости $\alpha = 0,05$ и числам степеней свободы $f_1 = 14$ и $f_2 = 14$ меньше $F_{кр} = 2,48$:

$$F_x = \frac{0,000586}{0,068704} = 0,0085;$$

$$F_y = \frac{0,004993}{0,16285} = 0,0307;$$

$$F_z = \frac{0,001325}{0,054639} = 0,0243.$$

Следовательно, наблюдения независимы и в разное время реализуются случайным образом, выборочные распределения средних значений признака по всем профилям нормальны, дисперсия значений во всех группах одинакова.

Критерий Кохрена об однородности дисперсий:

$$G = \frac{\sigma_{\max}^2}{\sigma_1^2 + \dots + \sigma_i^2};$$

$$G_x = \frac{0,0494}{0,116} = 0,4261;$$

$$G_y = \frac{0,2229}{1,5739} = 0,1416;$$

$$G_z = \frac{0,0606}{0,2085} = 0,2904$$

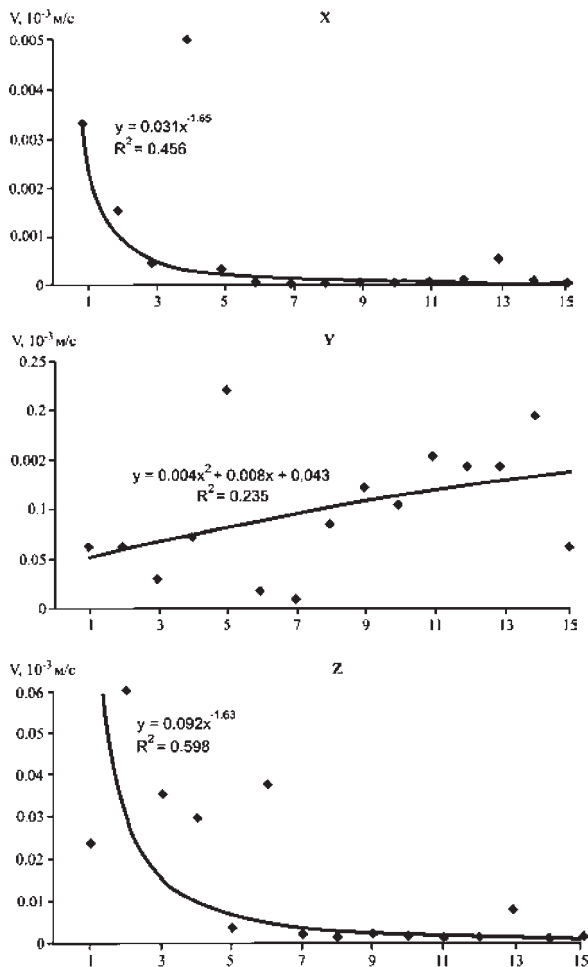
при уровне значимости $\alpha = 0,05$ и числе степеней свободы $n = 14$ и $k = 2$ $G_{кр} = 0,7521$ показал, что $G_x < G_{кр}$, $G_y < G_{кр}$, $G_z < G_{кр}$, и полученный результат свидетельствовал о равномерности распределения данных в сетке. Значит, для характеристики поведения вибрационного поля города приемлемо строить графики распределения дисперсий по профилям из главной диагонали ковариационных матриц. Данные представлены в таблице.

Главные диагонали ковариационных матриц

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Компонента x														
0,033	0,015	0,004	0,049	0,003	0,0003	0,0001	0,0003	0,0004	0,0004	0,0003	0,001	0,005	0,001	0,001
Компонента y														
0,062	0,064	0,031	0,073	0,223	0,019	0,011	0,087	0,124	0,106	0,156	0,145	0,144	0,197	0,064
Компонента z														
0,024	0,061	0,036	0,03	0,003	0,038	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,008	0,001	0,001

Характер изменения дисперсии амплитуды виброскорости и тренд параметров вибрационного поля города по компоненте x, y и z представлен на рисунке. Подбором максимальных значений коэффициента детерминации получены аппроксимирующие функции. Эмпирические уравнения:

- 1) $y_x = 0,031x^{-1,65}$;
- 2) $y_y = 0,004x^2 + 0,008x + 0,043$;
- 3) $y_z = 0,092x^{-1,63}$.



Графическое выражение тренда параметров вибрационного поля по виброскорости

В результате проведенных статистических расчетов получены следующие результаты:

наблюдения независимы и в разное время реализуются случайным образом, выборочные распределения средних значений признака по всем профилям нормальны, дисперсия значений во всех группах одинакова и однородна;

приемлемо строить графики распределения дисперсий по профилям из главной диагонали ковариационных матриц;

графики и уравнения по компонентам x и z определяют распределение вектора эмпирического вибрационного поля города, по u коэффициент детерминации неудовлетворителен;

предложенный подход можно рекомендовать для анализа вибрационного поля города, для научного обоснования экологических изысканий в области техногенной нагрузки.

Литература

1. ГОСТ Р52892-2007. Вибрация и удар. Вибрация зданий. Измерение вибрации и оценка ее воздействия на конструкцию. М.: Изд-во стандартов, 2008. 16 с.
2. Лютоев В.А., Вихоть А.Н. Влияние оползневых процессов и природно-техногенной микросейсмичности на геологическую среду г. Сыктывкара. Сыктывкар. (Коми НЦ УрО РАН). 82 с.
3. BS 7385-1: 1990. ISO 4866:1990. Evaluation and measurement for vibration in buildings. BSI, 1990. 40p.
4. DIN 4150-3-2016. Erschütterungen im Bauwesen - Teil 3: Einwirkungen auf bauliche Anlagen. Berlin: German Institute for Standardisation (Deutsches Institut für Normung), 2016. 20 p.
5. Watts G. R. Traffic induced vibrations in buildings // Research report of The Transport and Road research Laboratory. Department of Transport. 1990. 31 p.
6. Zapfe Jeffrey A. Ground-Borne Noise and Vibration in Buildings Caused by Rail Transit: report / Jeffrey A. Zapfe, Hugh J. Saurenman, Sanford A. Fidell. 2009. 200 p.

АНАЛИЗ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ МОРОЗОВСКОЙ И СОКОЛЬНИНСКОЙ СВИТ С ПОМОЩЬЮ ДИАГРАММ А. ХАРКЕРА

Т. А. Вовчина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ta_kaneva@mail.ru

В петрологических исследованиях используются различные диаграммы для характеристики петрохимических процессов и петрогенетических построений. Наличие и степень дифференцированности магматических комплексов отражается в величине дисперсии содержаний элементов, а тип исходной магмы изучается по элементам, малочувствительным к изменениям условий кристаллизации. Наиболее часто применяемыми и простыми для построения являются бинарные диаграммы А. Харкера [6], на которых содержания петрогенных оксидов или малых элементов сравниваются с содержанием SiO_2 или MgO . Расположение точек на диаграмме позволяет выявить определенную зависимость, отображаемую линией, называемой трендом. Такие тренды обычно имеют геологический смысл и отражают процессы эволюции магматических расплавов. Как правило, единые хорошо выраженные тренды на вариационных диаграммах подтверждают происхождение пород магматического комплекса в результате эволюции одного родоначального расплава. Тренды отражают главным образом процессы частичного плавления протолита или кристаллизационного фракционирования, которые являются одними из основных процессов в эволюции магматических расплавов. Перегибы, изменение направления, разветвление трендов могут свидетельствовать о резком изменении условий (физико-химических, флюидного режима и др.) становления комплекса, о смене моделей ведущих или проявлении дополнительных процессов в ходе эволюции магмы или при формировании пород комплекса. Часто тренды могут отражать явления контаминации смешения магм разного состава (гибридизма) или ассимиляции материала вмещающих пород [4].

Нами изучены позднедокембрийские стратифицированные вулканические и вулканогенно-осадочные породы морозовской (RF_3mg) и сокольнинской ($\text{RF}_3\text{—Vsk}$) свит и связанные с ними субвулканические образования Северо-Западного Пай-Хоя. На основе синтеза геологи-

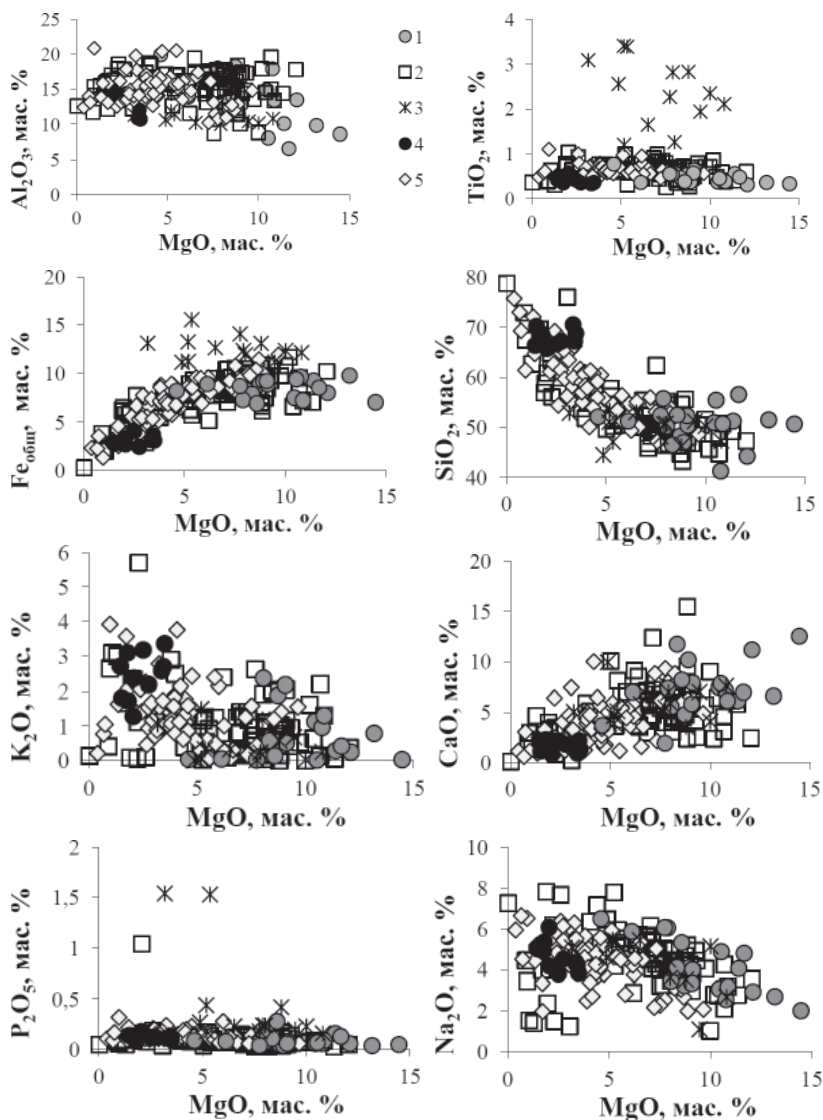
ческих, петрографических, минералогических и петрогеохимических данных были выявлены петрогенетические факторы, обусловившие особенности состава пород, и установлена палеогеодинамическая обстановка формирования магматических образований Северо-Западного Пай-Хоя в позднем докембрии. С результатами можно ознакомиться в статье [3]. В данной работе будут представлены результаты петрохимических исследований позднедокембрийских вулканитов морозовской и сокольнинской свит с использованием диаграмм А. Харкера.

На диаграммах А. Харкера (рисунок) фигуративные точки составов вулканитов морозовской и сокольнинской свит образуют тренды, иллюстрирующие возрастание содержаний SiO_2 и Al_2O_3 и снижение FeO и CaO с падением в породах концентрации MgO . Такие закономерности свидетельствуют о том, что рассматриваемые серии пород формировались при кристаллизационной дифференциации, являющейся одним из главных процессов в эволюции магматических пород. Закономерное снижение содержаний FeO , CaO и MgO в породах в ходе дифференциации предполагает фракционирование клинопироксена [2], что подтверждается наличием порфировых вкрапленников этого минерала в изученных породах. С ростом MgO концентрации P_2O_5 , TiO_2 , K_2O остаются практически неизменными, а содержания Nb , Th , Sm и La снижаются.

Высокотитанистые базальтоиды морозовской свиты значительно отличаются по составу от вулканитов основной площади развития морозовской свиты более высокой титанистостью, ростом железистости и снижением концентрации CaO при уменьшении магнезиальности пород. Такой характер кристаллизационной дифференциации, с обогащением остаточного расплава железом, известен как феннеровский тренд [5].

Для сравнения на диаграммы А. Харкера нанесены фигуративные точки составов субвулканических образований морозовской и сокольнинской свит. Характерной особенностью субвулканических образований морозовской свиты является незначительно повышенное содержание MgO . В целом точки составов образуют единый тренд с породами морозовской свиты, что может свидетельствовать об их комагматичности. С уменьшением значения MgO содержания TiO_2 и Al_2O_3 повышаются, а концентрации CaO и FeO убывают.

Среди низкотитанистых разностей морозовской свиты прослеживаются типы от высокомагнезиальных базальтов до высокоглиноземистых. Характер распределения порообразующих оксидов схож с таковым для природных составов вулкана Ключевского



Диаграммы А. Харкера для вулканитов морозовской и сокольнинской свит. Условные обозначения: 1 — субвулканические образования морозовской свиты; 2 — низкотитанистые покровные вулканы морозовской свиты; 3 — высокотитанистые покровные вулканы морозовской свиты; 4 — субвулканические образования сокольнинской свиты; 5 — покровные вулканы сокольнинской свиты

и трендов, моделирующих для этого вулкана декомпрессионное фракционирование в водной системе [1].

Точки составов субвулканических образований сокольнинской свиты практически на всех диаграммах А. Харкера образуют нулевые тренды, параллельные оси MgO . Исключение составляют Al_2O_3 и Na_2O , для которых отмечается рост концентраций при уменьшении содержания MgO .

Таким образом, на диаграммах А. Харкера для базальтоидов основного состава морозовской и сокольнинской свит распределение компонентов по отношению к MgO показывают типичные для фракционной кристаллизации тренды.

Литература

1. Арискин А. А., Бармина Г. С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК, «Наука/Интерпериодика», 2000. 363 с.
2. Гибшер А. С., Есин С. В., Изох А. Э., Киреев А. Д., Петрова Т. В. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чеповской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика. 1997. Т. 38 (11). С. 1760–1772.
3. Канева Т. А. Петрогенезис и геодинамика позднедокембрийских вулканитов северо-западного Пай-Хоя // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт. 2016. №12. С. 3–15. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-12-3-15.
4. Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.
5. Fenner C. N. The crystallization of basalts, Am. J. Sci., 5th ser., 1929. 18. P. 225–253.
6. Harker A. The Natural History of the Igneous Rocks. New York, 1909. 384 p.

СТРОЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ Р. СЕЙДЫ

В. А. Исаков, Н. Н. Воробьёв

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

v.nikita91@mail.ru

Проведено изучение четвертичных отложений на северо-востоке Печорской низменности в хорошо разработанной долине р. Сейды (восточная часть Большеземельской тундры).

В районе исследований четвертичные отложения пользуются большим распространением и имеют мощность 100–120 м. Существенные меньшие мощности четвертичные осадки имеют в нижнем течении реки, где в основании береговых обнажений выходят коренные мезозойские породы. Береговые разрезы обычно сложены валунными суглинками и разделяющими, и перекрывающими их аквальные отложениями.

В ходе полевых работ в долине р. Сейды были изучено четыре обнажения четвертичных отложений: Сд-1, Сд-2, Сд-3, Сд-4 (рис. 1). Отобраны более 200 проб на гранулометрический, петро-

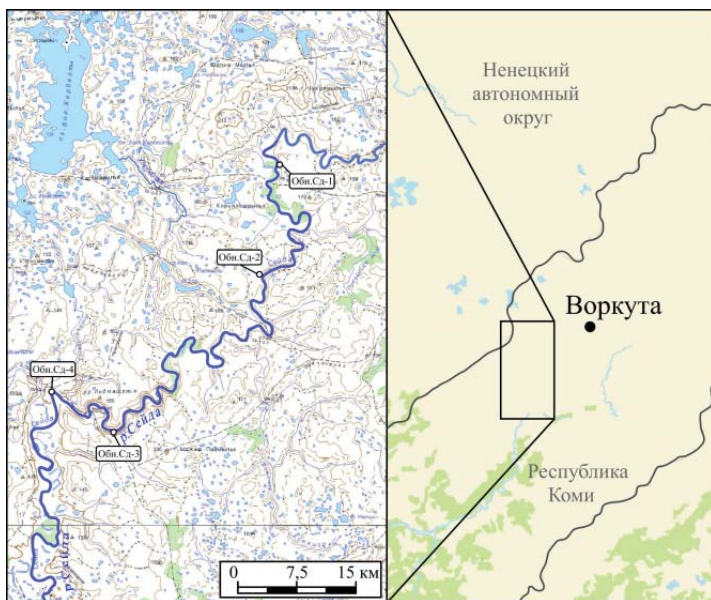


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов в бассейне р. Сейды

графический, минералогический, дифрактометрический и др. виды анализов, проведены замеры ориентировки удлиненных обломков пород в валунных суглинках.

Обн. Сд-1 расположено на левом берегу р. Сейды в 8 км вверх по течению от устья руч. Покойница-Шор. Длина его 450 м, высота — 8,5 м. Обнажение полностью сложено плотным валунным суглинком темно-коричневого цвета, распадающимся на плитчатую отдельность. Ориентировка удлиненных обломков пород направлена с северо-востока на юго-запад по азимуту 35°.

Обнажения Сд-2 и Сд-3 имеют сходное строение. В обоих обнажениях вскрываются два горизонта валунных суглинков, между которыми залегают межморенные образования. В обн. Сд-3 верхний горизонт валунных суглинков перекрыт 2,5 м пачкой песчано-гравийных отложений (рис. 2).

Обн. Сд-2 расположено на правом берегу р. Сейды в 16,5 км вверх по течению от устья р. Харбейтывис. Длина обнажения 400 м, высота — 30 м. В основании обнажения лежит валунный суглинок плотный, с включениями гравия, галек и валунов мощностью 17 м. Ориентировка удлиненных обломков пород направлена в направлении с севера на юг в секторе 340°—20°. Контакт с вышележащим слоем четкий. Валунный суглинок перекрыт пачкой межморенных отложений, представленных переслаиванием песков средне-крупнозернистых, гравия в песчаном заполнителе, супесей и глин сизовато-бурой окраски. Мощность пачки около 3 м. Межморенные отложения перекрыты 10-метровой толщей темно-серых с коричневым оттенком валунных суглинков, неслоистых, распадающихся на плитчатую отдельность. По всему слою наблюдаются ожелезнение на поверхностях граней плиток. Содержание валунно-галечного материала выше, чем в нижнем горизонте. Ориентировка удлиненных обломков пород направлена в направлении с северо-востока на юго-запад по азимуту 55°.

Обн. Сд-3 расположено на левом берегу р. Сейды в 1,7 км выше по течению от устья руч. Тыня-Силова-Шор. Протяженность обнажения 600 м, высота — 35 м.

В нижней части вскрывается сизый валунный суглинок мощностью 4,2 м, он плотный, распадается на оскольчатую отдельность. Ориентировка удлиненных обломков пород направлена в направлении с северо-востока на юго-запад по азимуту 35°.

В гранулометрическом составе валунного суглинка содержание алевролита, в среднем составляет до 34,3 %, песчаной фракции содер-

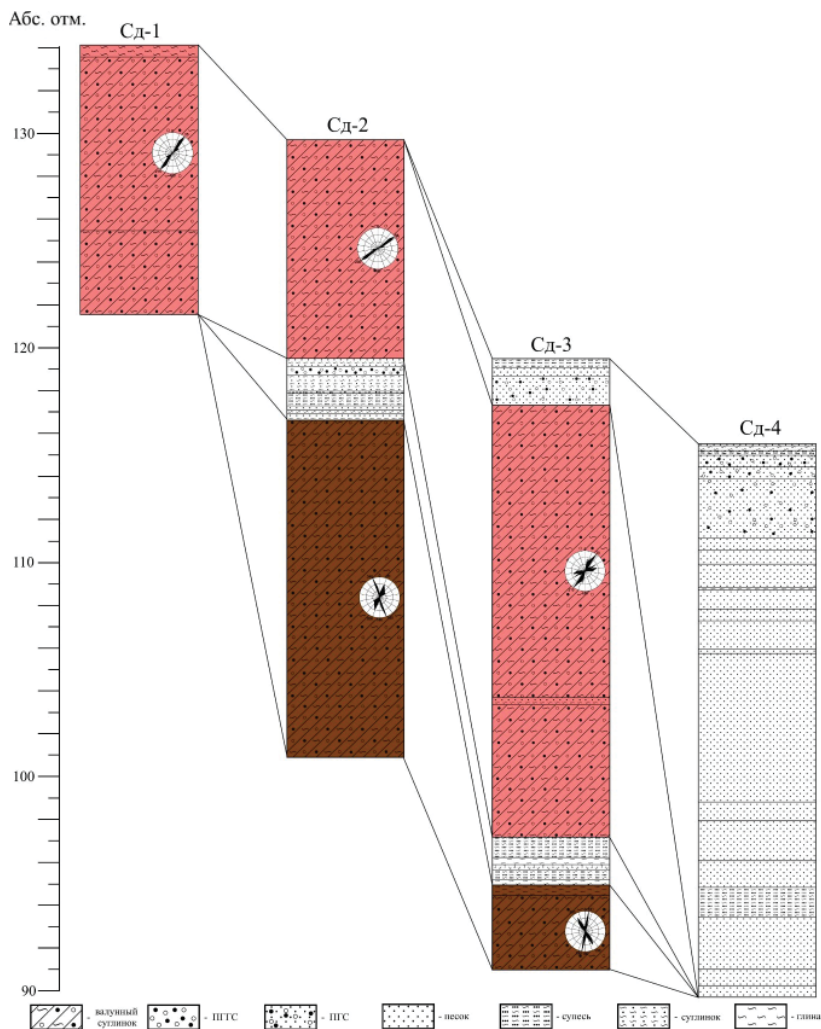


Рис. 2. Предварительная корреляция четвертичных отложений в долине р. Сейды

жится 28 %, глинистой – 28,4 %. Довольно высоко количество гравия – в среднем 7,1 % (иногда до 13,2%). Карбонатность пород изменяется от 9,7 до 16,8 %. Валунные суглинки определяются весьма низкой степенью сортированности материала ($S_c=0,01-0,02$) и средним диаметром частиц d_{cp} , равным 0,032–0,041 мм. Низкая сте-

пень сортированности частиц является характерной особенностью ледниковых отложений — морен.

Разрез нижнего горизонта валунного суглинка венчает полуметровая пачка буровато-сизых горизонтальнослоистых ленточных глин, вероятно, лимногляциального генезиса. В гранулометрическом составе преобладает алеврит — до 73,5 %. Содержание глинистой фракции варьирует от 24,8 до 34,7 %, количество песка ничтожно мало — до 1,6 %. Отложения имеют среднюю степень сортировки ($S_c = 0,26$) и тонкий диаметр зерен ($d_{cp} = 0,012$ мм), что обусловлено осадконакоплением в малоподвижных гидродинамических условиях.

Выше по разрезу лежат межморенные отложения, предположительно озерно-болотного генезиса, мощностью около 3 м. В основании пачки вскрываются черные гумусовые глины с пятнами и затеками ожелезнения, перекрытые коричневато-бурым плотным, хорошо разложившимся торфом мощностью 0,6 м. Слоистость горизонтальная, пологоволнистая наклонная, обусловленная наличием песчаных прослоев светло-рыжего цвета. Видны следы минерализации. На торфе лежит бурая супесь с прослоями средне-крупнозернистого песка, которая перекрывается светло-сизой глиной и светло-коричневой супесью.

Верхний горизонт валунных суглинков имеет мощность около 25 м и представлен валунным суглинком коричневато-серого цвета, плотным, распадающимся на плитчатую отдельность, ожелезненным по трещинам, наиболее интенсивно в верхней части разреза. Характерно большое количество валуно-галечного материала. На высоте 15 м наблюдается линза переслаивания мелкозернистых светлых песков и сизых глин. Ориентировка удлиненных обломков пород направлена в направлении с севера на юг в секторе $330^\circ - 10^\circ$.

Верхнему валунному суглинку присущ более тонкий гранулометрический состав, по сравнению с нижележащим: 50,1 % составляет алевритовая фракция, глины содержатся до 29,9 %, песка — до 20 %. Характерна низкая степень сортированности материала ($S_c = 0,05 - 0,08$) и средний диаметр d_{cp} , равный 0,016—0,021 мм.

Строение обн. Сд-3 аналогично таковому в обн. 8, изученному Л. Н. Андреичевой и Д. А. Дурягиной [1]. Ими нижний горизонт морены датируется печорским временем, а верхний — вычегодским, на основании лежащего между ними родионовского торфяника, возраст которого установлен по данным спорово-пыльцевого анализа и OSL метода [2]. Исходя из вышесказанного, нами проведена предварительная корреляция отложений в изученных разрезах (рис. 2).

Валунные суглинки перекрыты песчано-гравийной смесью и супесью рыжевато-го цвета мощностью около 2 м.

Обнажение Сд-4 расположено на правом берегу р. Сейда в 1,7 км ниже устья руч. Тыня-Силова-Шор. Обнажение представлено переслаиванием песков различной размерности (от мелких до крупных) и песчано-гравийных отложений мощностью около 23 м. Наблюдается укрупнение материала вверх по разрезу. Характерна очень ровная горизонтальная бровка обнажения на протяжении 1,6 км. На этом основании можно предположить, что осадочная толща формировалась в условиях крупного озера. Более определенно генетические выводы можно будет сделать после комплексного изучения отложений.

Таким образом на изученном отрезке р. Сейды установлено наличие двух моренных горизонтов и разделяющих, и перекрывающих их межморенных отложений, представленных озёрно-болотными образованиями. Нижний моренный горизонт более плотный, по сравнению с верхним, вероятно, за счет высокой суммарной карбонатности, имеет сизую окраску и ориентировку удлиненных обломков пород с севера на юг. Верхний моренный горизонт представлен коричневато-серыми валунными суглинками, по плоскостям отдельности видны следы ожелезнения. Удлиненные обломки ориентированы с востока-северо-востока на запад-юго-запад. По результатам гранулометрического состава мелкозема верхняя морена имеет более тонкий гранулометрический состав, по сравнению с нижней, поскольку она формировалась, главным образом, за счет межморенных осадков водного генезиса.

Комплексное литологическое изучение поможет в воссоздании палеогеографических условий формирования четвертичных отложений, в определении стратиграфической приуроченности морен и установлении местоположения питающих провинций.

Литература

1. Андреечева Л. Н., Дурягина Д. А. Новые данные по стратиграфии среднего плейстоцена Печорской низменности // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 184—187.

2. Astakhov V. Middle Pleistocene glaciations of the Russian North // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. № 11-13. P. 1285—1311.

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ШЕЛАЛА-ПЬЯЗБАШИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (МИСХАНО-ЗАНГЕЗУРСКАЯ ЗОНА, ЮГ МАЛОГО КАВКАЗА)

Н. А. Аббасов, Р. Е. Рустамова, А. Н. Гусеинова

Бакинский государственный университет, АНАН Азербайджана,
Баку, Азербайджан

puccina2012@yahoo.com

В настоящей работе приведена типизация эндогенного золото-медно-порфирового оруденения, локализованного в различных структурно-фациальных рудоносных зонах Мисхано-Зангезура Малого Кавказа. Выделяются продуктивные гранитоидные комплексы позднеколлизионного (островодужной западной части Малого Кавказа), раннеколлизонного и наиболее перспективного промежуточного типов, отличающихся по уровню содержания калия, рубидия, стронция. Дается детальное описание зональности метасоматических ореолов [5]. Установлены особенности связей кварцевых сиенит-диоритов, чаще гранодиорит-порфиров с золото-медно-молибденовой минерализацией, обуславливающей закономерности размещения эндогенных месторождений. Последние ассоциируют с группами магматических пород определенных фаз Мегри-Ордубадского плутона, что позволяет определить направление их поиска.

В пределах Агюрт-Шелалинского рудного поля рудные поля концентрируются в двух резко обособленных узлах, отличающихся особенностями своего внутреннего строения. С востока Агюрт, Шелалинским, с запада — Пязбашинским [4]. Эти месторождения отделены широкой полосой контактовых вторичных кварцитов, резко отличающихся не только по своему геологическому строению, но и по составу оруденения. Если в Агюрт и Шелалинском месторождениях развиты комплексные золотосодержащие медно-молибденовые руды, то в пределах Пязбашинского месторождения только золотое оруденение с серебром, а также полиметаллическое оруденение. Рудное поле слагают интрузии гранодиорит-порфиров, гранодиоритов и кварцевых диоритов, расположенных к западу от субмеридианального Мисдаг-Капуджихского рудо-контролирующего разлома. С востока этого разлома в монцонитах выделяются проявления медно-молибденовых руд с золотом Шиладзорский и Ванандчайский рудные поля.

В западной части Агюрт-Шелалинского рудного поля расположено Пязбашинское месторождение золотых руд (рис.1), приуроченное к наиболее эродированному ядру сводового поднятия, где в субмеридианальном направлении широкой полосой прослеживается зона пропилитизированных вулканитов. Вдоль этой полосы установлен ряд золоторудных проявлений, приуроченных к узлам пересечения осевой субмеридианальной разломной зоны с поперечными зонами более интенсивной трещиноватости, отчетливо выделяющимися на фоне общей поперечной трещиноватости, охватывающий весь Ордубадский рудный район.

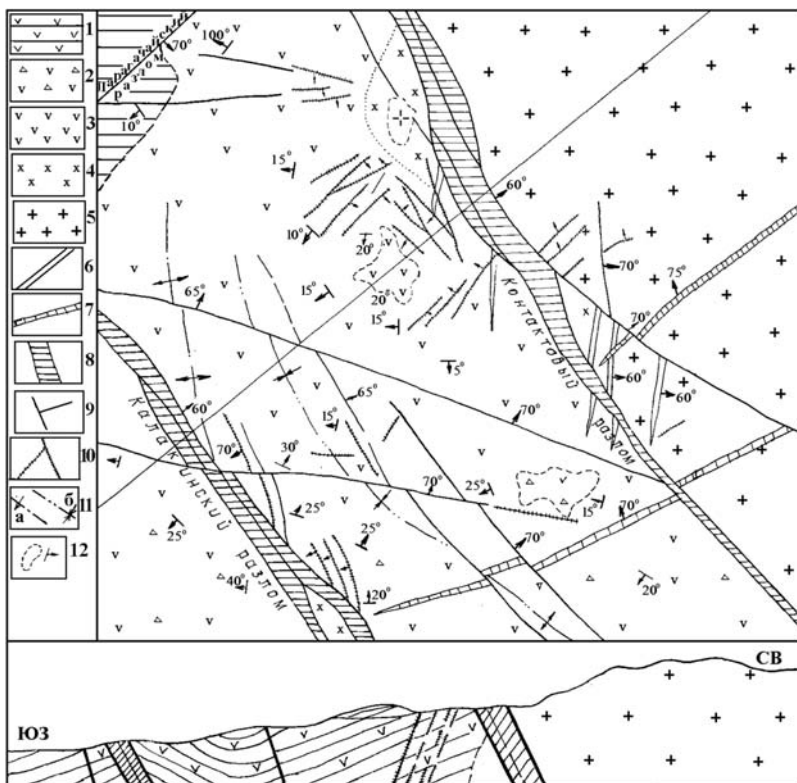
На расстоянии 3.5–4.0 км к северо-западу от месторождения Агюрт находится Пязбашинское золоторудное месторождение, приуроченное к самой широкой полосе сочленения вышеупомянутой Ордубадской рудоконтролирующей субмеридианальной разломной зоны с поперечной зоной интенсивной трещиноватости. В пределах Пязбашинского месторождения насчитывается около 75 жил, среди которых промышленная концентрация золота установлена в 35–40 [1, 3]. На площади месторождения наблюдается преимущественное субмеридианальное простирание кварцевых, золотоносных кварц-пиритовых и кварц-карбонат-полиметаллических жил.

В пределах рудных зон вмещающие породы подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению, выраженному в окварцевании, хлоритизации, серицитизации, каолинизации и карбонатизации. Среди рудоносных жил наиболее ранними являются кварц-молибденит-халькопиритовые, которые в межжилных пространствах образуют штокверковую сеть и вкрапленную минерализацию [2]. Эти жилы и штокверковые зоны пересекаются жилами кварц-пирит-халькопиритовыми, реже и кварц-сфалерит-пиритовыми с примесью галенита, самородного золота. Надо подчеркнуть, что молибденит является реликтовым минералом, связанным с ранним этапом рудоотложения. Молибденит нередко образует самостоятельные волосовидные прожилки и вкрапленность, пересекаемые прожилками кварц-пирит-халькопиритовой и золотоносной кварц-сфалерит-пиритовой стадий. С золотоносными жилами, сложенными смешанными рудами, нередко ассоциируется гематит, хотя не исключена возможность, что он может образовать самостоятельные прожилки.

В центральной части месторождения отчетливо выделяется рудный блок с наиболее интенсивным развитием поперечной тре-

щиноватости, где сосредоточено основное количество промышленных рудоносных жил, которые образуют сложную систему субмеридианального, субширотного и северо-восточного направления. Анализ возрастных соотношений жил и прожилков различного состава позволяет выделить в пределах месторождения три последовательно сменяющих друг друга продуктивных стадий: кварц-золоторудная, кварц-пирит-золоторудная, кварц-галенит-сфалеритовая [4]. Главная роль принадлежит кварц-золоторудной, а затем кварц-пирит-золоторудной и в значительно меньшей степени кварц-галенит-сфалеритовой. Последняя, с нашей точки зрения, является более поздней стадией кварц-пирит-золоторудной, так как они обычно тесно ассоциируют друг с другом.

Сопоставления структурных условий локализации и стадийности рудообразования Агюрт-Шелалинского рудного поля позволяют сделать следующие выводы: структурный каркас месторождений, развитых в пределах Агюрт-Шелалинского рудного поля, предопределяется системами даек комплекса малых интрузий, завершающих становление интрузивной деятельности Ордубадского рудного района. Более того, пространственная ориентировка даек во многом предопределяет ориентировку рудовмещающих залежей, а нередко и их количество, что зависит часто от количества направлений даек разного состава и времени внедрения, так и от количества самих даек. Золото-медно-молибденовые залежи представлены жильными зонами, отдельными жилами, имеющими клинообразные формы и в меньшей степени штокверковыми системами, сопровождающимися вкрапленными оруденением. Минеральный состав золотосодержащих медно-молибденовых руд Агюрт-Шелалинского рудного поля, за исключением Мисдагского месторождения, наиболее полно отражает все продуктивные стадии, и, в целом, они проявлены почти по всем месторождениям, с некоторым повышением роли третьей стадии на месторождении Агюрт, Шелале и четвертой (собственно золоторудной) стадии в Пызбаши [2]. Что касается отсутствия более ранних продуктивных стадий среди жил Пызбашинского месторождения, то скорее всего это можно объяснить нарастанием тектонической активности рудного участка не только во времени, но и в пространстве в северо-западном направлении. Анализ фактического материала позволяет выяснить особенности связей кварцевых сиенит-диоритов, преимущественно гранодиорит-порфиров с золото-медно-молибденовой минерализации в значительной мере обуславливающей



Схематическая структурно-геологическая карта Пяззбашинского рудного поля (составили: Рамазанов В. Г., Аббасов Н. А., Гусейинова Д. Г. 1998). Условные обозначения: 1. Эффузивно-осадочная толща среднего эоцена (туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии и туфы). 2. Верхняя пачка нижнего эоцена (преимущественно пирокластическая — брекчии, туфобрекчии, туфы, туфопесчаники с пропластками андезитов). 3. Нижняя пачка нижнего эоцена (преимущественно лавы — различные андезиты с пропластками туфов). 4. Интрузивные породы адамеллитовой фазы Мегри-Орду́бадского батолита (адамеллиты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты, контамированные тоналиты). 5. Интрузивные породы граносиенитовой фазы Мегри-Орду́бадского батолита (кварцевые сиенит-диориты, порфиroidные граносиениты и гранодиориты). 6. Гранодиорит-порфировые дайки адамеллитовой фазы. 7. Диорит-порфировые дайки граносиенитовой фазы. 8. Зоны главных разломов-интенсивно перемятых, раздробленных, окварцеванных, серицитизированных, каолинизированных, пиритизированных пород «зоны вторичных кварцитов». 9. Прочие разрывные нарушения. 10. Золотоносные кварцевые жилы и зоны. 11. а) ось антиклинали; б) ось синклинали. 12. Геологические границы; элементы залегания.

закономерности размещения эндогенных месторождений, которые ассоциируются с различными группами магматических пород определенных фаз Мегри-Ордубадского плутона, что позволяет определенным образом направление их поиска.

Литература

1. Аббасов Н. А. Дайки и их роль в формировании эндогенного оруднения Ордубадского рудного района // Матер. III Респ. науч. конф. Баку: изд-во БГУ, 2000. С. 57.
2. Аббасов Н. А. Корреляционная зависимость между некоторыми индикаторными элементами на медно- и молибден порфировых месторождениях Ордубадского рудного района (ЮВ часть Малого Кавказа) // Сбор. БГУ. Сер. Естественных наук. Баку, 2000. № 2.
3. Бабазаде В. М., Рамазанов В. Г., Аббасов Н. А. и др. К золотоносности медно—порфировых руд Ордубадского рудного района // Вест. Бак. ун-та (сер. ест. наук). Баку: изд-во БГУ, 1992. № 2. С. 105—111.
4. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. Москва: Недра, 1986. С. 48—67.
5. Рамазанов В. Г., Аббасов Н. А. Геолгическое строение и особенности размещения эндогенного оруенения Ордубадского рудного района // Горно-геологический научно-технический и производственный журнал. Казахстан, 2005. № 1(5). С. 7—11.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТОВОЙ ИНТРУЗИИ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В МИСХАНО-ЗАНГЕЗУРСКОЙ ЗОНЕ АЛЬПИЙСКО- ГИМАЛАЙСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА

**Н. А. Аббасов, М. И. Алиев, Р. Е. Рустамова,
А. Н. Гусейнова**

Бакинский государственный университет, АНАН Азербайджана,
Баку, Азербайджан

puccina2012@yahoo.com

Мисхано-Зангезурская металлогеническая зона юга Малого Кавказа располагается в пределах Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, испытывающего значительные, быстрые поднятия с конца миоцена. Фаза наиболее активного воздымания данного региона приходится на миоцен. Как отмечает М. И. Рустамов [7], определяющим фактором формирования новейшей структуры юга Малого Кавказа, являются коллизионные процессы, которые обусловили развитие крупных линейных поднятий и разделяющих их межгорных впадин северо-западного простирания, отвечающего ориентации всех важнейших структур Большого и Малого Кавказа. С этими же процессами связано формирование крупных разрывных нарушений аналогичного простирания и позднекайнозойских приразломных впадин. Под косым углом к структурам коллизионного сжатия располагается субмеридиональное Транскавказское поперечное поднятие [7], представленное на территории Северного Азербайджана комплексом новейших вулканических образований вулкана Арагац, его окрестностей и Джавахетского нагорья. Существует мнение, что природа данного поднятия не связана с коллизионными процессами, а является результатом глубинного рудогенерирующего магмаобразования.

В работе Кривцов А.И. и др. (1986), в которой рассматриваются интрузии островных дуг северной части Карибского моря и орогенных поясов юго-западных штатов США, показано, что орогенные гранитоидные интрузии значительно богаче кремнеземом и щелочами, в том числе редкими щелочами, по сравнению с островодужными интрузиями. Этот немаловажный для прогнозной оцен-

ки рудоносности интрузий вывод подтвержден И. Г. Павловой [9] и для других островодужных областей [9], в пределах которых сконцентрированы медно-порфировые месторождения, в частности, Филиппин, Океании и так далее. В. М. Баба-заде, В. Г. Рамазанов [3], Н. А. Аббасов [2] в Малокавказской (Зангезурской) шовной зоне изучили характер распределения щелочных и редкощелочных элементов в островодужных интрузивных образованиях Лок-Агдамской и Мисхано-Зангезурской зон. Что же касается орогенного Мегри-Ордубадского батолита, с которым связана целая группа медно- и молибден-порфировых, золото-медно-порфировых месторождений, то здесь, особенно в поздних дифференциатах (граносиенитах), сумма щелочей достигает 7.37 %, в породах батолита постоянно присутствуют редкие щелочи, причем гранодиорит-порфириты, в которых количество порфировых вкрапленников до 40 об. %, особенно богаты этими элементами [1, 3, 4]. В региональном плане интрузивные образования обеих зон, с которыми связаны месторождения медно-порфировой формации, приурочены к крупным линеаментам, протягивающимся параллельно региональным складчатым структурам. Существенное возрастное различие магматических комплексов пород, развитых вдоль этих линеаментов, свидетельствует о длительности их развития. В этом смысле наиболее хорошо изученной является Ордубад-Далидаг-Кедабекская долгоживущая линеamentная зона в Лок-Агдамской островной дуге, неоднократно подновляющаяся в средней и поздней юре, палеогене и, возможно, доплейстоцене, еще более древнем (палеозойском) заложении линеамента можно судить по совпадению его простираения с направлением структур фундамента. По нашему мнению, и в Мисхано-Зангезурской зоне в качестве региональных рудоконтролирующих структур выступают крупные линеаменты древнего заложения, неоднократно активизировавшиеся в позднеколлизийном этапе геологических эпох. Они также сопряжены с кольцевыми структурами разных рангов. Затрагивая природу разноориентированных разломов, в большинстве случаев оперяющих крупные линеаменты, отметим, что им отводится особое место, как рудоконтролирующим структурам. К ним мы относим такие разломы, как Парагачайский, Ордубадский, Дебаклинский, Дяхчайский, Султангейдарский в южном склоне Малого Кавказа. Таким образом, в региональном плане закономерное размещение медно-порфировых месторождений определяется тектоническим режимом обуславливающих геодинамическими и тектономагматическими процессами и временем

заложения Лок-Агдамской островной дуги и Мисхано-Зангезурской зоны, обуславливающие двукратное проявление медно-порфировых месторождений в Малокавказской шовной зоне, в верхнем байосе-бате и верхнем эоцене-миоцене; наличием крупных линейментов, выступающих в качестве рудоконтролирующих структур и сопряженных с ними кольцевых структур разных рангов. Направлений разрывных нарушений, оперяющих эти линейменты и классифицирующиеся как рудоконтролирующие; наличием умеренно-кислых интрузий натриевого ряда, более простых по петрографическому составу (Лок-Агдамская островная дуга) и калиевых гранитоидов, реже субщелочных (Мисхано-Зангезурская зона), а также вулканогенных образований контрастной базальт-риолитовой и базальт-дацитиоидных формаций, образующих вулканоплутонические комплексы.

В существующих схемах границы Мисхано-Зангезурская зоны проводятся на юго-западе по линии юго-восточного продолжения Ордубадского граничного разлома; на северо-западе по юго-западной ветви Дебаклинского разлома; на северо-востоке по главной линии этой рудоконтролирующей структуре; на юго-востоке по реке Араз. Отмеченные границы в известной мере являются условными, поскольку мощности зон названных глубинных разрывных структур точно установить не удастся. При таком расположении Ордубадского рудного района севернее его размещается Баргушадский, северо-западнее Далидагский, а северо-восточнее Зангезурский рудные районы Мисхано-Зангезурской зоны [5].

Мисхано-Зангезурская зона с северо-востока граничит с Лок-Карабахской островной дугой по линии Лачин-Башлыбельского глубинного разлома, с востока — Кафанским поднятием, по юго-восточному продолжению Гирратахского разлома, а с юго-запада границей зоны с Араксинской миогеосинклиналью является Ордубад-Далидаг-Кедабекский глубинный разлом [7]. Зона расположена главным образом на территории Армении и частично в Лачинском, Кельбаджарском, Ордубадском районе Азербайджанской Республики. Продолжение ее устанавливается в Иранском Карадаге, а в западном направлении — в Карской области Турции. Протяженность зоны около 500 км, при ширине 50—60 км [7, 8].

Мисхано-Зангезурская зона имеет два структурных яруса. Нижний структурный ярус характеризуется интенсивной складчатостью палеозойских отложений. Верхний — широким развитием вулканогенных толщ верхнемелового, палеоген-неогенового и четвертичного периодов. Докембрийско-кембрийский комплекс зоны

прорван каледонскими и герцинскими гранитоидными интрузивами и трансгрессивно перекрыт отложениями верхнего мела, эоцена. Интенсивная складчатость охватывает отложения после среднего эоцена и олигоцена включительно и сопровождается крупными надвигами, долгоживущими магмо- и рудоконтролирующими структурами.

В геологическом строении Мисхано-Зангезурской структурно-формационной зоны принимают участие карбонатно-пирокластическая и карбонатно-вулканогенная формации нижнего мела, подводно-пирокластическая (андезитового состава), туфогенно-терригенная и терригенная формации палеогена, наземно-вулканогенная и континентально-субаэральная формации неогена и антропогена. В северо-западной части зоны района Мисханского антиклинория состав и возраст формации меняется, и на дневную поверхность выступают метаморфические образования (гнейсы, пегматиты, сланцы, мрамор и др.) докембрийского, нижнепалеозойского и частично верхнепалеозойского времени, прорванные интрузивами габбро-диорит-гранодиоритовой формации. В целом южная часть Малого Кавказа (северо-западная и центральная часть Ордубадского рудного района) характеризуется интенсивно развитым интрузивным магматизмом, а северная — областью приподнятых вулканогенных щитов. Главная масса рудопроявлений и рудных полей размещена в южной части зоны, и по времени формирования соответствует орогенной стадии альпийского тектономагматического цикла.

Металлогения коллизионной и частично коллизионной стадии альпийской эпохи Мисхано-Зангезурской зоны характеризуется господством меди и молибдена, при подчиненном значении свинца, цинка, сурьмы, золота, ртути, мышьяка, титана, ванадия, кобальта, вольфрама и редких металлов. На фоне региональных закономерностей в размещении медно-порфирового оруденения выделяются закономерности локального порядка, непосредственно связанные с формированием самих месторождений. Большое значение в этой связи придается порфировым интрузиям, в апикальных частях которых, отличающихся обильной трещиноватостью и интенсивной гидротермально-метасоматической переработкой пород, по обе стороны от контакта интрузивного тела, локализуется эндогенная минерализация меди, молибдена и др. полезных компонентов. В Мисхано-Зангезурской зоне гипабиссальные гранодиорит-порфиры наиболее близки по времени к возрасту оруденения из всех пород Мегрн-Ордубадского батолита, а в Лок-Агдамской

островной дуге — гипабиссальные штокообразные малые интрузии порфиров, либо внедрившиеся в тело Атабек-Славянского плагиогранитового массива на рубеже поздней юры-раннего мела (неокома) (Хархарский, Карадагский и др.), либо же прорывающие байосские вулканы (Кошкачайский и Кошкардагский интрузивные тела). Незначительный эрозионный срез, о чем можно судить по анализу восстановления фаций и мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных пород и их палеотектонической реконструкции, по фациям глубинности изверженных пород и характеру распределения в них связанной воды (установленная методом ЯМР «широкой линии»), наконец, по наличию низкотемпературных контактовых минералов (эпидот, цоизит, альбит, хлорит и другие), свидетельствует о том, что вскрыты лишь верхние части интрузивных массивов и пространственно связанные с ними медно-порфировых месторождения. Косвенным показателем глубины эрозионного среза порфировых интрузий являются геохимические черты распространения рения, селена и теллура в главных рудных минералах, возрастающих в верхних частях рудных штоков, сложенных минералами поздних стадий. Отмеченное положение подтверждается и на примере месторождений Зангезура исторической территории Азербайджана (Каджаран, Агарах, Джиндара и др.), в которых максимальные содержания элементов-примесей установлены для средней кварц-молибденит-халькопиритовой продуктивной стадии рудообразования, хотя допускается, что повышенное содержание рения в молибденитах следует увязать не с пониженной температурой их образования, а специализацией растворов, формирующих оруденение этих месторождений. В закономерном размещении медно-порфирового оруденения, наряду с эрозионным срезом порфировых интрузий, большое значение имеют литологические и физико-механические свойства магматических образований, вмещающих эти тела [9]. Отвечающие обычно по составу алюмосиликатным породам разной кислотности они, как правило, по плотности и хрупкости существенно различаются. Для выявления закономерностей в размещении медно-порфировых месторождений важное значение имеет пространственное распределение минеральных ассоциаций и зональность оруденения. В зависимости от формационной принадлежности интрузивных образований, вмещающих оруденение, и характера метасоматической колонки проявляется зональность различных типов руд по отношению к рудоконтролирующим разломным структурам. В общем случае она сводится к то-

му, что от центра к периферии штокверковых рудных тел молибденовая минерализация сменяется медно-молибденовой, золотосодержащей медно-молибденовой и далее-медной. Аналогичная картина отмечается и по вертикали снизу вверх по падению рудного тела. В частном же порядке умеренно кислые штокообразные малые интрузии с натриевой специализацией, с которыми парагенетически связано золотосодержащие медно-порфиоровое оруденение, имеют ярко выраженный медный профиль (Лок-Агдамская островная дуга). Здесь рудная минерализация соответствует внутренним зонам метасоматитов, представленных монокварцитовыми и серицит-кварцитовыми фациями вторичных кварцитов. Порфиоровые фазы сложных гранитоидных интрузий с существенно калиевой специализацией характеризуются медно-порфиоровыми месторождениями с молибденовым профилем (Мисхано-Зангезурская зона). Рудная минерализация здесь большей частью проявляется в биотит-калишпатовых метасоматитах. Как видно, параметром, обнаруживающим наиболее четко направленное изменение медно-порфиоровых месторождений Малого Кавказа во времени, является содержание молибдена в рудах, заметно возрастающего относительно древних (Хархар, Карадаг и др.) к более молодым, как на медно-порфиоровых (Диахчай, Яшыллыг, Мисдаг и др.), так и молибден-порфиоровых, объектах (Парагачай). Медно-порфиоровые месторождения пространственно сопряжены с промышленной минерализацией других генетических типов, особенно колчеданной, золоторудной, менее-полиметаллической и кварц-сульфидной. На медно-порфиоровые руды нередко накладывается более поздняя убого сульфидная минерализация; последняя, концентрируясь на некотором удалении, образует собственные месторождения жильного типа (Мунундаринское).

В размещении медно-порфиоровых месторождений региона, как показывают результаты детальных структурных исследований, наибольшая роль принадлежит субмеридиональным сквозным структурам, фрагментам Ордубад-Далидаг-Кедабекской линейно-зональной зоны на этой территории. Подобные структуры в пределах Мисхано-Зангезурской зоны представлены несколькими параллельно расположенными разломами, наличие которых придают металлогеническому региону блоковое строение. Наиболее приподнятым является крайне восточный блок, которому приурочен Мегри-Ордубадский массив (Гапуджых) с северо-западный блоке Далидагский массив (Мыхтокан) и связанные с ним месторожде-

ния и проявления эндогенных руд. В размещении и локализации эндогенного оруденения особенно благоприятными являются узлы пересечения субмеридиональных структур с разломами северо-западного и субширотного направлений [2, 6, 8].

В тоже время необходимо отметить, что Ордубад-Далидаг-Кедабекская линейная зона, заложенная в докембрийское время, сохранила свою активность в течении продолжительного времени, о чем свидетельствуют не только меридиональные направления простирания, но и размещение вдоль этой структуры разновозрастных многофазных и дифференцированных интрузивных массивов, центров палеовулканогенной, и широкого спектра эндогенных рудных месторождений. Отсюда становится ясным насколько велика роль субмеридиональных сквозных структур в размещении месторождений медно- и молибден-порфировой формации Мисхано-Зангезурской зоны. Особенно интересна структурная позиция Главного Ордубадского и Дебаклинского разломов глубокого заложения и Парагачайского поперечного разлома. Вдоль первого с юга-востока на северо-запад располагаются Агарацкое, Бугакаярское, Фахлидаринское, Дияхчайское, Гекюндурское, Мисдагское, Агюртское, Урумыское, Султангейдар, Гатардаш, Гаранлык и др. месторождения и рудопроявления. Разлом прослеживается с юго-востока на северо-запад на расстоянии более чем 100 км. Он проходит по контакту адамеллитового и граносиенитового интрузивов Мегри-Ордубадского массива.

На дневной поверхности разлом фиксируется зоной интенсивно раздробленных, перемятых, осветленных пород мощностью от нескольких десятков метров до 100—150 м. Медно-молибденовое оруденение в разломной зоне развито крайне неравномерно и, как правило, приурочено к оперяющим разрывным структурам и зонам трещиноватости северо-западного и северо-восточного простираний. В частности, структурное положение рудных зон Мисдагского месторождения определяется приуроченностью их к разрывным нарушениям и зонам трещиноватости северо-западного направления. На Дияхчайском месторождении штокверковая зона приурочена к кварцевым сиенит-диоритам, контактирующим с юга, с измененными габбро-диоритами и адамеллитами [6, 8]. Рудовмещающей структурой здесь являются зоны трещиноватости северо-западного простирания. Главное рудное тело Саркидагского месторождения также контролируется опирающимся на главный Ордубадский разлом разрывом северо-западного простирания, причем вдоль разрыва про-

жилковое оруденение ориентировано на северо-западному, и в удалении по него северо-восточному направлению.

Анализ вышеописанного позволяет отметить, что наиболее благоприятными в систематизации структурных форм медно- и молибден-порфировых месторождений Мисхано-Зангезурской зоны являются следующие факторы: фактором, контролирующим размещение золотоносные медно-порфировых, медно- и молибден-порфировых месторождений во времени и в пространстве, является рудогенерирующие порфировые и рудовмещающие фанеритовые интрузивы и их эффузивные аналоги в сочетании с разрывными структурами. Таким образом, отмечается металлогеническая зональность в размещении рудных месторождений. Выявленные закономерности следует учесть при прогнозировании золотоносных медно-порфировых, медно- и молибден-порфировых месторождений.

Литература

1. Аббасов Н. А. Дайки и их роль в формировании эндогенного оруденения Ордубадского рудного района // Матер. III Респ. науч. конф. Баку, изд-во БГУ, 2000. С. 57.

2. Аббасов Н. А. Особенности образование и закономерности размещения медно-молибден-порфировых месторождения Ордубадского рудного района. Авт. на соискание к.г.-м.н. Баку, 2003. С. 9–18

3. Баба-заде В. М., Рамазанов В. Г., Аббасов Н. А. и др. К золотоносности медно – порфировых руд Ордубадского рудного района // Вест. Бак. ун-та (сер. ест. наук). Баку: изд-во БГУ, 1992. № 2. С. 105–111.

4. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. Москва: Недра, 1986. С. 48–67.

5. Мусаев Ш. Д. Геологические условия формирования и закономерности размещения медно-молибденового орудинения Далидагского района. Автореф. канд. дисс. Баку, 1983. 24 с.

6. Рамазанов В. Г. Медно-порфировая формация Азербайджана. Дисс. на соиск. учен. степ. док. наук. Тбилиси, 1993. С. 23–29.

7. Рустамов М. И. Геодинамика и магматизм Каспийско-Кавказского сегмента. Средиземноморского пояса в фанерозое. Автор. дисс. на соис. уч. ст. доктора г.-м. наук. Баку, 2008.

8. Рамазанов В. Г., Аббасов Н. А. Геологическое строение и особенности размещения эндогенного оруденения Ордубадского рудного района // Горно-геологический научно-технический и производственный журнал. Казахстан, 2005. № 1 (5). С. 7–11

9. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. Ленинград: Недра, 1978. С. 19–26.

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ТЕРМАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ ВЫСОКОАЛМАЗОНОСНОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ): НА ОСНОВАНИИ ДАННЫХ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ ГРАНАТОВ И ХРОМДИОПСИДОВ

А. И. Гудимова, Е. В. Агашева

ИГМ СО РАН, Новосибирск

a.gudimova@g.nsu.ru

Кимберлиты являются одними из немногих природных объектов, содержащих породы литосферной мантии в виде ксенолитов и ксенокристаллов. Важнейшим минералом-индикатором кимберлита является гранат — хромсодержащий пироп, так как он встречается только в кимберлитах. Метод «пироповой съемки» является одним из основных методов в поисковой алмазной геологии [1]. Фундаментальным свойством пироба является реконструкция состава и температурного режима литосферной мантии. Не менее важным для изучения является хромдиопсид, также характерный для кимберлитов, состав которого позволяет оценить тепловое состояние и мощность литосферной мантии.

Архангельская алмазоносная провинция (ААП) расположена в северной части Восточно-Европейской платформы. К настоящему моменту на территории провинции обнаружено более 90 трубок взрыва, которые представлены кимберлитами и родственными основными и щелочно-ультраосновными породами, такими как пикриты, оливиновые мелилиты, базальты и карбонатиты [2]. Трубка им. В. Гриба расположена в центральной части ААП, в Верхотинском поле кимберлитов и оливиновых мелилитов. Особенностью данной трубки является высокая алмазоносность, а также большое количество слабоизмененных ксенокристаллов, ксенолитов мантийных и нижнекоровых пород по сравнению с трубками месторождения им. М. В. Ломоносова [3].

Целью работы являлось: 1) определение соотношения типов пород, участвующих в строении литосферной мантии в районе высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба; 2) выявление

ние основных характеристик высокоалмазоносной литосферной мантии; 3) уточнение глубины нахождения нижней границы литосферной мантии, мощности «алмазного окна» и ее температурного режима.

Методом случайной выборки было отобрано 1059 зерен гранатов и 824 зерна хромдиопсидов. Все зерна гранатов были разделены на 4 цветовые группы: фиолетовые (482 зерна), красные (117 зерен), оранжевые (225 зерен) и красно-оранжевые (235 зерен). Для установления парагенезисов гранатов были использованы классификации Соболева [4] и Грюттера [5], основанные на содержании CaO и Cr_2O_3 (в мас. %) (рис.1). Распределение парагенезисов гранатов для каждой цветовой группы представлено на рис.2. Большая часть зерен (80%) фиолетовых гранатов относится к лерцолитам, из красных гранатов 50% зерен принадлежит к мегакристам, большинство красно-оранжевых гранатов относится к мегакристам (39%) и эклогитам (26%), а оранжевых — к пироксенитам (57%) и эклогитам (31%). Распределение парагенезисов гранатов свидетельствует о том, что литосферная мантия в районе трубки представлена преимущественно лерцолитами (57%) при подчиненном значении дунит-гарцбургитов (12%) и эклогитов (10%) и редкими верлитами (1%). Для трубки отмечается высокий процент гранатов мегакристной ассоциации (20%). Из 1059 зерен только 4% гранатов соответствуют полю «алмазной ассоциации». Эти данные согласуются с полученными ранее для трубки [6].

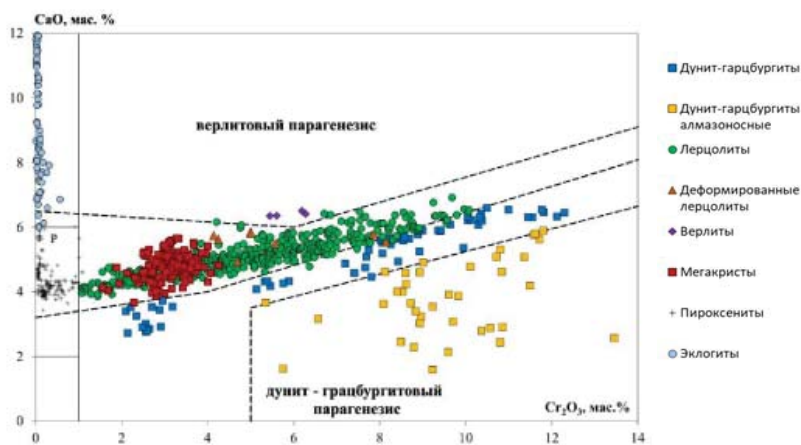


Рис. 1. Графики распределения $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ в гранатах по Соболеву [4] и Грюттеру [5]

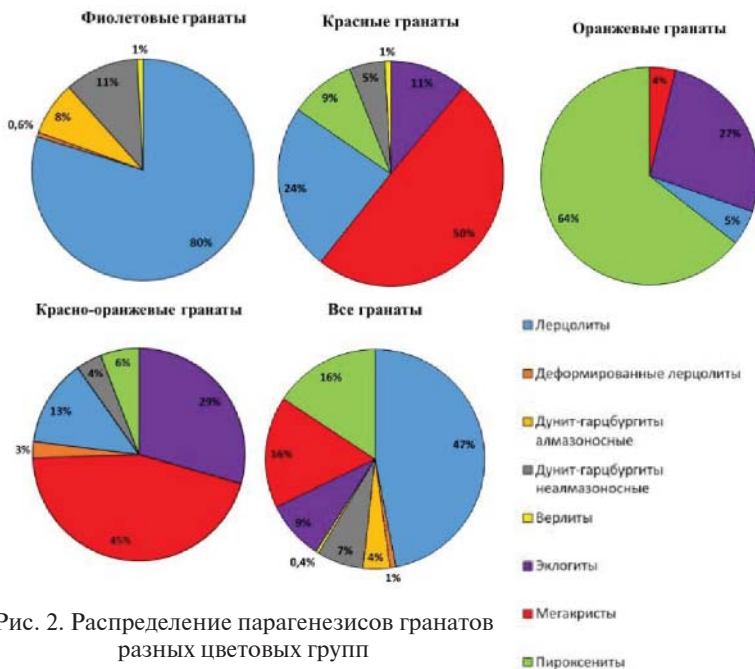


Рис. 2. Распределение парагенезисов гранатов разных цветовых групп

Для оценки температуры гранатов использовались геотермометры Ryan et al. [7] и Canil [8], основанные на распределении Ni между сосуществующими в равновесии гранатом и оливином при одном давлении. На рис. 3 показаны гистограммы распределения T_{Ni} для пиропов. Для установления P – T -параметров хромдиопсидов использовался мономинеральный термобарометр [9]. Для определения корректных значений P – T -параметров к зернам применялся отбор по критериям, указанным в работе Ziberna et al. [10]. Сначала зерна были разделены по парагенезисам: мегагисты, эклогиты, кратонные и внекратонные перидотиты на основании концентраций Cr_2O_3 и Al_2O_3 мас.%. Для зерен, состав которых соответствует кратонным перидотитам, были применены следующие отбраковки: 1) в результате пересчета суммы катионов на 6 атомов кислорода было исключено 190 зерен; 2) 225 зерен хромдиопсидов отброшены из-за низкого содержания Al_2O_3 и MgO ; 3) при расчете отношения $aCr/\#Cr$ еще 204 зерна были исключены. В результате данной сортировки только 55 зерен хромдиопсидов оказались пригодными для применения термометра [9]. Результаты

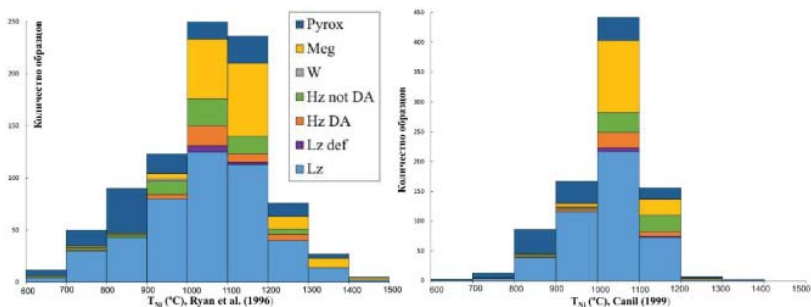


Рис. 3. Гистограммы распределения T_{Ni} парагенезисов гранатов по геотермометрам Ryan et al. [7] (A) и Canil [8] (B)

расчета Р-Т параметров хромдиопсидов представлены на рис. 4. Давление меняется от 28 до 61 кбар, температура - от 709 до 1162 °С. Большинство точек расположено между тепловыми потоками 35 и 40 мВт/м² [11]. Для определения параметра Р гранатов использовался метод проецирования полученных T_{Ni} на геотерму 37 мВт/м²: давление меняется от 31 до 73 кбар, температура от 727 до 1241 °С. Подавляющее большинство зерен расположено в поле стабильности алмаза. Хромистость #Cr гранатов положительно коррелирует с глубиной; с увеличением глубины #Mg гранатов увеличивается примерно на 0,2–0,3 на каждые 20 км.

Полученные данные позволяют охарактеризовать разрез литосферной мантии: лерцолиты и пироксениты представлены на

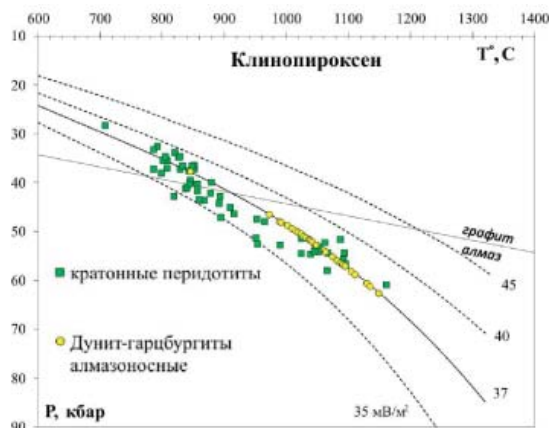


Рис. 4. Р–Т параметры равновесия хромдиопсидов и дунит-гарцбургитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба по [9]

всем участке от 50 до >200 км; не алмазоносные гарцбургиты — от 100 до 200 км; алмазоносные гарцбургиты диагностируются исключительно в поле устойчивости алмаза в интервале глубин от 140 до 190 км; деформированные лерцолиты и мегакристы — исключительно в нижней части, глубже 150 км. Нижняя граница литосферной мантии может находиться на глубине 200–210 км. Мощность «алмазного окна» (рис. 4) может варьировать от минимальной 57 км до максимальной 90 км на основании Р-Т расчетов для хромдиопсидов и гранатов соответственно.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда № 20-77-10018.

Литература

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза // Новосибирск: академическое изд-во «Гео», 2010. 650 с.
2. Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третьяченко В.В., Травин А.В., Каргина А.В., Юдин Д.С. Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 607–639.
3. Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В. Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 518–548.
4. Sobolev N. V., Lavrentye Y. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. Contrib. Mineral. Petrol. 1973, 40. P. 39–52.
5. Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. Lithos, 2004, 77. P. 841–857.
6. Shchukina E. V., Agashev A. M., Pokhilenko N. P. Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia. Geosci. Front., 2017, 8. P. 641–651.
7. Canil D. The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances. Contribution to Mineralogy and Petrology. 1999, V.136. P. 240–246.
8. Ryan C. G., Griffin W. L., Pearson N. J. Garnet geotherms: A technique for derivation of P-T data from Cr-pyrope garnets. J. Geophys. Res. 1996, 101. P. 5611–5625.
9. Nimis P., Taylor W. R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. Contrib. Mineral. Petrol. 2000, 139. P. 541–554.

10. Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V. G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia. *Am. Mineral.* 2016, 101. P. 2222–2232.

11. Hasterok D., Chapman D. S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011, 307. P. 59–70.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ВАЛА ГАМБУРЦЕВА И ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

И. И. Даньщикова, И. Л. Ульныров

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

iidanshikova@geo.komisc.ru, ulnyrov_iv@mail.ru

В настоящей работе приведены результаты исследований верхнесилурийских отложений вала Гамбурцева и гряды Чернышева (рисунок).

В соответствии с тектоническим районированием изучаемые территории относятся к структурам первого порядка: Печорской синеклизы и Предуральского краевого прогиба [1].

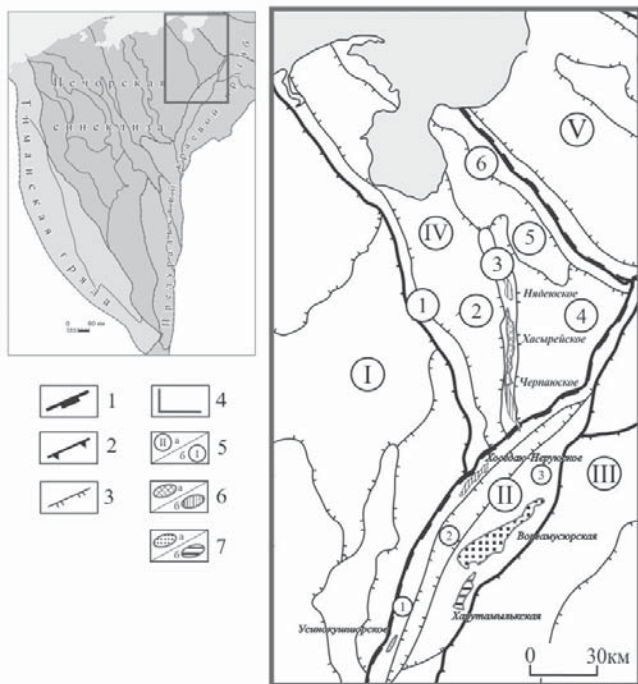
В современной стратиграфической схеме верхнесилурийские отложения разделяются на два отдела: лудлов и пржидоль [2].

Лудловский отдел. Гердьюский надгоризонт. На гряде Чернышева толща сложена переслаиванием вторичных и седиментационных доломитов, известняков, мергелей, зеленоватых и черных аргиллитов. Мощность 82—206 м.

На вале Гамбурцева отложения представлены чередованием доломитов тонко-мелкозернистых, комковатых с редкими глинистыми прослоями и известняков тонкозернистых слоистых, а также доломитами глинистыми слоистыми с единичными раковинами остракод. Мощность варьирует от 117 до 460 м.

Лудловское время характеризуется регрессивной направленностью развития седиментационного бассейна, в котором накапливались лагунные и прибрежно-мелководные образования. Экранирование бассейна в это время рифовым барьером [3] отразилось на развитии фауны, которая имеет крайне бедный родовой и видовой состав.

Пржидольский отдел. Гребенской надгоризонт. На гряде Чернышева толща сложена известняками серыми неравномерно глинистыми, комковатыми с многочисленными и разнообразными органическими остатками. Толща характеризуется мелкомасштабной цикличностью, проявлениями хаотичности течений, распределявших осадки различной природы. Отложения формировались, главным образом, в открытой морской сублитеральной обстановке,



Карта тектонического районирования изучаемого района
(по: [1] с изменениями).

Условные обозначения: 1–3 – границы тектонических элементов: 1 – над-порядковых; 2 – первого порядка; 3 – второго порядка; 4 – район исследований; 5 – номера структур: а – первого порядка, б – второго порядка; 6 – месторождения: а – нефтяные залежи в девонских отложениях; б – нефтяные залежи в силурийских отложениях; 7 – нефтепроявления: а – непромышленные притоки нефти в силуре, б – нефтепроявления в процессе бурения. Структуры первого порядка: I – Хорейверская впадина; II – Гряда Чернышева; III – Косью-Роговская впадина; IV – Варандей-Адзвинская структурная зона; V – Коротайхинская впадина. Структуры второго порядка: гряда Чернышева: 1 – Хоседаюский вал; 2 – Адзвинская депрессия; 3 – Тальбейский блок. Варандей-Адзвинская структурная зона: 1 – Вал Сорокина; 2 – Мореюская депрессия; 3 – Вал Гамбурцева; 4 – Верхнеадзвинская депрессия; 5 – Сарембой-Лекейягинский вал; 6 – Талотинский вал

которая локально замещалась литоральной [4]. Мощность 89—120 м.

На территории вала Гамбурцева отложения надгоризонта представлены доломитами разнозернистыми биокластовыми, известняками полибиокластовыми и биоморфными с глинистыми прослоями, обогащенными терригенной примесью кварца. Состав отложений гребенского надгоризонта характеризует трансгрессивный этап в развитии бассейна седиментации, в котором преобладали обстановки открытого шельфа, мелководно-шельфовые, а также обстановки сублиторали [3]. При этом сублиторальные и литоральные отложения с умеренной динамикой среды прослеживаются по всей площади вала, высокая динамика отмечена только на территориях Нядеюской и реже, в самой кровле на границе с девонской толщей, Хасырейской площадей. Мощность колеблется от 148 до 329 м.

Основные параметры фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) пород-коллекторов гряды Чернышева и вала Гамбурцева приведены в таблице. На гряде Чернышева невысокие ФЕС пород обусловлены интенсивной перекристаллизацией и заполнением пустот новообразованными минералами, которые значительно усложнили строение порового пространства карбонатных пород [6]. Породы-коллекторы вала Гамбурцева, согласно петрофизическим данным по керну скважин, также имеют пониженные значения пористости и проницаемости. Микроскопический анализ показал, что наибольшее распространение имеют межкристаллические либо микротрещинные пустоты, реже фенестровые и пустоты растворения.

Таким образом, проведенные исследования показали, что условия седиментации на гряде Чернышева и на вале Гамбурцева в верхнесилурийское время в целом были схожи. Лудловское время отмечено обмелением бассейна, а начало пржидола знаменовалось резкой трансгрессией морского бассейна. Фациальные обстановки одновозрастных отложений различались лишь локально. Большая часть пород-коллекторов на изучаемых площадях характеризуются низкими фильтрационно-емкостными свойствами. При этом значительную долю в выборке занимают коллекторы с ведущей ролью трещин, меньший объем занимают кавернозные разности.

**Фильтрационно-емкостные свойства верхнесилурийских карбонатных пород
(по: [5] с изменениями и дополнениями авторов)**

Терри- тория	Площадь	Возраст	Пористость, %			Проницаемость, $1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$		
			мин	мак	сред	мин	мак	сред
гряда Чернышева	Заостренская	гердыуский	1,47	6,44	4,09 (9)	н/п*	0,043	0,043 (1)
	Усино-Кушшорская	гердыуский	0,2	8,4	2,8 (8)	0,19	—	0,19 (1)
	Адакская	верхнийсилур	0,2	11,1	1,7 (97)	0,01	10,4	0,9 (43)
	Воргамусюрская	верхнийсилур	0,3	5,8	2,0 (36)	0,02	223,5	28,5 (16)
	Харутамылькская	верхнийсилур	0,8	0,9	0,9 (3)	0,06	0,09	0,07 (2)
вал Гамбурцева	Черпаяуская	гребенской	0,1	10,1	2,6 (61)	0,01	18,4	0,7 (61)
		гердыуский	0,09	6,8	2,5 (17)	0,01	0,01	0,01 (17)
	Хасырейская	гребенской	1,32	13,66	5,7 (5)	0,01	2,39	0,14 (5)
	Нядеюская	гребенской	0,42	2,58	1,25 (10)	0,01	0,01	0,01 (10)

* Примечание: н/п — непроницаемые породы, прочерк — нет данных, в скобках указаны количество образцов.

Литература

1. Белонин М. Д. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения. Санкт-Петербург: Недра, 2004. 396 с.
2. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий / под ред. А. И. Жамойда, Е. Н. Леонтьева. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012, Вып. 41. 48 с.
3. Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.
4. Даныщикова И. И., Майдль Т. В. Литолого-фациальная характеристика гребенского горизонта Тальбейского блока (гряда Чернышева) // Материалы всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления». Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 67—69.
5. Данилов В. Н. Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазоносность. СПб.: Реноме, 2017. 288 с.
6. Даныщикова И. И. Типы пустотного пространства в карбонатных породах силурийского возраста на Усино-Кушшорской и Заостренской площадях // Материалы IV всероссийской молодежной геологической конференции «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий». Уфа: ООО «Альфа-реклама», 2016. С. 287—290.

Т-УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОВ КУЗЬПУАЮСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) ПО МОНАЦИТУ

Ю. В. Денисова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

yulden777@yandex.ru

Благодаря развитию современных технологий появляется множество разнообразных методик, которые на основе изучения акцессорных минералов позволяют решить многие вопросы петрогенезиса. Так, например, разработаны различные минеральные геотермометры, определяющие температурные условия формирования породы по типичным акцессорным индикаторам температур (циркону, апатиту, гранату) [1, 3]. Монацит из гранитов, согласно разработкам Дж. М. Монтеля [11], также может быть использован для выявления температурного режима не только самого минерала, но и породы его содержащей.

Цель настоящей работы — выявление температурных особенностей формирования гранитов Кузьпуаюского массива на основе монацита.

Западный склон Приполярного Урала расположен в наиболее древней периферической части Уральского подвижного пояса, в пределах которой развиты магматические образования различного возраста [7]. Вендско-раннекембрийские интрузии представлены в том числе и гранитами сальнеро-маньхамбовского комплекса (Хаталамба-Лапчинский (северная часть), Кузьпуаюский и Лапчавожский) [6]. Кузьпуаюский массив, находящийся в бассейне руч. Кузьпуаю, представляет собой гранитное тело штокообразной формы, которое прорывает верхнерифейские отложения хобеинской и мороинской свит [5]. Породами массива являются среднезернистые лейкограниты розово-зеленого цвета с массивной грубоплитчатой текстурой с хорошо выраженной тектонической гнейсоватостью [4, 8]. Согласно классификации Б. Чаппела [10], изученные образования являются гранитами А-типа. Монациты Кузьпуаюского массива — это полупрозрачные желтые кристаллы призматического габитуса. Размер зерен находится в диапазоне 0,1—0,2 мм. Содержание монацита в кузьпуаюских гранитах в среднем составляет менее 0,1 г/т [9].

Дж. М. Монтел в ходе многочисленных экспериментов выявил, что температура кристаллизации монацита и образования монацитсодержащей породы зависит от содержания легких редкоземельных, основных элементов и воды в расплаве:

$$\ln(\text{LREE}) = 9,5 + 2,34 \cdot M_{\text{mz}} + 0,3879 \cdot (\text{H}_2\text{O})^{0,5} - 13318/T^{\text{K}},$$

$$\text{LREE} = (\Sigma(\text{REE}_i)/\text{REE})/X_{\text{mz}}, \quad M_{\text{mz}} = 100(\text{Na} + \text{K} + \text{Li} + 2\text{Ca})/(\text{Al} \cdot (\text{Al} + \text{Si})),$$

где REE_i — содержание La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd в расплаве, атом. вес,

REE — суммарное содержание легких редкоземельных элементов в расплаве, атом. вес,

X_{mz} — суммарное содержание легких редкоземельных элементов в расплаве, мол. вес,

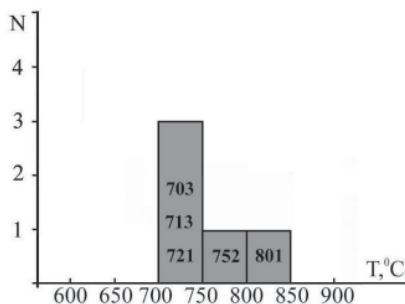
M_{mz} — соотношение катионов,

H_2O — предполагаемое содержание воды в расплаве,

T^{K} — температура, Кельвин.

Проведенные расчеты, основанные на данных химического состава гранитов Кузьпуаюского массива, показали, что кристаллизация фосфата лантаноидов происходила при температурах от 703 до 801 °С и в среднем 738 °С. Согласно гистограмме температур насыщения (рис. 1), основная масса минералов выделилась при температурах от 700 до 750 °С. Учитывая, что монацит в гранитах сальне-ро-маньхамбовского комплекса образуется в завершающую стадию гранитогенеза, можно утверждать, что выявленные показатели характеризуют особенности температурного режима монацитсодержащей породы в поздней магматической стадии.

Таким образом, применение монацитового геотермометра Монтеля к породам Кузьпуаюского массива позволяют сделать вывод, что изученные граниты являются высокотемпературными



Температуры насыщения монацита и монацитсодержащей породы Кузьпуаюского массива

образованиями, что подтверждает ранее сделанные выводы автора, основанные на использовании геотермометра Пюпена-Тюрко [2]. При этом температуры гранитов на завершающей стадии становления массива находились в диапазоне от 703 до 801 °С и в среднем составляли 738 °С.

Литература

1. Денисова Ю. В. Термометрия насыщения циркона, апатита, монацита (Кожимский массив, Приполярный Урал) // Известия Коми научного центра УрО РАН, № 3 (39). Сыктывкар, 2019. С. 25—30. doi: 10.19110/1994-5655-2019-3-47-52.
2. Денисова Ю. В. Температурный режим формирования гранитов Кузпуаюского массива (Приполярный Урал) по циркону // Геологические исследования Урала и Поволжья, № 8, Уфа, 2020, С. 43—45.
3. Денисова Ю. В. Акцессорные геотермометры гранитов // Тенденции развития науки и образования. № 61. Часть 2. Самара. 2020. С. 12—15. doi: 10.18411/lj-05-2020-22.
4. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
5. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско- раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25—38.
6. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит- риолитовой формации // Известия КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2011. Вып. 4 (8). С. 14—19.
7. Соболева А. А. Вулканыты и ассоциирующие граниты Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.
8. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
9. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.- Л.: Наука, 1968. 252 с.
10. Chappel B. W., White A-J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8. P. 173—174.
11. Montel J. M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas // Chem. Geol. 1993. V. 110, P. 127—146.

ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ БИОМАРКЕРЫ В СОСТАВЕ БИТУМОИДОВ СРЕДНЕДЕВОНСКО-НИЖНЕФРАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

А. А. Деревесникова, Д. А. Бушнев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

aaderevesnikova@geo.komisc.ru

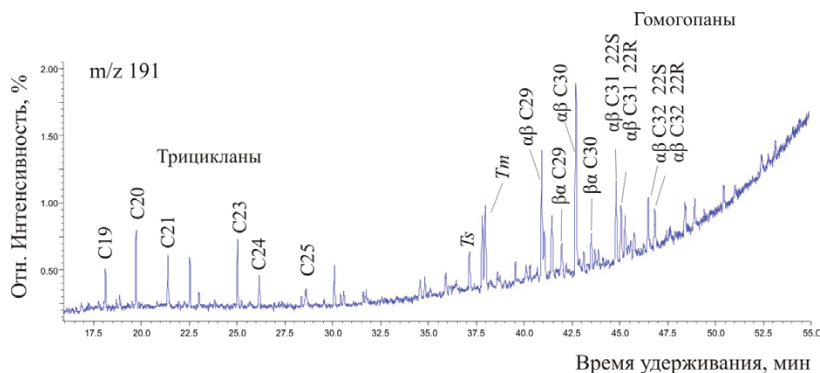
Изучение состава полициклических биомаркеров в составе битумоидов нефтематеринских пород в пределах нефтегазоносной области (НГО) позволяет оценить степень катагенетической зрелости органического вещества (ОВ) и провести его генетическую типизацию. Для такого рода исследования были выбраны образцы кернa скважин трёх месторождений (Вельюское, Тэбукское и Лемъюское), относящиеся к Омра-Лыжской седловине Ижма-Печорской НГО. Изучаемые породы приурочены к терригенному комплексу среднедевонско-нижнефранских отложений [1, 2]. Основное отличие углеводородного (УВ) состава битумоида пород изучаемого комплекса от верхнедевонского [3] заключается в высоком содержании парафинов и низких концентрациях полициклических биомаркеров. Целью работы был анализ состава и распределения полициклических биомаркеров (стеранов, гопанов) битумоидов среднедевонско-нижнефранских отложений Ижма-Печорской НГО.

Методом горячей экстракции из растёртых образцов пород хлороформом был извлечён битумоид (ХБА). Для удаления элементной серы в колбу с экстрактом предварительно добавляли губчатую медь. Полученный битумоид разделяли на более узкие фракции после предварительного осаждения и удаления асфальтенов. Фракционирование ХБА выполняли, используя метод колоночной хроматографии [4]. В насыщенной фракции УВ было обнаружено высокое содержание парафиновых УВ — *n*-алканов, препятствующих идентификации полициклических УВ с существенно меньшими концентрациями. Для повышения концентрации полициклических биомаркеров из насыщенных УВ фракций удалялись *n*-алканы посредством обработки карбамидом по методике [3]. После осаждения кристаллов карбамида и испарения спиртового супернатанта кристаллы экстрагировали дихлорметаном, смесь собирали, под-

сушили и подготавливали для анализа методом хромато-масс-спектрометрии.

Низкая концентрация стерановых УВ, масс-спектры которых характеризуются наличием характеристичных ионов с m/z 217, 218, в некоторых случаях не позволяет идентифицировать отдельные компоненты. Соотношение стеранов C_{27} , C_{28} , C_{29} , определяющее вклад первичной биопродукции в состав ОВ, в целом схоже, но не едино для проб из разных месторождений. Отличительной чертой большинства исследованных образцов битумоида является относительно высокая концентрация метилхолестана (C_{28}) 23–33%. При исследовании битумоидов верхнего девона Тимано-Печорской провинции не встречено образцов с концентрацией метилхолестана выше 25% [5]. Значения коэффициента $20S/20S+20R$, указывающего степень катагенетической зрелости, лежат в диапазоне 0,28–0,44, а значения соотношения $C_{29} \text{ abb}/(\text{abb}+\text{aaa})$ для большинства образцов находятся в пределах 0,42–0,59. Величина обоих параметров указывает на достаточно высокую зрелость ОВ.

Минимальные концентрации стерановых УВ и низкие значения соотношения стераны/гопаны (< 0.40 в данном случае) по мнению авторов [6] могут говорить о терригенном и/или микробиологически переработанном органическом веществе пород. На масс-хроматограммах, построенных по m/z 191, фиксируется гомологический ряд трицикланов и гопанов (рисунок). Концентрации трициклических УВ достаточно высоки, соотношение три/пентацикланы составило 0,19–0,40. Большие концентрации трицикланов (состава $> C_{20}$) могут свидетельствовать о вкладе терригенной



Масс-хроматограмма терпановых углеводородов
в битумоиде Вельюского месторождения

растительности [6] в состав ОВ. Геохимический коэффициент зрелости Ts/Tm лежит в интервале 0,45–0,93, соотношение $22S/22S+R_{C_{32}}$, рассчитанное по гомоганам, составляет 0,54–0,63.

Исследование битумоида в составе керна, отобранного с трёх месторождений Ижма-Печорской НГО, показало наличие во всех образцах повышенного содержания парафинов нормального строения. Благодаря удалению из насыщенной фракции парафинов и концентрированию полицикланов удалось провести анализ УВ стеранового и терпанового строения. Анализ масс-спектров показал однотипность в распределении изученных гомологических серий, выражающуюся в виде высоких концентраций трицикланов, небольшом содержании стеранов. Расчёт геохимических параметров выявил совпадения в распределении отдельных компонентов, свидетельствующие о достаточно высоком уровне зрелости ОВ.

Литература

1. Баженова Т. К., Васильева В. Ф., Климова Л. И., Шапилов А. И., Шиманский В. К., Яковлева (Гембицкая) Л.А. Органическая геохимия Тимано-Печорского бассейна. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2008. 164 с.
2. Колотухин А. Т., Логинова М. П. Нефтегазоносные бассейны России и СНГ. Саратов: Саратовский госуниверситет им. Н. Г. Чернышевского, 2008. 426 с.
3. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С. Нефти и органическое вещество позднедевонских отложений Тимано-Печорского бассейна, сопоставление по молекулярным и изотопным данным // Нефтехимия. 2015. Т. 55. № 5. С. 375–382.
4. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Валяева О. В., Деревесникова А. А. Геохимия нефтей позднего девона Тимано-Печорского бассейна // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3-4. С. 410–422.
5. Бушнев Д. А. Особенности состава биомаркеров битумоида и продуктов пиролиза керогена отложений верхнего девона Печорского бассейна // Нефтехимия. 2002. Т. 42. №5. С. 3–18.
6. Peters K. E., Walters C. C., Moldowan J. M. The Biomarker Guide. 2nd Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 1155 p.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТРЕТЬЕГО ГОДА МОНИТОРИНГА РАДОНА В ПРЕДЕЛАХ ЧЕТДИНСКОЙ АНОМАЛИИ

Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин, А. Ш. Магомедова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

yeezimova@geo.komisc.ru; udoratin@geo.komisc.ru

Многочисленные исследования показывают, что природное излучение является основным источником облучения населения и составляет около 70% всей суммарной дозы естественного радиоактивного фона. Среди всех природных источников ионизирующего излучения более 40 % приходится на долю радона и его продуктов распада. Всемирной организацией здравоохранения радон был признан второй по значимости после табакокурения причиной возникновения онкологических заболеваний легких. В большинстве развитых стран, в том числе и в России, принимаются национальные программы по изучению и снижению вредного воздействия радона на здоровье людей [2, 3, 6].

По результатам геофизических исследований в 2018 г. вблизи д. Четдино Корткероского района была выявлена радоновая аномалия, эпицентр которой располагается на расстоянии 1,5 км от населенного пункта [4]. По результатам детальных исследований 2020 г. удалось оконтурить радоновую аномалию. Одновременно с площадной радоновой съемкой осуществлялся непрерывный мониторинг почвенного радона в эпицентре аномалии, благодаря которому удалось выявить закономерности изменения объемной активности радона (ОАР) в разное время суток и корреляцию с метеопараметрами, такими как температура, влажность и атмосферное давление [1].

В 2021 г. мониторинг радона в пределах Четдинской аномалии выполнялся в летний и осенний периоды. В период с 01.06.2021 по 04.06.2021 измерения ОАР осуществлялись днем, в солнечную погоду. Температура изменялась от 7 °С в ночное время суток до 27 °С — в дневные часы. Влажность почвенного воздуха варьировалась в диапазоне 20–36 %, атмосферное давление — в пределах 749–760 мм.рт.ст. Показатели ОАР в эпицентре аномалии колебались в диапазоне 2000–6000 Бк/м³. Как показывают исследования авторов [5], минимальные концентрации радона регистрируются в дневные часы, когда температура достигает максимума, наибольшие показатели отмечаются в ночное время суток (рис. 1).

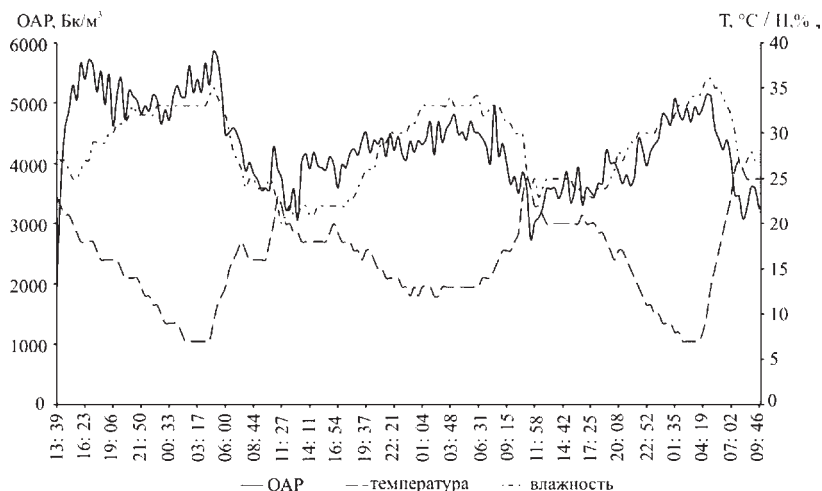


Рис. 1. Корреляция динамики радона и метеопараметров в эпицентре аномалии (ПН 7) в период с 01.06.2021 по 04.06.2021

Площадные исследования предполагали трехкратные измерения на каждом пункте наблюдения (ПН) без продувки системы окружающим воздухом. В результате выделилась аномалия неправильной формы, объединяющая три области с высокими концентрациями радона, где ОАР достигает 3000–4200 Бк/м³.

В осенний период, с 15.09.2021 по 17.09.2021 выполнялись только площадные измерения ОАР по пунктам наблюдения. В качестве примера на рис. 2 представлены схемы изолиний Четдинской радоновой аномалии по данным трех измерений. На схемах отчетливо выделяется изометричная аномалия с размерами 1,5×1,5 км. В эпицентре (ПН 7) аномалии концентрация радона составляет 1600–4700 Бк/м³.

По итогу трехлетних наблюдений сделаны следующие выводы:

1. Вблизи д. Четдино Корткероского района выявлена и описана радоновая аномалия.
2. Размер и форма аномалии изменяются во времени, но эпицентр остается на одном месте.
3. Показатели объемной активности радона в эпицентре аномалии на протяжении трех лет держатся на уровне 3800–4700 Бк/м³.
4. Концентрация почвенного радона в ее эпицентре подвержена суточной динамике и варьирует от 2000–3000 Бк/м³ в дневное время, до 10000–12000 Бк/м³ – в ночные часы.

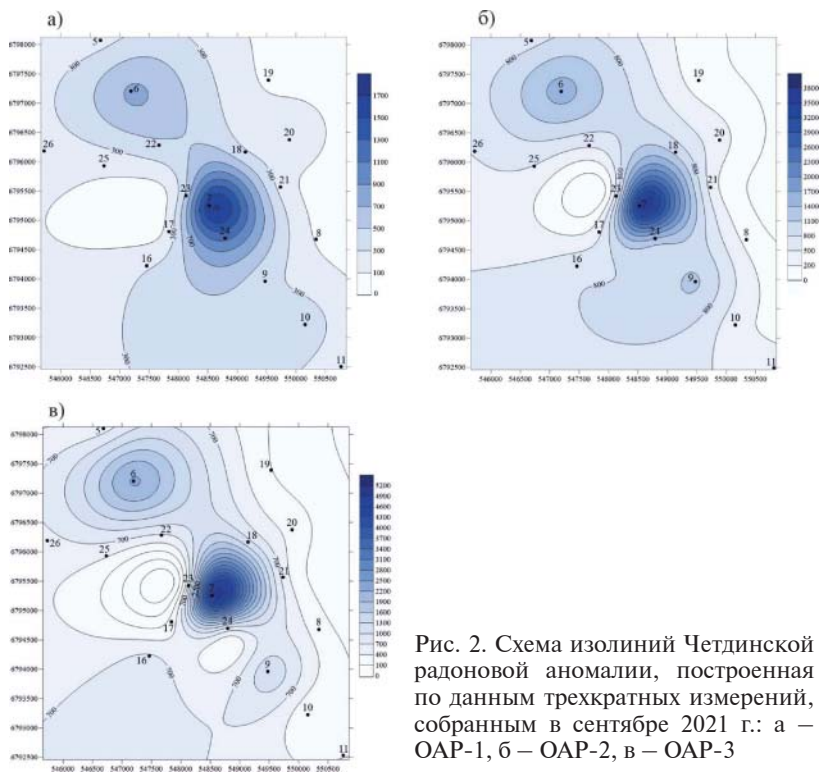


Рис. 2. Схема изолиний Четдинской радоновой аномалии, построенная по данным трехкратных измерений, собранным в сентябре 2021 г.: а – ОАР-1, б – ОАР-2, в – ОАР-3

5. Суточный мониторинг показал, что величина ОАР в центре аномалии держится на одном уровне независимо от времени года.
6. В период исследований отмечалась обратная зависимость между концентрацией радона и температурой воздуха, а также прямая зависимость с влажностью.
7. Влияние атмосферного давления на поток почвенного радона при краткосрочных исследованиях не выявлено.

Литература

1. Езимова Ю. Е., Магомедова А. Ш., Удоратин В. В. Радоновая аномалия вблизи с. Четдино Республики Коми. Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 29-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 2020. С. 21–23.

2. Карпин В. А. Современные экологические аспекты естественной эманации изотопов радона: обзор литературы // Экология человека. 2020. № 6. С. 34–40. DOI: 10.33396/1728-0869-2020-6-34-40

3. Никифоров Д. В., Межова Л. А., Кульнев В. В., Луговской А. М., Никанов А. Н., Кизеев А. Н., Репина Е. М. Здоровье населения радоноопасных территорий // Экология человека. 2019. № 1. С. 40–50.

4. Удоратин В. В., Магомедова А. Ш., Езимова Ю. Е. Локальная радоновая аномалия в зоне Вычегодско-Локчимского разлома // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2019. №1(37). С. 76–82. DOI 10.19110/1994-5655-2019-1-76-82

5. Удоратин В. В., Езимова Ю. Е., Магомедова А. Ш. Методика измерений объемной активности радона для платформенных областей // Физика Земли. 2020. № 4. С. 132–143.

6. Ярошенко И. В. Радон как фактор облучения населения России // Биосферная совместимость: человек, регион, технологии. 2017. № 2(18). С. 108–116.

ONLINE-МОНИТОРИНГ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РУД НА ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ КОНВЕЙЕРАХ ЖЕЗКАЗГАНСКИХ ОБОГАТИТЕЛЬНЫХ ФАБРИК

З. Т. Абдрахманова¹, А. Н. Кан¹, Р. В. Юн¹, С. А. Ефименко¹, Д. В. Макаров²

¹ ТОО «Корпорация Казахмыс», Жезказган, Казахстан,
serg_yef@mail.ru

² Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского
научного центра РАН, Апатиты, Россия, *mdv_2008@mail.ru*

ТОО «Корпорация Казахмыс» (Kazakhmys LLC) – флагман цветной металлургии Казахстана. Это вертикально-интегрированный холдинг, ключевые активы которого сосредоточены в горнодобывающей отрасли и цветной металлургии.

Шахты и карьеры трех промышленных площадок (ПО «Жезказганцветмет», ПО «Балхашцветмет» и ПО «Карагандацветмет») разрабатывают месторождения медьсодержащих полиметаллических руд очень сложного вещественного состава: Жезказган, Жаман-Айбат, Жиландинская группа (Итауз, Восточная Сарыоба, Западная Сарыоба, Кипшакпай, Карашошак), Конырат, Саякская группа, Шатырколь, Нурказган, Абыз, Акбастау, Кусмурын.

Добычные работы ведутся на флангах рудных залежей. Содержания меди в руде постоянно снижаются. В такой ситуации как никогда необходим жесткий и эффективный online-мониторинг содержаний меди в товарной руде (задача № 1).

Экономические потери от снижения содержаний меди в руде частично компенсируются попутной добычей серебра, что требует эффективного online-мониторинга содержаний серебра в товарной руде (задача № 2).

Только решив обе обозначенные задачи, можно рассчитывать на создание эффективной системы оперативного управления качеством добываемых медьсодержащих руд и попутной добычи серебра в ТОО «Корпорация Казахмыс».

Для эффективного решения задач № 1 и № 2 необходимы современные аппаратные средства online-мониторинга содержания меди и серебра в добываемых рудах, а также новейшее методи-

ческое и программное обеспечение к этим средствам.

В настоящее время шахты, карьеры и обогатительные фабрики ТОО «Корпорация Казахмыс» оснащены современными средствами online-контроля химического состава добываемых руд, руд, подготавливаемых к отработке и перерабатываемых руд. Базовым методом online-мониторинга химического состава руд является рентгенофлуоресцентный метод (РФМ). РФМ применяется с 1971 года. В настоящее время online-мониторинг химического состава руд ведется по трем основным направлениям: рентгенофлуоресцентное опробование (РФО) руд по стенкам забоев и руд в отбитой горной массе с помощью носимых энергодисперсионных рентгенофлуоресцентных (EDXRF) спектрометров РПП-12, РПП-12П и РПП-12Т; рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) истертых геологических и технологических проб с помощью EDXRF лабораторных спектрометров РПП-21Т; РФО руд на технологических конвейерах обогатительных фабрик и подземных рудников с помощью EDXRF рудоконтролирующих станций (РКС) РЛП-21Т.

Многолетним (с 1998 г.) поставщиком EDXRF спектрометров для ТОО «Корпорация Казахмыс» является ТОО «Аспап Гео» (г. Алма-Ата). Фирма обеспечивает не только поставку высококонкурентной и надежной аппаратуры, но и славится высокой оперативностью и качеством сервисных и ремонтных услуг.

Предметом данной статьи является направление «РФО руд на технологических конвейерах обогатительных фабрик и подземных рудников с помощью EDXRF РКС РПП-21Т». Решаемая задача: организация эффективного online-мониторинга содержаний Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe и объемов этих металлов в рудах, направляемых шахтами и карьерами на обогатительные фабрики за смену, сутки и с начала месяца, для своевременного внесения коррективов в процессы добычи и отгрузки руд и металлов. Такой online-мониторинг должен стать также эффективным инструментом пропорционального и максимально точного распределения сливного металла между поставщиками руды.

Заявленные к решению задачи представляются очень сложными. Если по Cu, Pb и Zn имелись примеры успешного online-мониторинга с помощью РКС содержаний этих элементов в рудах на технологических конвейерах, то примеры online-мониторинга содержаний серебра от 1+ г/т (а именно такой уровень может обеспечить эффективное управление попутной добычей серебра) полностью отсутствовали.

Перечислим несколько основных, крайне неблагоприятных для РКС любой конфигурации, факторов, которые отрицательно влияют на точность online-мониторинга химического состава руд на Cu и Ag на входных технологических конвейерах обогачительных фабрик Казахмыса: переменная крупность (от 1–2 до 300 мм) кусков руды; низкие средние содержания серебра в рудах (Жезказган — 15 ppm, Конырат и Нурказган — 2–3 ppm); грязь и пыль на поверхности кусков руды; неравномерность заполнения ленты конвейера рудой; смещение ленты относительно оси конвейера; присутствие в материале конвейерной ленты цинка в количествах от 2 до 4 %.

Анализ литературных источников показал: в цветной металлургии отсутствуют примеры эффективного решения задачи online-мониторинга руд класса крупности — 300 мм и содержаниями серебра и кадмия от 1+ г/т любыми физическими методами на технологических конвейерах с помощью подвешиваемых РКС.

Мировой рынок РКС весьма насыщен и многообразен — это: EDXRF РКС; РКС на гамма-нейтронно-активационного методе анализа (PGNAA); РКС на базе БИК (ближней инфракрасной) спектроскопии; РКС на базе спектроскопии лазерно-индуцированного пробоя (LIBS).

В результате, в качестве базовой была выбрана EDXRF РКС РЛП-21Т (ТОО «Аспап Гео», г. Алматы), которая изначально проектировалась под задачу определения низких (1+ г/т) содержаний серебра. В РКС применены самые современные рентгеновские трубки, кремниевые дрейфовые детекторы (SDD), новейшая высокоскоростная электроника и мощное программное обеспечение, что в совокупности позволило уверенно выйти на уровень определения содержаний серебра и кадмия от 1+ г/т. Такой вывод был сделан по результатам стендовых исследований на эталонных порошковых и мелкодробленых пробах, выполненных на ЖОФ-1 и ЖОФ-2.

Практическое решение задач направления было реализовано в два этапа: 1) ЖОФ-1 и ЖОФ-2; 2) БОФ, Карагайлинская ОФ (КОФ), Нурказганский подземный рудник (НПР). Обсудим результаты исследований только первого этапа

На ЖОФ-1, 2 поступает руда с шахт и карьеров, разрабатывающих однотипные месторождения медистых песчаников Жезказган, Жаман—Айбат и Жиландинской группы. В рудах этих месторождений содержания серебра составляют 15 г/т.

После проведения полного цикла стендовых исследований и исследований непосредственно на конвейерах, РКС РЛП-21Т были запущены в работу: в октябре 2016 года на конвейере №1Т ЖОФ-2 (рис. А, слева); в январе 2017 года — на конвейерах №2Т ЖОФ-2 (рис. А, справа) и №1А ЖОФ-1 (рис. В, справа), а августе 2019 года — на конвейере №1 ЖОФ-1 (рис. В, слева). Элементы мониторинга: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe.



А. ЖОФ-2. Конвейеры №1Т и №2Т

В. ЖОФ-1. Конвейеры №1 и №1А

EDXRF РКС РЛП-21Т на конвейерах ЖОФ-1 и ЖОФ-2

Оптимальной признана следующая процедура измерений: единичные измерения (1 сек) выполняются одно за другим (это позволило контролировать небольшие (до 0,69 т) порции руды и, следовательно, более точно определять средние содержания элементов по составам); содержания: Cu, Pb, Zn и Fe рассчитываются, как среднее из 20 единичных измерений; Ag, Cd и Mo — как среднее из 40 единичных измерений.

О точности работы РКС РЛП-21Т на Cu и Ag (сравнение с данными слива классификатора ЖОФ-2) с начала эксплуатации РКС РЛП-21Т можно судить из таблицы.

Преимущества новой технологии online-мониторинга: резкое повышение оперативности контроля за качеством рудного сырья; исключение трудоёмких процессов отбора проб, доставки проб к местам пробоподготовки и химического анализа; повышение достоверности результатов мониторинга за счет непрерывного режима опробования потока руды; немедленная реакция на изменение качества рудного сырья по шахте (карьеру) путем корректировки процесса отгрузки руды с шахт на фабрики; полное исключение влияния «человеческого фактора» на результаты опробования руды. Кроме этого, пункты опробования ОТК на конусных дробилках: ККД 800/160 (ЖОФ-1), ККД 1500/180 (ЖОФ-2) были полностью ликвидированы.

Сходимость данных РКС РЛП-21Т и слива ЖОФ-2
на конвейерах №1Т и №2Т

Год, месяц	Медь, %				Серебро, г/т			
	Слив	РКС	Δ	σ, %	Слив	РКС	Δ	σ, %
2017	0,777	0,783	-0,006	0,82	12,387	12,784	-0,180	1,430
2018	0,832	0,839	-0,007	0,860	11,158	12,011	-0,853	7,640
2019	0,820	0,813	0,007	0,910	12,828	13,004	-0,175	1,370
2020	0,812	0,803	0,010	1,200	14,494	14,157	0,338	2,330
1	0,807	0,771	0,036	4,461	15,713	14,955	0,758	4,824
2	0,795	0,773	0,022	2,767	14,720	14,236	0,484	3,288
3	0,782	0,762	0,020	2,558	13,338	13,694	-0,356	-2,669
4	0,760	0,742	0,018	2,368	12,347	13,205	-0,858	-6,949
5	0,767	0,771	-0,004	-0,522	12,125	13,100	-0,975	-8,041
2021	0,782	0,764	0,018	2,352	13,649	13,838	-0,189	1,388

Литература

1. Nigmatulin A., Abdrakhmanova Z., Kan A., Efimenko S., Makarov D. Online X-ray fluorescence monitoring of coarse ore for silver at the process conveyors at Kazakhmys Corporation LLC // Journal of the Polish Mineral Engineering Society (Inzynieria Mineralna). 2020. № 1 (45). V. 2. P. 145–148. [doi: 10.29227/IM-2020-01-56](https://doi.org/10.29227/IM-2020-01-56).

МИНЕРАЛОГО-МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРОТАЕЖНЫХ ПОЧВ НА СРЕДНЕ-ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ ТИМАНА

Е. В. Жангуров

ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

zhan.e@mail.ru

Особенности почвообразования и выветривания на элюво-делювии магматических пород средне-основного состава (долериты, базальты) на Среднем Тимане к настоящему времени исследования недостаточно. Литературные данные по характеристике данных почв единичны [1, 2], отсутствуют данные по минералогическому составу песчаных фракций, макро- и микроморфологическому строению, что не позволяет в полной мере оценить особенности генезиса и проявления элементарных процессов почвообразования и сравнить эти почвы с литературными данными.

Целью данной работы явилось исследование минералого-микроморфологических особенностей строения почв Среднего Тимана, формирующихся на магматических породах средне-основного состава.

Минералогический состав исследован в петрографических шлифах пород и почвенных шлифах, изготовленных из ненарушенных микромолитов основных генетических горизонтов, а также в крупнопесчаных фракциях (1.0–0.25 мм) иммерсионным методом. Микроморфологические исследования были проведены по классическим методикам с использованием минералогического микроскопа нового поколения Olympus BX51 с цифровой камерой Olympus DP26. Для диагностики отдельных зерен минералов был применен сканирующий электронный микроскоп JEOL 6610 LV с энергодисперсионным микроанализатором элементного состава INCA Xact фирмы Oxford Instruments (Институт географии РАН, г. Москва).

Район исследований расположен в северотаежной подзоне тайги на Среднем Тимане, в бассейне верхнего течения р. Вымь (разрез 34-Ж; 64° 19' с.ш.; 51° 08' в.д.), р. Печорская Пижма (разрез 1-Ж; 64° 50' с.ш.; 51° 26' в.д.). Объектами исследования явились 2 типа почв, сформированных (а) на древних гидротермально переработанных

основных породах — на элювиальной коре выветривания базальтов (почвенный разрез 1-Ж) и (б) на элюво-делювии базальтов и долеритов с небольшой примесью кислого аллохтонного ледникового материала (разрез 34-Ж). Морфологический профиль сравниваемых почв характеризуется высокой щебнистостью и закономерным возрастанием количества и размеров обломков пород вниз по профилю (до 60-80% на глубине 40—45 см в горизонте ВС-С).

В разрезе 1-Ж минеральный состав пород представлен основными плагиоклазами, пироксеном, магнетитом, которые в разной степени подверглись вторичным (постмагматическим) изменениям. В микроморфологических шлифах во всех почвенных горизонтах были обнаружены в большом количестве мелкочешуйчатые светло-зеленые или желто-бурые плеохроирующие агрегаты глинистых минералов. Проведенная диагностика этих агрегатов при микроморфологическом анализе показала, что по кристаллооптическим свойствам их можно отнести к двум типам полиминеральных глинистых образований: к иддингситу и боулингиту. Иддингсит в шлифах диагностируется как яркоокрашенное красновато-коричневое или красновато-бурое вещество листовато-волокнистого строения, обычно образующее псевдоморфозы по оливинам. Боулингит в шлифах характеризуется как зеленоватый волокнистый агрегат и состоит из смектита и хлорита с примесью слюды и кварца. Применение сканирующего электронного микроскопа с энергодисперсионным микроанализатором элементного состава выявило, что по химическому составу боулингит отличается от иддингсита более высоким содержанием алюминия и магния и более низким содержанием железа.

Для почв, сформированных на средне-основных породах с небольшой примесью дальнеприносного кислого моренного материала, в микроморфологическом строении горизонтов характерно большое количество сильно разрушенных, трещиноватых и выветрелых фрагментов долеритов с сохранившимися лейстами плагиоклазов. Выветрелость этих обломков не является результатом современного внутрипочвенного выветривания, а унаследована от древней гидротермальной проработки основных пород.

Таким образом, внутрипочвенное выветривание пород сводится главным образом к дезинтеграции (растрескиванию, дроблению) грубообломочного материала на составляющие минералы и освобождению из «минералов-контейнеров» глинистого материала — продукта догипергенного происхождения. Выявлено, что в по-

чвах Среднего Тимана степень выраженности физического выветривания обломочного материала зависит от его петрографического состава и структуры.

Литература

1. Горячкин С. В., Макеев А. О. Направления таежного почвообразования: спектр мезоморфных почв Европейского Севера // Почвообразование и выветривание в гумидных и семигумидных ландшафтах. М.: Изд-во Ин-та географии РАН. 1991. С. 8—72.
2. Жангуров Е. В., Тонконогов В. Д., Забоева И. В. Автоморфные почвы Среднего и Южного Тимана // Почвоведение. 2008. № 12. С. 1413—1422.

МОРФОЛОГИЯ, ОСАДКИ И ПИОНЕРНЫЕ РАСТИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ)

О. А. Журавлева

КГТУ, Калининград

mr.qwow1337@yandex.com

Рассматриваемый участок расположен на северо-востоке Самбийского полуострова (Калининградская область), у основания Куршской косы, в районе г. Зеленоградск (рис. 1). Побережье Балтийского моря в этом районе отмелое, характеризуется, преимущественно, аккумулятивным режимом [3, 4].

Характеристика геологического строения приводится по Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) территории листа N-34 [1]. Четвертичные (мезозойские и кайнозойские) образования представлены калиновской свитой позднемелового возраста. Она сложена мергелями кремнистыми алевритовыми, глауконит-кварцевыми с прослоями алевролитов, песчаников и опок. Мощность свиты до 133 м. На дневную поверхность свита не выходит, перекрыта мощным чехлом четвертичных образований. Четвертичные образования на прибрежной суше представлены голоценовыми лимнием и маринием, сложенными песками, супесями и алевропелитовыми илами (мощность до 10 м). В прибрежной зоне акватории четвертичные образования представлены основной мореной куршской толщи (супеси и суглинки валунные мощностью до 35 м). Современные донные осадки прибрежной зоны сложены средне- и мелкозернистыми песками. Коса и современное положение береговой линии сформировались в голоцене, менее 4500 лет назад [2].

Задачи данной работы:

- характеристика рельефа прибрежной зоны, состава поверхностных осадков и их химических свойств;
- характеристика распределения и состава растительности, произрастающей в прибрежной зоне, и оценка ее роли в закреплении современных прибрежных осадков.

Материал для данной работы был собран на побережье Балтийского моря восточнее г. Зеленоградск (рис. 1). На изучен-

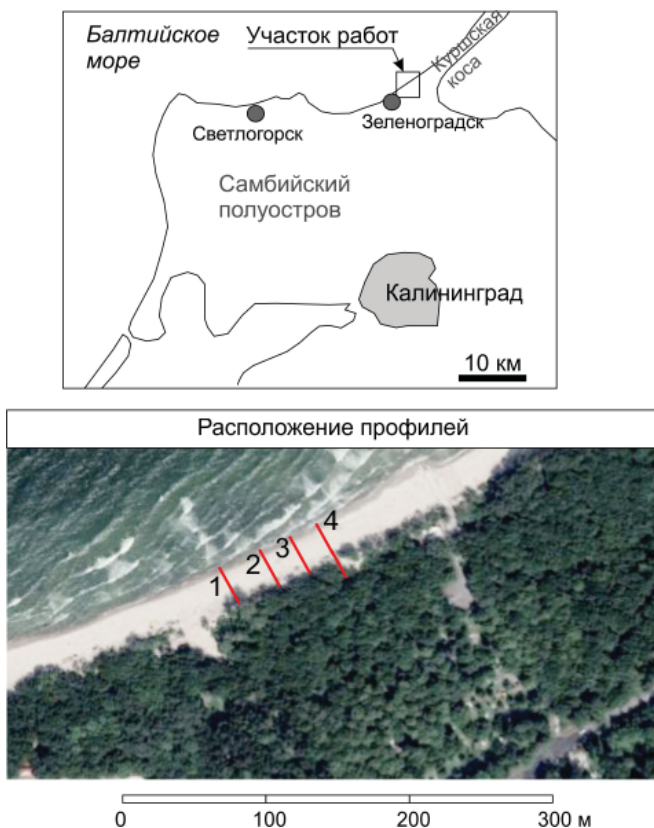


Рис. 1. Схемы расположения участка работ и фотограмметрических профилей на нем

ном участке (протяженность вдоль берега около 100 м) были проведены высокоразрешающие фотограмметрические съемки профилей пляжа, определен преобладающий гранулометрический и минеральный состав современных осадков, измерена рН водных вытяжек из приповерхностного (“почвенного”) слоя осадка, определен видовой состав и экологическая специализации растительности. Фотограмметрические работы осуществлялись с помощью сканера LiDAR (iPad 2020) и приложения 3Dscan. Результаты обрабатывались в программе трехмерного моделирования Rhinoceros v.6. Актуальная кислотность приповерхностного слоя осадков (2–3 см) определялась в водной вытяжке в соответствии с ГОСТ 26423-85. Вытяжка готовилась при соотношении осадок/дистиллирован-

ная вода 1/5. После добавления воды проба встряхивалась вручную в течение трех минут. Затем часть суспензии сливалась в стакан, в который погружался электрод рН-метра. Значения определялись с точностью 0,1 рН. Калибровка рН-метра осуществлялась раствором с рН=6,68.

На полученных профилях береговой зоны выделяются следующие элементы (рис. 2):

Супралитораль (зона заплеска обычных волн) с углом склона около 3–5°. Поверхностные осадки сложены песком кварцевым среднезернистым с редкими гальками.

Береговой вал (зона заплеска штормовых волн) морфологически слабо выражен. В поверхностном осадке преобладает песок кварцевый мелко-среднезернистый с гравием и галькой (до 5–7%).

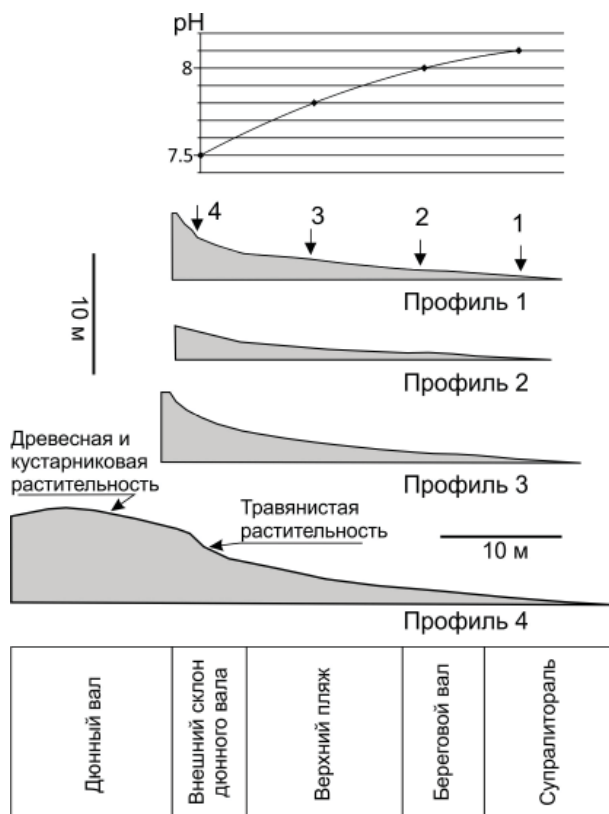


Рис. 2. Рельеф береговой зоны и распределение рН приповерхностного слоя осадка

Верхний пляж характеризуется углом наклона 4–7°. Поверхностные осадки представлены песком кварцевым мелко-среднезернистым.

Дюнный вал шириной 15–20 м и высотой над уровнем моря 7–10 м. Сложен песками средне-мелкозернистыми с разнонаправленной косой слойчатостью. На вершине вала присутствует мало-мощный (до 10–15 см) гумусовый слой. Внешний склон характеризуется углами до 40–50°. В местах разрушения дюнного вала склон выполаживается до 7–15°.

Актуальная рН приповерхностного осадка закономерно снижается от супралиторали (8.1, близко к рН воды в Балтийском море) к внешнему склону дюнного вала (7.5) (рис. 2). Гумусовый слой появляется только на вершине дюнного вала. Растительность на супралиторали и пляже отсутствует. Передовой склон дюны заселен такими травянистыми формами, как крестовник обыкновенный (*Senecio vulgaris*), чина приморская (*Lathyrus maritimus*), звездчатка средняя (*Stellaria media*), морская горчица балтийская (*Cakile baltica*), язвенник приморский (*Anthyllis maritima*), осока песчаная (*Carex arenaria*). На вершине и тыловом склоне дюны произрастают такие древесные формы, как ольха чёрная (*Alnus glutinosa*), ива волчниковая (*Salix daphnoides*), реже сосна чёрная (*Pinus nigra*) и сосна горная (*Pinus mugo*).

Пионерное растительное сообщество, заселяющее передовой склон дюнного вала, представлено формами, приспособленными к слабощелочным засоленным почвам с высокой подвижностью субстрата. Это сообщество не успевает сформировать полноценный почвенный слой и лишь препятствует быстрому разрушению передового склона дюнного вала. Своей корневой системой эти травянистые растения укрепляют внешний склон дюнного вала и препятствуют его эрозии. Чина приморская, благодаря её мощной корневой системе, является особенно эффективной в укреплении подвижных дюн. В местах отсутствия растительности склон подвержен оползням и эрозии. Распространению растений на пляж препятствует подвижность грунта за счет воздействия штормовых волн и ветра, а также высокая щелочность потенциального почвенного слоя. Основу сообществ, эффективно закрепляющих осадки, составляет древесная и кустарниковая растительность на вершине и тыловом склоне дюнного вала. В местах отсутствия растительности дюнный вал разрушается. Однако абразии современного берега и береговому переносу материала растительность на дюнах не препятствует.

Литература

1. Лукьянова Н. В., Богданов Ю. Б., Васильева О. В., Варгин Г. П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-(34) — Калининград. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011.
2. Сергеев А. Ю. Палеогеографическая реконструкция района Куршской косы в позднем неоплейстоцене—голоцене // Региональная геология и металлогения. № 62. 2015. С. 34—44.
3. Хабидов А. Ш., Жиндарев Л. А., Марусин К. В., Федорова Е. А. Современная динамика морского берега Куршской косы в границах российского сектора юго-восточной Балтики // Геоморфология. № 1. 2013. С. 90—95.
4. Януконис З. А. Долгосрочные изменения надводной части отмелого песчаного берега юго-восточного сектора Балтийского моря // Вопросы динамики берегов и палеогеографии Балтийского моря. Сб. статей. Т. 1, ч. 1. Вильнюс, 1990. С. 39—51.

ОСОБЕННОСТИ ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ РАСПЛАВНЫХ ИМПАКТИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (ПАЙ-ХОЙ)

А. А. Зубов, Т. Г. Шумилова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

aazubov@geo.komisc.ru

Расплавные импактиты — это продукты наивысшей степени ударного преобразования пород мишени. Они формируются в ходе импактного события за счет плавления пород мишени и солидификации импактного расплава, образуя различные по фациальной позиции и размерам тела [1]. Согласно современной международной классификации, расплавные импактиты разделяются на разновидности по количеству содержащейся в них обломочной компоненты: чисто расплавные (без обломков), бедные обломками и богатые обломками (соответственно — *clast-free*, *clast-poor*, *clast-rich melt rocks*) [2]. При этом, фазовое состояние расплавной части данных импактитов остается не определенным в классификации. В связи с этим была поставлена задача определения особенностей фазового состояния расплавной компоненты импактитов на примере расплавных пород Карской астроблемы.

Среди импактитов расплавного ряда Карской астроблемы в качестве объектов изучения нами выделены: массивные тагамиты (соответственно международной классификации — *melt rocks*), жильные УНРПТ (*Ultra high pressure high temperature*) стекла с коэситом [1, 3] и фрагменты расплавного импактита из зювита. На основании комплексных данных, полученных методами оптической микроскопии, рентгенодифракционного анализа и электронной микроскопии установлено, что данные разновидности импактитов существенно различаются между собой по содержанию кристаллической компоненты. С помощью рентгенофазового дифракционного анализа [4, 5] для выделенных разновидностей импактитов определены процентные соотношения аморфной и кристаллической фаз. Установлено, что тагамиты характеризуются высокой степенью кристалличности — до 90%. Кластогенные образования содержат не более 10% аморфной компоненты или являются полностью кристаллическими. Жилоподобные тела характеризуются значительным содержанием аморфной фазы — 40–50 % и более.

На основе проведенных исследований можно сделать вывод, что фазовое состояние импактитов расплавленного ряда, по всей видимости, определяется особенностями скорости остывания, вещественного состава и объема расплава, формирующего конкретные тела.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90065.

Литература

1. Shumilova T. G., Zubov A. A., Isaenko S. I., Karateev I. A., Vasiliev A. L. Mysterious long-living ultrahigh pressure or secondary impact crisis // Scientific Reports. 2020. V. 10. 2591. doi: 10.1038/s41598-020-59520-3.
2. Stöffler D., Hamann C., Metzler K. Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system // Meteoritics & Planetary Science. 2018. V. 53. № 1. P. 5–49.
3. Shumilova T. G., Lutoev V. P., Isaenko S. I., Kovalchuk N. S., Makeev B. A., Lysiuk A. Yu., Zubov A. A., Ernstson K. Spectroscopic features of ultrahigh-pressure impact glasses of the Kara astrobleme // Scientific Reports 8. 2018. 6923. DOI: 10.1038/s41598-018-25037-z.
4. Rowe M. C., Ellis B. S., Lindeberg A. Quantifying crystallization and devitrification of rhyolites by means of X-ray diffraction and electron microprobe analysis // American Mineralogist. 2012. V. 97. P. 1685–1699.
5. Исаенко С. И., Макеев Б. А., Шумилова Т. Г. Особенности исследований структурно-фазового состояния импактных стекол Карской астроблемы // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 3. С. 26–31.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КЕРАМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ НА ОСНОВЕ ЗОЛЫ УНОСА ТЭЦ

Г. В. Игнатьев¹, Д. А. Шушков¹, М. С. Королева²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ²ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
Сыктывкар

Ignatiev.grigoriy@gmail.com

В работе представлены результаты исследований электрических характеристик керамических материалов, полученных из золы уноса Воркутинских ТЭЦ при температурах обжига 1100 и 1150 °С. По данным рентгенофазового анализа в образцах присутствуют кварц, муллит, гематит, рентгеноаморфная фаза. Химический состав представлен в таблице. Детальная информация по получению керамики, ее фазовому составу и технологическим свойствам опубликована ранее [1, 2].

Химический состав керамики, полученной при температуре обжига 1100 и 1150 °С по данным силикатного анализа, масс. %

Температура обжига, °	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	MnO	CaO
1100	61.6	1.18	17.39	12.2	0.064	1.81
1150	61.48	1.07	17.72	12.3	0.06	1.81

Температура обжига, °	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
1100	2.02	1.92	1.28	0.15	<0.05	99.61
1150	1.94	1.86	1.23	0.14	<0.05	99.6

Измерения электрофизических свойств проводились с помощью анализатора иммитанса Е7-28 при температурах от 160 до 750 °С, в частотном интервале 25-10⁷ Гц, в режиме охлаждения, подаваемое напряжение – 0.5 В.

При комнатной температуре во всей частотной области фазовый угол (φ) образцов керамики имеет значения –(87–90)°, характерные для диэлектриков (рис. 1 а, б). При повышении температуры происходит изменение фазового угла в низкочастотной области, т.е. образцы начинают проводить электрический ток.

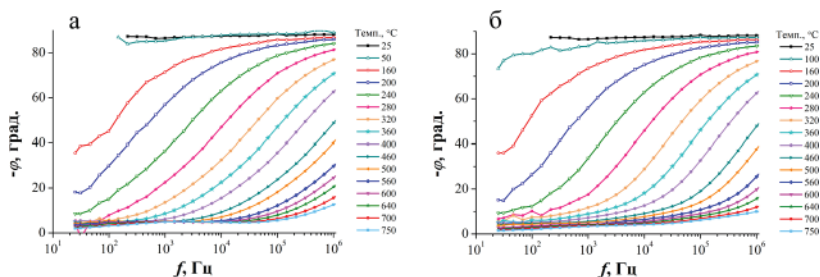


Рис. 1. Частотная зависимость фазового угла для керамики, полученной при температурах обжига 1100 °С (а) и 1150 °С (б)

На рис. 2 представлены импеданс-спектры керамики, моделирование которых проводилось в программе ZView 2.0. При комнатной температуре годографы импеданса описываются RC эквивалентной схемой, где R – сопротивление и C – емкость объема образца (рис. 2, а). При повышении температуры (160–320 °С) годографы импеданса моделируются с помощью $R-CPE$ эквивалентной схемы. Начиная с температуры ≈ 360 °С в низкочастотной области на импеданс-спектрах наблюдается вторая полуокружность, обусловленная гранично-зеренной составляющей сопротивления, т.е. проводимость происходит как в объеме образца, так и по границам зерен (рис. 2, б, в). При температурах от 200 до 700 °С емкость образца керамики, полученной при 1100 °С, постепенно возрастает от $10.8 \cdot 10^{-12}$ до $9.9 \cdot 10^{-9}$ Ф. Параметр P , характеризующий степень «неправильности» импеданс-спектра, постепенно уменьшается от 0.9 (200 °С) до 0.6 (320 °С) и сохраняется постоянным до 700 °С.

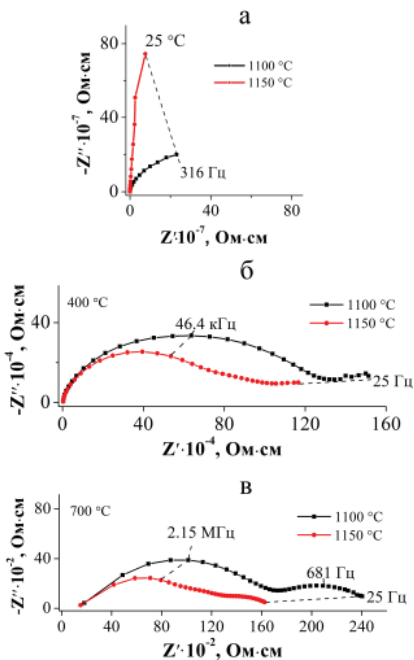


Рис. 2. Импеданс-спектры при 25, 400, 700 °С для керамики, полученной при температурах обжига 1100 °С и 1150 °С (Z' и Z'' – реальная и мнимая составляющие импеданса)

В случае керамики, полученной при 1150 °С, емкость увеличивается от $10.5 \cdot 10^{-12}$ Ф (при температуре 200 °С) до $1.6 \cdot 10^{-9}$ Ф (при температуре 700 °С), а параметр Р в интервале температур от 200 до 700 °С варьирует в области 0.66–0.78.

Диэлектрическая постоянная (ϵ') при комнатной температуре и частоте 1 МГц составляет 6–7, а тангенс угла диэлектрических потерь ($\tan\delta$) ≈ 0.025 –0.027 (рис. 3 а, б). Начиная с 300 °С температурные зависимости ϵ' и $\tan\delta$ резко возрастают, что указывает на проводимость образцов за счет термической активации.

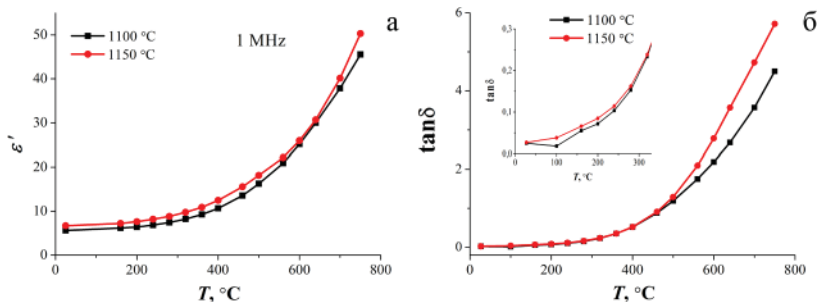


Рис. 3. Температурные зависимости диэлектрической проницаемости (а) и тангенса угла диэлектрических потерь (б) при частоте 1 МГц для керамики, полученной при температурах обжига 1100 и 1150 °С

Проводимость (σ) керамики возрастает как с увеличением частоты, так и температуры (рис. 4, 5). Такое поведение характерно для полупроводников. По импеданс-спектрам рассчитана проводимость образцов на постоянном токе. На рис. 5 представлены температурные зависимости проводимости образцов в логарифмическом масштабе, которые подчиняются закону Аррениуса с энергией активации (E_a) проводимости 0.81–0.84 эВ в темпера-

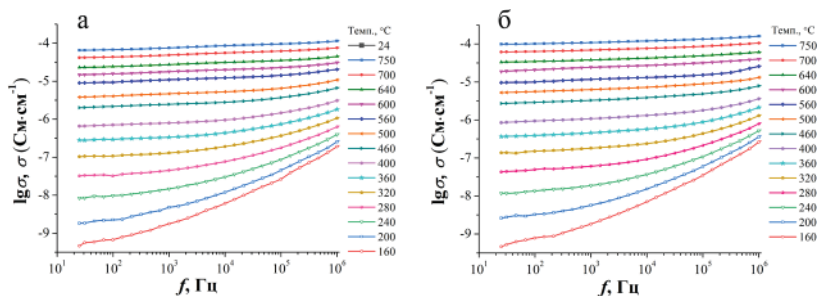


Рис. 4. Частотная зависимость проводимости керамики, полученной при температурах обжига 1100 (а) и 1150 °С (б)

турном диапазоне 160–750 °С. Высокие величины энергии активации (≈ 1 эВ) обычно указывают на проводимость материала, обусловленную ионами кислорода. Однако, поскольку керамика является полифазным материалом, проводимость может быть обусловлена как электронной, так и ионной составляющей, т. е. проводимость является смешанной.

Таким образом, при комнатной температуре керамика на основе золы уноса обладает диэлектрическими свойствами с диэлектрической константой ϵ' 6–7, а тангенс угла диэлектрических потерь 0.025–0.027. При температурах 160–750 °С керамика характеризуется смешанной проводимостью с энергией активации 0.81–0.84 эВ.

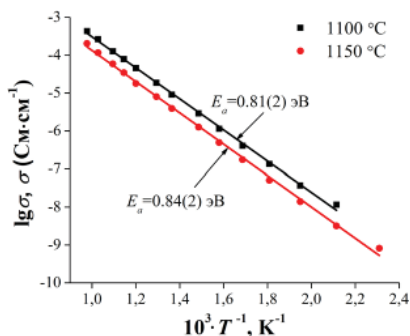


Рис. 5. Зависимость Аррениуса на постоянном токе объемной составляющей проводимости для керамики, полученной при температурах обжига 1100 и 1150 °С

Литература

1. Kotova O. B., Ignatiev G. V., Shushkov D. A., Harja M., Broekmans M. A. T. M. Preparation and Properties of Ceramic Materials from Coal Fly Ash // Votyakov S., Kiseleva D., Grokhovsky V., Shchapova Y. (eds) Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2019. P. 100–107.
2. Kotova O. B., Shushkov D. A., Gumze L. A., Kurovics E., Ignatiev G. V., Sitnikov P. A., Ryabkov Yu. I., Vaseneva I. N. Composite materials based on zeolite-montmorillonite rocks and aluminosilicate waste // Épitöanyag – JSBCM. 2019. Vol. 71, No. 4. P. 125–130.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-НИЖНЕПЕРМСКИХ ПОРОД ЛОСИНООСТРОВСКОЙ СВИТЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. С. Инкина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nsinkina@geo.komisc.ru

Палеозойский разрез на р. Кожим Приполярного Урала является опорным разрезом севера Урала. Здесь в естественных выходах вскрыты границы между всеми системами палеозоя, которые хорошо обоснованы многочисленными и многообразными остатками фауны. Поэтому данный разрез является объектом международных и всероссийских экскурсий [1–4]. Пограничные каменноугольно-пермские отложения наблюдаются на противоположных берегах р. Кожим в районе устья руч. Нортничаель и представлены двумя типами разрезов: на правом берегу рифогенными известняками (кожимтерровейская свита), на левом — депрессионными отложениями смешанного состава (лосиноостровская свита).

Объектом наших исследований является лосиноостровская свита, выделенная в 1991 г. Б. И. Чувашовым и др. [3]. Ранее данные отложения относили к сезымской свите [2]. Лосиноостровская свита расчленена на две части (или подсвиты) — нижнюю и верхнюю [2–4]. Нижняя часть сложена тонконапластованными темно-серыми окремнелыми детритовыми известняками и аргиллитами, верхняя — толстопереслаивающимися криноидно-мшанковыми, глинистыми мелкодетритовыми и зеленовато-серыми спикуловыми известняками и аргиллитами [5].

Породы лосиноостровской свиты, особенно ее нижней части, обычно имеют пелитоморфную структуру, поэтому оптико-микроскопические методы недостаточны для определения их состава. Предлагаемая работа направлена на выявление вещественного состава пород.

Для выявления вещественного состава пород были использованы оптико-микроскопический метод (шлифы — 60 шт.), химические силикатные анализы (мокрая химия — 9 шт., РФСА — 11 шт., карбонатный 8-ми компонентный — 13 шт. и 4-х компонентный —

13 шт.), рентгеновский дифракционный анализ (12 шт.). Все аналитические исследования проводились в ЦКП Геонаука Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Согласно предложенной систематике седиментолитов [6] изученные породы принадлежат к трем надклассам: карбонатолиты, микстолиты и силициты. Большинство изученных пород состоят из четырех главных компонентов: карбонатной, алевритовой, глинистой и кремнистой. К карбонатной компоненте отнесены все структурные разновидности карбонатных минералов аутигенной и аллотигенной природы, к алевритовой — обломки кварца и полевых шпатов, к глинистой — глинистые минералы, к кремнистой — аутигенный кварц (халцедон).

Карбонатолиты (карбонатные породы) наиболее распространены в верхней части свиты. Они имеют цвета от светло-серого до темно-серого, более глинистые известняки имеют зеленоватый оттенок. Для них характерны массивная и иногда сланцеватая текстура, в некоторых отмечены следы биотурбации.

Данный надкласс объединяет породы, в которых карбонатная компонента, представленная преимущественно кальцитом и в меньшей степени доломитом, составляет не менее 50 %. Карбонатолиты подразделены на биокластовые, пелоидно-спикуловые и смешанные алевро-глинисто-кремнистые известняки.

Биокластовые известняки, распространенные преимущественно в верхней части свиты, сложены биокластовым материалом на 70—90 %, остальная часть приходится на связующую массу. Они состоят, главным образом, из остатков мшанок и иглокожих, в меньшей степени фрагментами брахиопод, гастропод, остракод, двухстворок и фораминифер, а также микробиальных образований (типа тубифитес). Большинство органических остатков наблюдаются в виде обломков от шламовой (<0.1 мм) до крупнобиокластовой (>1 мм) размерности. Также отмечаются и целые раковины микро- и макрофауны. Распределение органических остатков хаотичное, сортировка не наблюдается.

Согласно результатам карбонатного анализа на долю кальцита приходится от 70 до 90 %, и вероятно, доломит 1—4 %. Доля нерастворимого остатка варьирует от < 5 до 20 %. Согласно микроскопическим исследованиям нерастворимый остаток (далее Н.О.) представлен глинисто-кремнистой компонентой.

Пелоидно-спикуловые известняки встречены только в верхней части свиты. Эти известняки состоят в основном из пелоидов

и спикул губок, а также редких разрозненных органических остатков, не превышающих 20—30 % от всей породы.

Согласно результатам карбонатного анализа на долю кальцита приходится от 80 до 94 %, на доломит — < 5 %, на Н.О. от 5 до 12 %.

Кремнисто-алевро-глинистые известняки объединяют породы смешанного состава, но при этом кальцит является преобладающим. Под микроскопом эти породы, по сравнению с предыдущими известняками, содержат значительное количество алевритовой примеси. Органические остатки редки и занимают не более 10%, часто они удлиненной частью ориентированы вдоль напластования, у некоторых отмечается окремнение. Следы биотурбации наблюдаются визуально и под микроскопом. Известняки имеют зеленоватый оттенок и сланцеватую текстуру.

Согласно аналитическим исследованиям (карбонатный $n = 3$ и силикатный анализ $n = 3$) на долю кальцита приходится от 50 до 60 %. Содержание доломита чаще не превышает 5%, лишь в двух образцах достигает 7 %. Нерастворимый остаток представлен глинистыми минералами (в среднем иллит — 10 %, хлорит — 6 %) и кварцем (13—19 %), на ПШ приходится меньше 4 %.

Микстолиды — смешанные породы, в которых ни один из компонентов не достигает 50 % [6]. Микстолиды лосиноостровской свиты состоят из четырех компонентов: карбонатной, алевритовой, глинистой и кремнистой. Они распространены в нижней части свиты. Микстолиды чаще имеют сланцеватую текстуру и серо-зеленоватый цвет, но иногда встречаются более массивные темно-серого цвета, но при ударе молотком раскалываются на плиточки. Во многих микстолитах наблюдаются следы биотурбации.

Остатки фауны кремнистого и карбонатного состава редки, содержание их не превышает 5 %. Есть исключение, где отмечено большое количество органических остатков (≈ 30 %), ориентированных вдоль напластования.

Согласно результатам силикатного и РФСА содержание кальцита варьирует от 10 до 29 %; глинистая компонента занимает от 17 до 34 % (из них содержание хлорита изменяется от 5 до 13 %, большая часть приходится на иллит). Количество кварца меняется от 34 до 60 % — это сумма аутигенного и обломочного алевритового кварца. Под микроскопом обломочный и аутигенный кварц имеют разное соотношение, но каждая из этих компонент не достигала 50 % от всей породы. Полевой шпат от 2 до 5 %, но в нескольких образцах увеличивается до 6—8 %.

Силициты представлены первичными радиоляритами, радиоляриевыми спонголитами и вторичными кремнями. Все силициты встречены лишь в нижней части свиты.

Радиоляриты и радиоляриевые спонголиты выделяются и имеют массивную текстуру и темно-серый (до черного) цвет. Под микроскопом видно, как на фоне основной карбонатно-глинисто-кремнистой массы выделяются панцири радиолярий и спикулы губок, иногда встречаются более крупные фрагменты известковой фауны, частично или полностью окремнелых. Некоторые образцы, где радиолярии и спикулы губок не достигают 50 % от всей породы, но и их количество остается значительным, также условно отнесены к биогенным силицитам.

Согласно анализу на кальцит приходится от 2.5 до 20 %, остальное приходится на Н.О. В некоторых образцах до 20 % от Н.О. приходится на глинистую компоненту.

Вторичные силициты представлены окремнелыми биокластовыми известняками (подобные охарактеризованным в группе карбонатолитов). Под микроскопом распознаются криноидно-мшанковые фрагменты, которые частично или полностью окремнелые, но сохранившие первичную микроструктуру, а некоторые остались известковыми. Связующая масса практически вся также замещена халцедоном.

Согласно карбонатному анализу на кальцит в них приходится около 30 %.

Таким образом, лосиноостровская свита сложена биокластовыми, спикуло-пелоидными, смешанными кремнисто-алевро-глинистыми известняками, микстолитами, первичными и вторичными силицитами. Нижняя часть свиты — силицито-микстолитовая (биокластовые известняки встречены лишь в нескольких маломощных слоях), а верхняя — известняковая. Комплекс методов исследований позволили в составе свиты выявить широкое распространение микстолитов. Аргиллиты, указанные ранее в послойных описаниях свиты, нами не обнаружены. Вероятно, за эти породы принимались микстолиты, в которых содержание глинистой компоненты достигало 30–38 %.

Литература

1. Антошкина А. И., Салдин В. А., Сандула А. Н. Верхнепалеозойские отложения Приполярного Урала. Путеводитель полевой экскурсии // Материалы полевой экскурсии 7—12 июля 2010 г. Всероссийского лито-

логического совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты» Сыктывкар, 2010. 27 с.

2. Кузькокова Н. Н., Михайлова З. П., Чермных В. А. и др. Опорный разрез нижней перми р.Кожима. Сыктывкар, 1980. 53 с. (Научные доклады / Коми фил. АН СССР; вып. 58).

3. Пермская система Земного шара. Путеводитель геологических экскурсий. Полярноуральский маршрут. Часть IV. Свердловск. 1991. 61 с.

4. Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожим / Розанов А.Ю., Богословская М.Ф. и др. // Палеонтологический институт РАН, Москва. 1995. С. 45. (Междун. симпоз. “Проблемы эволюции пермской морской биоты”)

5. Салдин В. А. Новые данные по геологии нижнепермских отложений р.Кожым (Приполярный Урал) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона, Сыктывкар, 2002. №4. С. 11-33. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО РАН; Вып. 111).

6. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998. 3525 с.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ ЛАПТАПАЙСКОГО БЛОКА ВОЙКАРСКОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н. А. Касторный^{1,2}, С. Н. Сычев^{1,2}, А. А. Караман³

¹СПбГУ, ²ВСЕГЕИ, ³ВИРГ-Рудгеофизика, Санкт-Петербург
n.kastorny@gmail.com, sychev1986@yandex.ru

На сегодняшний день остается актуальной проблема времени закрытия Палеоуральского океана на Полярном Урале. Одним из главных инструментов в изучении данного вопроса является исследование син- и постколлизийного магматизма, которое, помимо времени закрытия океана, позволяет изучить и стадийность магматического процесса. Одну из ключевых ролей при этом играет мусюрский (малоханмейский) дайковый комплекс, первые датировки по которому были получены А. П. Прямоносным [2] на основании К-Аг датирования плагиоклаза (361 млн. лет). В последние годы значительный вклад в изучение мусюрского комплекса внес И. Д. Соболев, который в своих работах произвел первое датирование мусюрского комплекса по цирконам и плагиоклазу U–Pb [4] и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами [5, 6]. Последние работы помимо петрохимической характеристики позволили заключить, что в мусюрском комплексе объединяются как синколлизийные образования (349 млн. лет), так и постколлизийные (313 млн. лет). Тем не менее, полученные датировки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом не сбиваются с датировками представленными в более ранней работе, для которых характерен широкий спектр возрастов (239—2695 млн. лет U–Pb-датирование по цирконам [4]).

Данная работа посвящена петрохимическому изучению мусюрского дайкового комплекса в пределах Лаптапайского блока Войкарской зоны, а также датированию выделенного титанита U–Pb методом (SHRIMP-II). Отбор материала производился из трех даек, относимых к мусюрскому комплексу по результатам составления ГГК-1000/3 [7]. Вмещающими породами для исследуемых даек являются перидотиты Войкарского офиолитового комплекса. Падение даек субвертикальное, простираение ЗСЗ. Габбродолериты южной и центральной даек характеризуются офитовой и долеритовой равномерной тонко-мелкозернистой структурой. Минеральный состав: плагиоклаз — 40–60 %, клинопироксен — 10–20 %, роговая обманка — 8–20 %, актинолит — 5–8 %, хлорит — 10–13 %,

эпидот — 3–5 %. Акцессорными минералами выступает титанит, апатит, титаномагнетит. Породы даек, вероятно, прошли зеленосланцевую или эпидот-амфиболовую фацию метаморфизма. Долериты северной дайки характеризуются офитовой равномернозернистой тонко-мелкозернистой структурой. Минеральный состав: плагиоклаз — 40–45 %, клинопироксен — 10–15 %, роговая обманка — 10–15 %, ортоклаз — 5–8 %, биотит — 5–10 %, хлорит — 8–10 %, серицит — 3–5 %. Акцессорными минералами выступают апатит, титаномагнетит, титанит. Отмечается большое количество двойников ортоклаза, которые достаточно часто встречаются в гипабиссальных породах основного состава как результат поздней кристаллизации на последних этапах.

Содержание SiO_2 40–45 % для северной дайки и 45–50 % для южных даек при сумме $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 3–4,5 %, что по диаграмме TAS соответствует габбродолеритам нормальной щелочности и эссекстит-долеритам умеренной щелочности. На диаграмме AFM фигуративные точки анализов образуют плотную группу в области базитов толеитовой серии.

Спектр распределения РЗЭ для центральной и южной даек (рис. 1) характеризуется пологим наклоном и слабой дифференциацией ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{ch}}$ 1,53–2,1). При этом часть спектра LREE характеризуется отрицательным наклоном ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{ch}}$ 0,85–0,94 при максимуме 1,26), что может указывать на обстановки N-MORB,

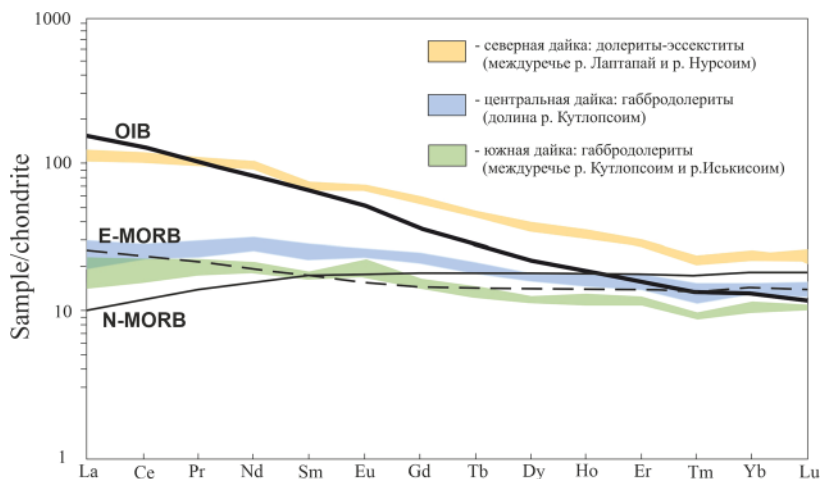


Рис. 1. Спайдер-диаграмма для пород мусюрского комплекса с нанесенными кривыми E-MORB, N-MORB, OIB [9]. Нормирование производилось на хондрит [10]

т.к. для обогащенного E-MORB характерно $\text{La/Sm} > 1,5$ [8, 11]. Спектры РЗЭ слабифракционированные в области HREE (Tb/Yb) $n_{\text{ch}} 1,28—1,43$, что может указывать на отсутствие остаточного граната в мантийном источнике. Спектры распределения РЗЭ северной дайки при этом разительно отличаются от описанных выше, т.к. обладают более крутым наклоном (La/Yb) $n_{\text{ch}} 4,72—4,83$. Стоит отметить низкую дифференциацию спектров. (La/Sm) n_{ch} значительно выше южной группы анализов $1,57—1,71$, что указывает на более обогащенный источник. (Tb/Yb) n_{ch} отношение варьирует от $1,87$ до $1,97$ при (Gd/Lu) $n_{\text{ch}} 2,3—2,54$, в результате часть спектра в HREE обладает значительно более крутым углом наклона. Наклон и форма спектра РЗЭ близка к спектру OIB, однако в области HREE характеризуется более пологим наклоном, в результате напоминая форму спектра E-MORB.

По неопубликованным данным И. Д. Соболева отношение (La/Yb) n_{ch} для выделенных им [6] эссекстит-долеритов мусюрского комплекса варьирует в значениях $3,31—3,39$ при максимуме $4,5$. (La/Sm) n_{ch} отношение $1,37—1,41$ при максимуме $1,68$, а (Tb/Yb) n_{ch} отношение $1,61—1,73$. (Gd/Lu) n_{ch} отношение $1,72—1,82$ при максимальном значении $2,11$. Таким образом, угол наклона спектра РЗЭ практически полностью соответствует выделенной авторами северной группе анализов: характерный крутой уклон спектра за счет высокого содержания LREE, близкий к OIB, низкая дифференциация спектров, а также схожий достаточно пологий наклон кривой в области HREE. Также наблюдается значительное сходство в спектрах распределения РЗЭ для выделяемой И.Д. Соболевым первой фазы внедрения габбродолеритов: отмечается обедненность пород легкими РЗЭ (La/Sm) $n_{\text{ch}} 0,81—0,91$ при достаточно пологом общем угле наклона кривой (La/Yb) $n_{\text{ch}} 1,16—1,31$.

Для рассмотренных типов пород (эссекстит-долеритов и габбродолеритов), нормированных к составу примитивной мантии, спектры распределения элементов-примесей демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, K, Ba, Sr, P, Y), а также преимущественно высокие содержания высокозарядных элементов — U, Th, Ti. Для габбродолеритов фиксируется Nb минимум и Sr максимум, характерные для толеитов островных дуг [11]. Несмотря на общую обогащенность двух групп пород HFSE и LILE, две выборки отлично разбиваются по содержанию описанных элементов: для эссекстит-долеритов характерны существенно более высокие содержания Ti, P, Ba, Th, U. Полученные

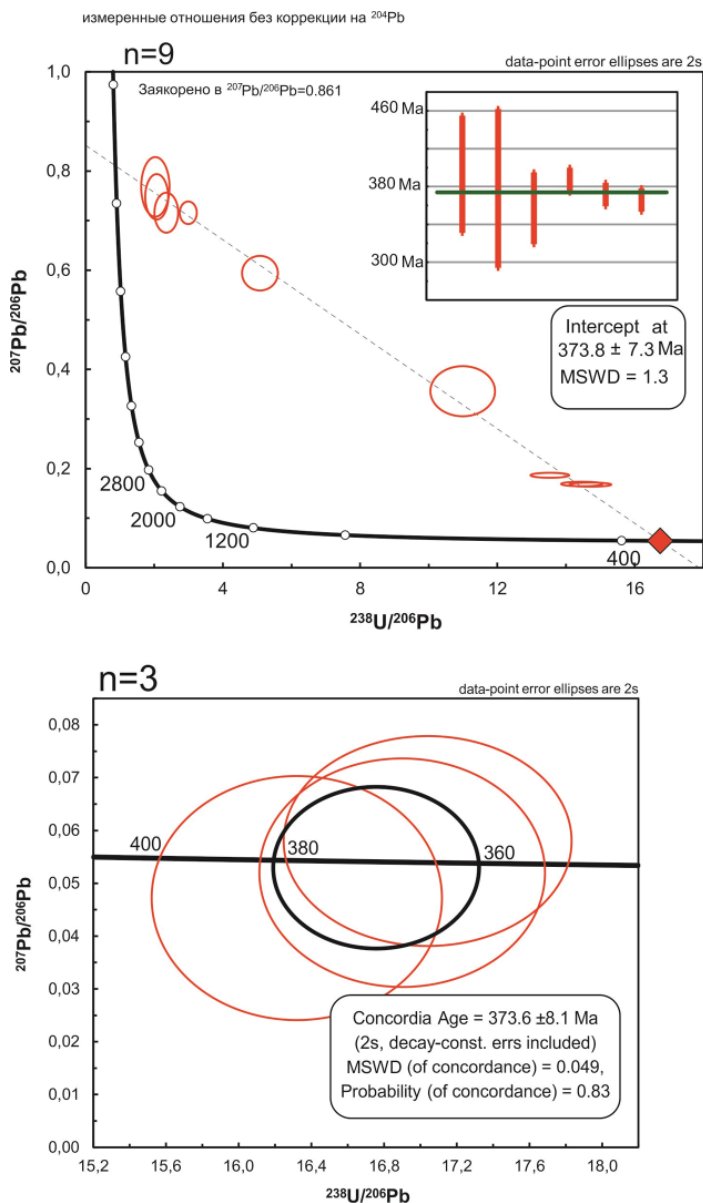


Рис. 2. Результаты U-Pb-датирования базитов мусюрского комплекса для титанита из габбродолеритов центральной группы анализов (долина р. Кутлопсойм)

данные полностью соответствуют неопубликованным результатам И. Д. Соболева. Таким образом, можно заключить что выделенные авторами две группы пород соответствуют двум фазам внедрения мусюрского дайкового комплекса по И. Д. Соболеву: габбродолеритам первой фазы внедрения (349 млн. лет) и эссекстит-долеритам заключительной фазы (313 млн. лет).

По результатам U-Pb датирования титанита из габбродолеритов в долине р. Кутлопсойм был получен возраст внедрения $373,6 \pm 8$ млн. лет. Данный возраст соответствует границе франкского и фаменского ярусов позднего девона. Полученный возраст может согласовываться с первым стадиям коллизии между континентом Аркт-Лавруссия и Полярноуральской островодужной системой [1]. Такую несостыковку с возрастом в 349 млн. лет [6], полученную по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, можно объяснить нелинейным характером тектонических процессов коллизии [3]. Это согласуется с ЗСЗ простиранием даек, против СВВ протирания для исследуемых предшественниками, что имеет большое значение, т.к. в пределах исследуемого Лаптапайского блока простираание даек параллельно оси сжатия коллизии.

Для определения геодинамических обстановок формирования даек было использовано несколько тройных дискриминационных диаграмм. По диаграмме Th-Zr-Nb фигуративные точки попадают в область IAT, что согласуется с диаграммами Ti-Zr-Sr, Nb-Zr-Y, Ti-Zr-Y, а также диаграммой $\text{P}_2\text{O}_5\text{-MnO-TiO}_2$. Опираясь на спектр распределения РЗЭ можно однозначно отметить обедненность в области легких РЗЭ, характерной для N-MORB, однако породы значительно обогащены крупноионными некогерентными элементами. Таким образом, подобное сочетание характеристик могло возникнуть в случае, если в процессе рассеянного рифтогенеза магма выплавлялась из мантии, уже деплетированной в надсубдукционной обстановке. Подобные характеристики также могли быть наследованными после закрытия Войкарского бассейна, который по своей сути являлся задуговым бассейном с возможностью формирования ВАВ — выплавляющихся в схожих обстановках [11].

Эссекстит-долериты попадают на описанных выше диаграммах в область WPB или OIB. Для них характерна высокая степень содержания высокочargedных и крупноионных некогерентных элементов, что указывает на вовлечение корового компонента в процессы контаминации. Эссекстит-долериты также характеризуются высоким содержанием легких РЗЭ, следовательно, источник ве-

щества стал более глубинным на более поздних стадиях рассеянного рифтогенеза. Подчеркивая отсутствие признаков значительной пропилитизации, можно утверждать, что эссекститы являются более поздней фазой.

Литература

1. Кузнецов Н. Б., Романюк Т. В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2014. Т. 89. Вып. 5. С. 56—70.
2. Прямоносков А. П., Степанов А. Е., Телегина Т. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000, изд. второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Об. Записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 213 с.
3. Пучков В. Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса — результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника, 1996. №5. С. 66—75.
4. Соболев И. Д., Соболева А. А., Варламов Д. А. Проявление триасового магматизма в Малоуральской зоне Полярного Урала // Материалы 22-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 160—164.
5. Соболев И. Д., Викентьев И. В. и др. Первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования эссексит-долеритов мусюрского комплекса Войкарской зоны Полярного Урала // Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 97—99.
6. Соболев И. Д., Викентьев И. В. и др. Каменноугольный магматизм Полярного Урала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 22—28.
7. Шишкин М. А., Астапов А. П., Кабатов Н. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская лист. Q-41 (Воркута). Гл. ред. В. П. Водолазская. Об. записка. СПб.: Карт. фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
8. Gale A., Dalton C. A., Langmuir C. H., Su Y., Schilling J.G. The mean composition of ocean ridge basalts: *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. № 14. P. 489—518.
9. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds., *Magmatism in Ocean Basins.* // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 1989. P. 313—345.
10. Sun S.-S., McDonough W. F. The composition of the Earth, *Chemical Geology.* 1995. Vol. 120. 228 p.
11. Xia Linqi, Li Xiangmin. Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting // *Gondwana Research.* 2018. № 24. P. 43—67.

ВЫЧЕГОДСКИЙ ПРОГИБ (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАСЕЙНА). ПРЕДПОСЫЛКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Д. Д. Кожанов, М. А. Большакова, Ю. В. Широбокова

МГУ, Москва

dimitriykozz@gmail.com

В данной работе речь пойдет о перспективах нефтегазоносности области сочленения Вычегодского прогиба и Тиманского складчатого сооружения в пределах северо-восточной части Восточно-Европейской платформы и юго-запада Тимано-Печорской плиты. Выбор объекта связан с тем, что на сегодняшний день месторождения углеводородов (УВ) здесь не открыты.

Обсуждаемая территория расположена в пограничной области между Русской и Тимано-Печорской плитами. Возраст заложения указанных объектов обусловил различие в строении их фундамента. У Восточно-Европейской платформы (ВЕП) фундамент эпикарельский кристаллический и метаморфизованный, разделенный на 3 крупных мегаблока: Волго-Уралию, Фено-Скандию и Сарматию, консолидированных в конце раннего протерозоя. Тогда как на Тимане и к северо-востоку от него осадочный чехол подстилается неравномерно дислоцированными и метаморфизованными осадочными и магматическими породами рифейско-вендского комплекса [1]. Граница между структурами проводится по зоне надвига Тимано-Печорской плиты (ТПП) на Восточно-Европейскую платформу, осложненную широким развитием листрических разломов, складок и наличием интрузивных тел.

До завершения байкальской фазы складчатости и формирования в конце позднего протерозоя (предположительно на границе рифея и венда) Урало-Тиманского горно-складчатого сооружения бассейн седиментации формирующейся Тимано-Печорской плиты и Восточно-Европейской платформы был единым, в котором происходило накопление рифтогенно-синеклизного осадочного материала [2].

Стратиграфический состав осадочных комплексов севера Волго-Уральского НГБ существенно разнится: если в южных частях в пределах Камско-Бельского авлакогена достаточно широко

ко распространены отложения нижнего рифея, а породы вендской системы представлены лишь в составе верхнего отдела, то в Вычегодском прогибе максимальные мощности имеют уже толщи среднего и верхнего рифея, нижнего и верхнего венда.

Рассмотрим историю развития региона. Осадочный разрез исследуемой территории сформирован в результате спрединга с дальнейшей активизацией Полюдовского палеорифта (RF_2-RF_3), межконтинентального грабена на границе Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской плиты [7, 8]. В рифее указанная территория представляла собой мелководноморской бассейн с наличием относительно глубоководных условий накопления осадка в осевой части. Осадконакопление в основном карбонатное, в исключительных случаях терригенное, глинистое — снос осадочного материала происходил с ВЕП.

В раннем и позднем венде в результате коллизии образуется Тиманское горно-складчатое сооружение и Предтиманский компенсированный краевой прогиб. В тектоническом плане в конце позднего протерозоя (RF_3-V_2) формируется Тиманская надвиговая зона, являющаяся зоной сочленения Тимано-Печорской плиты и Восточно-Европейской платформы — формируются листрические разломы, образуются складки, что сопровождается слабым региональным метаморфизмом (до MK_3).

В это же время, возможно, происходят события, послужившие началу первого этапа генерации нефти и газа для этих регионов. Как было показано ранее [4, 5], именно в конце позднего протерозоя, вероятно, началась генерация и связанная с ней миграция УВ из нефтематеринских толщ рифея-венда, в южных регионах генерация приостановилась в связи с ранневендской эрозией и смещением области седиментации в юго-восточном и северо-восточном направлениях [10]. Об аккумуляции сгенерированных в это время УВ говорит широкое распространение остаточных аллохтонных битумов в терригенных и карбонатных отложениях пород позднего протерозоя севера Волго-Уральского НГБ [3].

Можно предположить, что в северных регионах (Вычегодский прогиб) ВУ НГБ, где эрозия сформированных осадочных комплексов была не столь значительна, генерация и миграция нефти и газа продолжилась за счет еще большего погружения осадочного чехла. О правомерности данного суждения говорят результаты моделирования двух субширотных профилей, приведенных в статье [4, 9], которые показали, что нефтематеринские толщи рифея-венда

могли генерировать жидкие и газообразные УВ вплоть до кембрия. Остаточный же потенциал НГМТ пород венда мог реализовываться вплоть до средней юры.

Но, с большой долей вероятности, рифейские нефтематеринские толщи практически полностью выработали свой генерационный потенциал уже к началу позднего венда, дальнейшая генерация УВ из этих толщ имела скорее остаточный характер. Более интересными нам кажутся условия дальнейшей реализации нефтегенерационного потенциала пород вендского комплекса, в особенности в пограничной области Вычегодского прогиба и Тимана, где данные толщи были погружены под осадочные породы палеозоя-мезозоя ТПП.

Как нам представляется, именно в этой области еще в начале раннего-среднего палеозоя могли возникать условия для масштабной генерации жидких и газообразных УВ из НМТ венда с формированием в дальнейшем условий для миграции УВ по листрическим разломам и формирования скоплений нефти и газа в пределах Вычегодского прогиба. Мы предполагаем, что данное явление потенциально имело место в случае изначально невысокой преобразованности терминальных частей вендских нефтематеринских отложений, залегающих в складчатом основании Тимано-Печорской плиты, однако данное утверждение нуждается в подкреплении фактическим и аналитическим материалом.

Моделирование Вычегодского прогиба с учетом возможного очага генерации нефти и газа из вендского комплекса основания Тимано-Печорской плиты, построение бассейновой модели Вычегодского прогиба позволило бы рассмотреть принципиальную возможность участия пород протерозоя в формировании нефтегазоносности всего бассейна.

Нефтяные системы палеозоя развиваются несколько по-иному, породы этого стратиграфического интервала находятся на первом этапе генерации УВ и формируют современную нефтегазоносность. В Тимано-Печорском бассейне — в основном генерируют нефтематеринские толщи доманикового горизонта (D_3dm), в Волго-Урале возобновилась генерация УВ материнскими породами рифея-венда, и началась первая стадия генерации D_3fr-C_1t НМТ [5]. При этом, стоит отметить, что нефти северных частей ВУ в основном тяжелее нефтей ТПП [6], что может быть связано с тем, что породы доманикового горизонта Тимано-Печорского региона более катагенетически преобразованы, нежели аналогичные толщи

Волго-Уральского бассейна (в том числе в связи с отсутствием перестилающего комплекса мезокайнозоя).

Подводя итог, необходимо сказать о том, что Тимано-Северо-Уральский сегмент является одним из интереснейших объектов для изучения геологического строения и нефтегазоносности пород позднего протерозоя, палеозоя и даже мезокайнозоя. В связи с малой изученностью данной территории сегодня необходимо проводить новые исследования, в том числе с привлечением современных комплексов 2D и 3D геолого-геохимического моделирования нефтяных систем. Выводы, полученные в рамках этих работ, позволят по-новому взглянуть на условия формирования нефтегазоносности этого региона, на то, как формировался нефтегазоносный потенциал пограничной области Вычегодского прогиба и Тимана в позднем протерозое и в дальнейшем в течение палеозоя—мезокайнозоя, а также то, какое влияние оказали нефтематеринские толщи рифея-венда, вовлеченные в складчатое основание Тимано-Печорской плиты, на формирование нефтегазоносности пород палеозоя, а также помогут в поиске новых месторождений нефти и газа.

Литература

1. Андреев В. Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронометрическим данным // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2009. № 2. С. 16—21.
2. Балуев А. С. Континентальный рифтогенез севера Восточно-Европейской платформы в неогее: геология, история развития, сравнительный анализ. Автореферат диссертации ... д. г.-м. н. Москва, 2013. 47 с.
3. Башкова С. Е. Комплексный анализ критериев и показателей прогноза нефтегазоносности рифей-вендских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Автореферат диссертации к.г.-м.н. Пермь, 2009. 21 с.
4. Боталов А. Н., Алексеева О. Л. Моделирование процессов формирования нефтегазоносности Вычегодского прогиба // Вестник Пермского университета, 2021. (в печати).
5. Кожанов Д. Д., Большакова М. А., Хопта И. С., Мордасова А. В., Ступакова А. В., Заглядин Я. А., Борисова М. С., Завьялова А. П., Чупахина В. В., Сахатов Т. Р. Геолого-геохимические условия формирования нефтегазоносности рифей-вендских отложений северной части Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 2. С. 73—86.
6. Нефтяные и газовые месторождения СССР: Справочник. В двух книгах / Под ред. С.П. Максимова. Книга первая. Европейская часть СССР. М.: Недра, 1987. 358 с.

7. Пактовский Ю. Г. Геологическое развитие территории Южного Притиманья в позднем протерозое. Проблемы минералогии, петрографии и металлогении // Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского: сб. науч. ст. ПГНИУ. Пермь, 2019. № 22. С. 216—223;

8. Пактовский Ю. Г. Стадийность геологического развития территории Южного Притиманья в позднем протерозое // Геология. Вестник Пермского университета. 2019. Вып. 18. № 2. С. 108—124.

9. Проворов В. М. Региональные сейсмические, гравиметрические и геохимические исследования для геологического изучения зоны сочленения Камского свода, вычегодского прогиба и Тимана с целью выявления нефтеперспективных зон и участков для лицензирования по четырем региональным профилям (Пильвенская площадь) / В. М. Проворов. Пермь: КамНИИКИГС, 2007.

10. Хопта И. С. Формации и изменение седиментации нижнего и среднего рифея северной части Камско-Бельского авлакогена // Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ. 2019. С. 357—363.

ОСОБЕННОСТИ КОЛЬЕЛЬШОРСКОГО-1 И КОЛЬЕЛЬШОРСКОГО-2 МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРЕСНЫХ ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Ю. А. Кокшарова¹, Е. А. Степанова²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ²Коми тепловая компания,
Сыктывкар
yakoksharova@geo.komisc.ru

Дана характеристика месторождений подземных вод (МПВ) села Визинга Сысольского района Республики Коми. В основу статьи положены результаты гидрогеологических изысканий для оценки запасов подземных вод на участке группового водозабора АО «Коми тепловая компания» (АО «КТК») в с. Визинга Сысольского района в 2015 году и фондовые материалы.

Село Визинга находится в юго-западной части Республики Коми. По гидрогеологическому районированию [5] территория исследований приурочена к Камско-Вятскому артезианскому бассейну пластовых вод. Пресные подземные воды (ПВ) приурочены к четвертичным и юрским отложениям и развиты до глубины 100 м. Сысольский водоносный горизонт (J_{2ss}) на всей площади своего развития в Сысольском районе и за его пределами является основным источником пресных питьевых подземных вод.

На данной территории организацией, осуществляющей централизованное водоснабжение, является АО «КТК», на долю которой приходится большая часть реализуемой воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения населения и местных предприятий. Водоотбор АО «КТК» производит из 6 скважин, каптированных на J_{2ss} , при этом значительная часть населения села использует воду из одиночных скважин мелкого заложения, шахтных и буровых колодцев индивидуального пользования.

До 2012 года водоотбор в с. Визинга, главным образом, производился из скважин, функционирующих на неутвержденных запасах, за вычетом Эзыншорского месторождения питьевых подземных вод (МППВ). В качестве важнейших требований по рациональному природопользованию и охране недр Законом РФ «О недрах» [3] закреплена необходимость проведения работ по подсчету запасов подземных вод (ПВ) и постановки их на государственный учет. Оценка и утверждение запасов ПВ является одним из основ-

ных требований для получения лицензии на право пользования недрами с целевым назначением — добыча подземных вод. В связи со вступлением в силу Закона РФ № 459-ФЗ [9], с 2015 г. государственная экспертиза запасов подземных вод на участках недр местного значения при объеме добычи менее 100 м³/сут не требуется. Таких водоизоборов с малым водоотбором на данной территории более 60 %. Соблюдая лицензионные условия, в 2012—2016 гг. были проведены работы по оценке запасов на 4 месторождениях подземных вод, имеющих водоотбор более 100 м³/сут.

По состоянию на 01.01.2021 г. на территории с. Визинга на государственном балансе РФ состоят 5 месторождений подземных вод (МПВ) [8]: «Эзыншорское», «Кольельшорское», «Кольельшорское-1», «Кольельшорское-2» и «Кольельское», оборудованных на ПВ J_{2ss} с общими запасами 8,963 тыс м³/сут (таблица).

В 2015 г. проведены работы с целью изучения и оценки запасов ПВ на участке группового водозабора, состоящего из 3 скважин (№№ 169-э, 1185-э и 1184-э (резервная), оборудованных на ПВ сысольского водоносного горизонта. По итогам работ на учет были поставлены МПВ «Кольельшорское-1» и «Кольельшорское-2». Водозабор используется для централизованного водоснабжения правобережной части с. Визинга.

Эксплуатационный водоносный пласт приурочен к подошве сысольского горизонта, залегает в интервалах от 59,0 до 68,7 (скв. № 169-э) и от 100 до 107 м (скв. №№ 1184-э, 185-э) (рис. 1). Водовмещающими являются пески, в кровле мелкозернистые плывунные, в подошве среднезернистые с включениями гравия. Мощность продуктивного водоносного пласта составляет 7,0 м (скв. №№ 1184-э, 185-э) — 9,7 м (скв. № 169-э). Уровни воды устанавливаются на глубине 0,5 м (скв. № 169-э) и 35,0 м (скв. №№ 1184-э, 185-э), на абсолютных отметках 97,5—100,5 м. Мощность водоупорных и относительно водоупорных отложений в кровле продуктивного пласта составляет 40,4 м (скв. 169-э) — около 75—80 м (скв. 1184-э, 1185-э). Воды горизонта напорные, с величиной напора 58,5—65,0 м. Водоупорная кровля выдержана по мощности. Возможность местного питания продуктивного водоносного слоя из вышележащих недостаточно защищенных четвертичных горизонтов исключается. Гидравлическая связь с поверхностными водами р. Бол. Визинга отсутствует. На основании п. 2.2.1.2 СанПиН 2.1.4.1110-02 [7], по вышеперечисленным критериям подземные воды водоносного сысольского терригенного горизонта на участ-

Каталог месторождений подземных вод юрских отложений села Визинга (на основе данных [8])

№ п/п	Название месторождений подземных вод	Орган государственной экспертизы запасов подземных вод, дата, номер протокола	Балансовые запасы подземных вод, тыс. м³/сут					Сведения о пользовании недрами для добычи подземных вод			Степень освоения запасов, %
			категории				Всего	недрополь- зователь	добыча, установленная в лицензии	общий фактический водоотбор, тыс.м³/сут	
			A	B	C ₁	C ₂					
1	Эзыншор	ТКЗ 30.06.1986 №48	0,96	3,24	0,8	3,37	8,37	АО «КТК»	5	0,356	4
2	Кольельшорское	ТКЗ 29.11.2012 №186		0,045			0,045	ООО «Сыктывкарский хлебокомбинат»	0,01	0,006	13
3	Кольельшорское-1	РКЗ 23.10.2015		0,235			0,235	АО «КТК»	0,404	0,169	41,8
4	Кольельшорское-2	№55-2015		0,169			0,169				
5	Кольельское	ЭКЗ 17.02.2016 №2-2016		0,144			0,144	АО «Монди ЛПК»	0,144	0,02	14
ИТОГО:			0,96	3,833	0,8	3,37	8,963	-	5,558	0,551	-

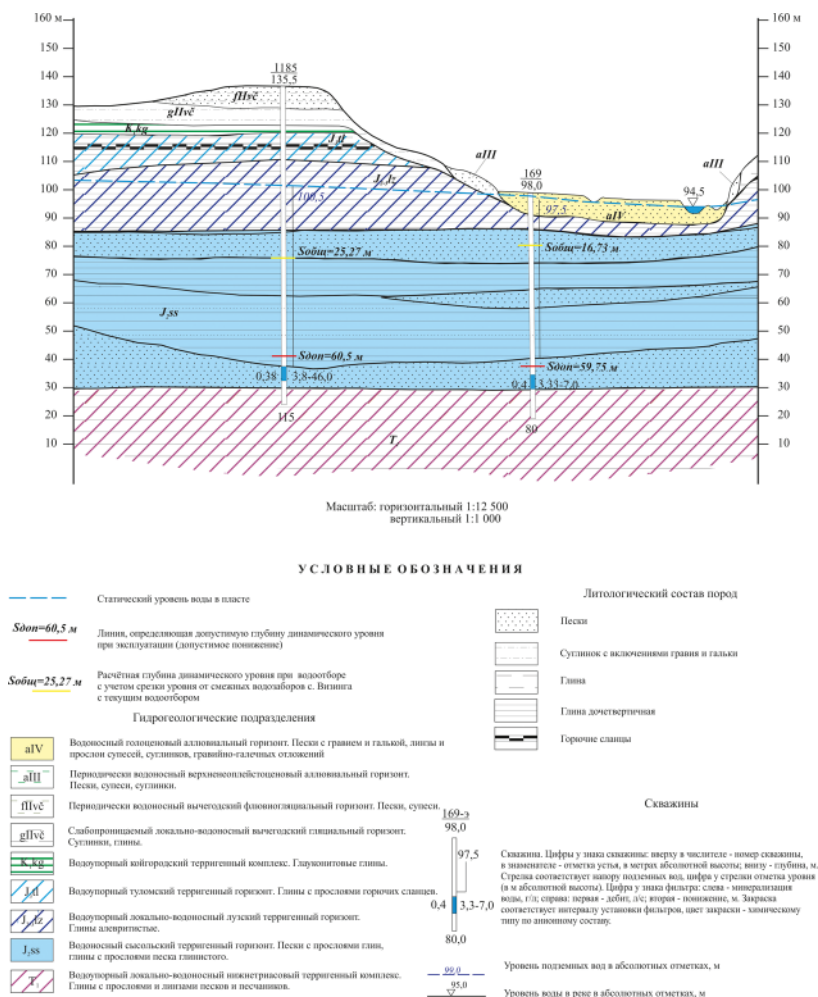


Рис. 1. Разрез участка работ и условные обозначения

ке группового водозабора относится к защищенным от поверхностного загрязнения.

Подземные воды J_{2ss} пресные с минерализацией 0,35–0,44 г/л, по химическому составу гидрокарбонатные, кальциево-натриевые, нейтральные (рН = 6,6–8,1), мягкие или умеренно жесткие (жесткость общая 2,6–3,6 мг-экв/дм³ при ПДК = 7 мг-экв/дм³). Подобный состав подземных вод горизонта характерен и для других МПВ данной

территории («Эзыншор», «Кольельское», «Кольельшорское»), здесь развиты гидрокарбонатные, натриево-кальциевые воды с преобладающей минерализацией 0,3—0,5 г/л.

Воды в естественных условиях залегания удовлетворяют требованиям нормативов для питьевых вод [1, 2, 6] по основным показателям, за исключением содержания ионов железа до 2,7 мг/дм³ (9 ПДК), марганца до 1,1—1,2 мг/дм³ (1,2 ПДК) и мутности до 9,9 мг/дм³ (6,6 ПДК). Повышенные содержания железа и марганца характерны для подземных вод рассматриваемого района и определяются природными условиями формирования химического состава подземных вод. Превышение ПДК по мутности связано с окислением железа кислородом воздуха и выпадением в осадок его соединений. По микробиологическим показателям подземные воды здоровые, по радиационным характеристикам безопасны. В 2020 году на водозаборе была установлена станция обезжелезивания и деманганации для доведения качества подземных вод до нормативных требований [1, 2, 6].

Основным фактором безопасности источников водоснабжения является создание зон санитарной охраны (ЗСО) [7]. К 2015 году все источники централизованного водоснабжения с. Визинга имели разработанные проекты ЗСО, все требования [7] на местах выполняются, не смотря на то, что большинство водозаборов находится в селитебно-хозяйственной зоне села. Санитарная обстановка на водосборных площадях удовлетворительная.

Для целей подсчета запасов подземных вод водоносный пласт схематизировался как неограниченный в плане напорный водоносный горизонт, в кровле и подошве ограниченный водоупорами. Гидрогеологические параметры продуктивного горизонта рассчитаны графоаналитическим методом по результатам кустовой откачки из скважины № 1185-э и одиночной откачки из скважины № 169-э. Водопроницаемость отложений (km) на участке характеризуется величиной 92,5 м²/сут, расчетный коэффициент пьезопроводности $a = 1,08 \cdot 10^5$ м²/сут. Коэффициент уровнепроводности водоносного пласта на оцениваемом участке рассчитывается исходя из водоотдачи песков, полученной для юрских песков на «Эзыншорском» месторождении $\mu^* = 0,000855$. Параметр несовершенства скважин: №169 — $\zeta_0 = 24,4$; №1185-э — $\zeta_0 = 103,2$; №1184-э — $\zeta_0 = 222,3$.

Подсчет эксплуатационных запасов подземных вод был выполнен гидродинамическим методом на перспективную потребность — 404 м³/сут на срок 25 лет. Водозабор рассматривается как

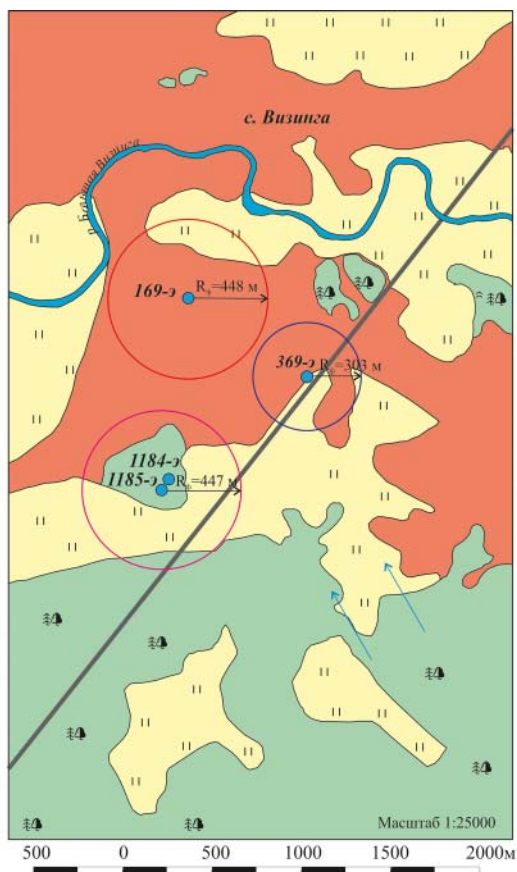
состоящий из 2-х одиночных водозаборов – скважин №№ 169-э и 1185-э, т.к. скважины с относительно небольшим суммарным водоотбором удалены друг от друга на расстояние 1080 м. Скважина № 1184-э является резервной. Скважина № 169-э могла бы полностью обеспечить требуемую потребность в воде в объеме $404 \text{ м}^3/\text{сут}$, но при подсчете запасов на нее была принята нагрузка, равная среднему водоотбору за последние 5 лет – $Q_c = 235 \text{ м}^3/\text{сут}$. Увеличивать нагрузку на эту скважину не рекомендуется по причине ее нахождения в селитебной зоне. На скважину № 1185-э принимается нагрузка, равная разнице между перспективной потребностью в воде и нагрузкой на скважину №169-э – $Q_c = 404 - 235 = 169 \text{ м}^3/\text{сут}$. Такая же нагрузка принята и на резервную скважину № 1184-э.

В пределах рассматриваемой площади выделены два месторождения подземных вод – «Кольельшорское-1» (одиночный водозабор из скважины № 169-э) и «Кольельшорское-2» (близкорасположенные скважины №№ 1185-э и 1184-э объединены) (рис. 2). Общие запасы подземных вод продуктивного пласта в объеме $404 \text{ м}^3/\text{сут}$ отнесены к категории «В». Границы месторождений приняты в границах зоны формирования запасов, радиус Кольельшорского-1 МППВ – 448 м и Кольельшорского-2 МППВ – 447 м.

Эксплуатация водозаборов сопровождается мониторингом подземных вод, включающим наблюдения за эксплуатируемым водоносным сырьевым терригенным горизонтом, техническим состоянием скважин и санитарным состоянием территории. Наблюдаемыми показателями являются величина водоотбора, дебит скважины, уровень воды в скважине, химический состав и физические свойства подземных вод.

Выявлено, что в связи с небольшой величиной водоотбора, обеспеченной упругими запасами пласта, окружающая среда не подвержена ощутимым изменениям. В 2020 году фактическая добыча подземных вод на Кольельшорском-1 и Кольельшорском-2 МППВ составила $169 \text{ м}^3/\text{сут}$, что значительно меньше утвержденных запасов ПВ. На Эзыншорском, Кольельшорском и Кольельском МПВ водоотбор также значительно ниже разведанных запасов ПВ (таблица). Следует отметить, что для района в целом установлена низкая степень освоения балансовых запасов, что дает возможность перспективы развития села и дальнейшего подключения потребителей к централизованной сети водоснабжения.

Таким образом, изученные месторождения подземных вод (МПВ) села Визинга Сысольского района Республики Коми экс-



169-3

- Скважины водозабора
- Границы «Кольешорского» МПВ (одиночного водозабора ОАО «Сыктывкархлеб»), $R_1=303$ м
- Границы «Кольешорского-1» МПВ (одиночного водозабора АО «КТК» скв.№169-3), $R_2=448$ м
- Границы «Кольешорского-2» МПВ (группового водозабора АО «КТК» скв.№1185-3 (№1184-3 резервная), $R_3=447$ м

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Селитебно-хозяйственная зона населенных пунктов
- Открытые пространства (луга, огороды, пашни)
- Лесной массив
- Направление подземного потока
- Автомоби́льная дорога

Рис. 2. Схема границ «Кольешорского-1» и «Кольешорского-2» МПВ

пластируют водоносный сысольский терригенный горизонт, характеризующийся однородным внутренним строением, относительно выдержанными фильтрационными свойствами и гидрогеохимическими закономерностями. Месторождения подземных вод Кольельшорское-1 и Кольельшорское-2 имеют аналогичные геолого-гидрогеологические и гидродинамические условия с МПВ Сысольского свода.

Литература

1. Гигиенические нормативы ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования: М: Минздрав РФ, 2003.
2. Государственный стандарт ГОСТ 2761-84. Источники централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора. М.: Стандарт-информ, 2006.
3. Закон Российской Федерации от 21.02.1992 № 2395-1 (ред. от 08.06.2020) «О недрах». 1992.
4. Кокшарова Ю. А., Степанова Е. А., Каширина И. А. Отчет по объекту: «Гидрогеологические изыскания для оценки запасов подземных вод на участке группового водозабора ОАО «Коми тепловая компания» в с. Визинга Сысольского района» (по состоянию на 01.01.2015 г). Сыктывкар, ОАО «КТК», 2015.
5. Огородникова Г. П. и др. Атлас Республики Коми // Гидрогеологическая карта Республики Коми. М.: Феерия, 2010.
6. Санитарные правила и нормы СанПиН 2.1.4.1074-01. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. М.: Госкомсанэпиднадзор России, 2001.
7. Санитарные правила и нормы СанПиН 2.1.4.1110-02 «Зоны санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов питьевого назначения». М.: Госсанэпиднадзор России, 2002.
8. Сводные данные государственного учета запасов питьевых и технических подземных вод по состоянию на 01.01.2020 год по Северо-Западному федеральному округу (<https://www.rosnedra.gov.ru/article/13219.html>). (Дата обращения 24.10.2021 г.).
9. Федеральный закон от 29.12.2014 №459-ФЗ «О внесении изменений в Закон Российской Федерации «О недрах». М., 2014.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ШАПКИНСКОЙ ПЛОЩАДИ СЕВЕРА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

О. С. Котик

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

procko@geo.komisc.ru

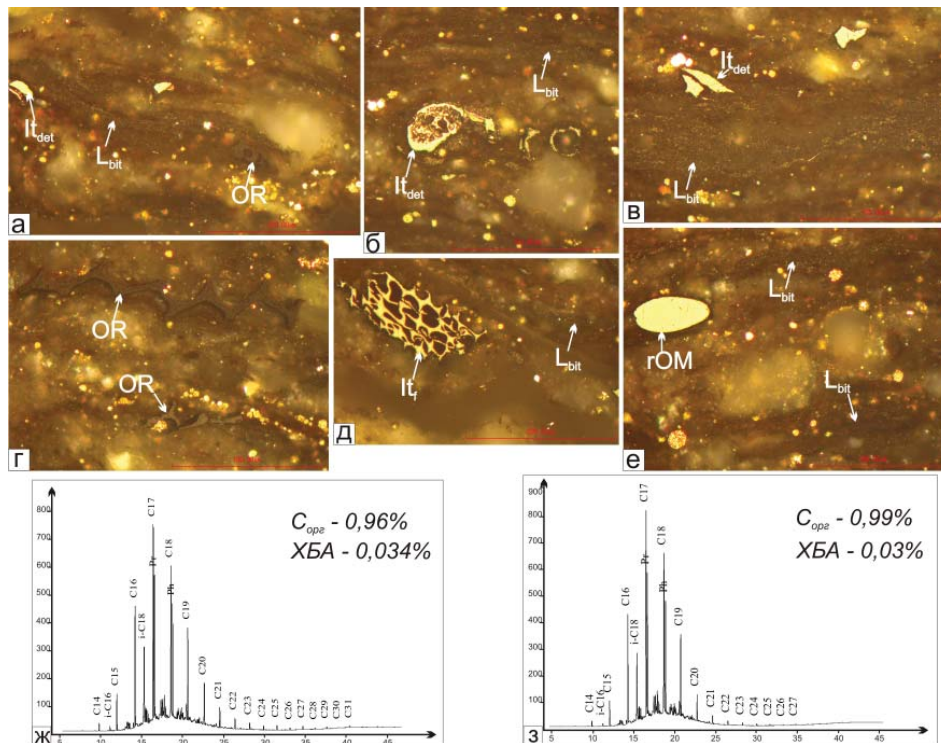
Оценка генерационного потенциала органического вещества (ОВ) нефтематеринских отложений основывается на типе ОВ и его катагенетической преобразованности. Юрские отложения в пределах Баренцевоморского шельфа являлись генераторами углеводородов (УВ) [1, 2]. Данные геохимических исследований свидетельствуют о среднем и высоком начальном УВ потенциале и возможности верхнеюрских отложений генерировать жидкие УВ в наиболее погруженных частях Южно-Баренцевской впадины [1].

Проведенные углепетрографические и геохимические исследования ОВ пород юрских отложений севера Колвинского мегавала Тимано-Печорского бассейна позволили охарактеризовать тип исходного ОВ и особенности его захоронения.

Юрские отложения волжского яруса на территории Шапkinsкой площади севера Колвинского мегавала представлены чередованием алевроитовых, известковистых глин с обилием фауны, известковистых алевролитов, песчаников и аргиллитов с единичными прослоями глинистых горючих сланцев [3].

Геохимические исследования пород скважины Шапkinsкая-79 проводились следующими методами: определение органического углерода ($C_{\text{орг}}$) и выделение хлороформного битумоида (ХБА), определение УВ состава насыщенной фракции битумоидов (ГЖХ). В целом данные исследования показали изменение содержаний $C_{\text{орг}}$ в зависимости от литологических типов пород. В глинистых породах содержание $C_{\text{орг}}$ не превышает 0,99—4%. В глинистых прослоях, перекрывающих горючие сланцы, $C_{\text{орг}}$ увеличивается, а в подстилающих уменьшается. Содержание хлороформного битумоида изменяется в небольших пределах 0,015—0,037 %, коэффициент $\beta_{\text{хб}}$ не превышает 5 %.

Согласно данным углепетрографии, исходное ОВ в волжских отложениях в основном представлено битуминитом (бесструктурное сапропелевое вещество) в виде тонких нитевидных и дис-



Органические мацералы (а – е) и хроматограммы распределения *n*-алканов и изопреноидов (ж-з) в волжских отложениях скв. Шапкинская-79. Микрокомпоненты: L_{bit} – битуминит; группа инертинита: It_{det} – инертдетринит, It_f – фюзинит; OR – биокласты, rOM – переотложенные включения OB

персных скоплений. Имеются включения различных биокластов и инертинита (инертодетринит, фюзинит), а также встречаются переротложенные детритные включения (рисунок а-е). В целом, углепетрографические исследования указывают на смешанный состав исходного ОВ, с преобладанием сапропелевой основы при небольшом (до 15 %) долевом участии гумусового детрита.

По данным ГЖХ максимум распределения *n*-алканов и изопреноидов приходится на низкомолекулярную область (*n*-C₁₇ *n*-C₁₆). Содержание низкомолекулярных соединений до 40 %, среднемолекулярных — до 20 %. Изопреноиды присутствуют в значительном (до 28 %) количестве, среди которых преобладает над фитаном либо присутствует в почти равных долях. Характер распределения *n*-алканов и изопреноидов в насыщенной фракции битумоидов также свидетельствует о сапропелевой основе исходной органики и низкой катагенетической преобразованности ОВ (рисунок ж, з). По данным проведенных ранее исследований породы содержат незрелое сапропелево-гумусовое ОВ II и II-III типов, обладающее изначально высоким УВ потенциалом.

Геохимическое и углепетрографическое изучение состава органического вещества юрских отложений Шапкинской площади севера Колвинского мегавала свидетельствует о его смешанной основе (гумусово-сапропелевом), высоком исходном углеводородном потенциале и низкой катагенетической преобразованности.

Литература

1. Кирюхина Н. М. Нефтегазогенерационный потенциал юрских отложений шельфа Баренцева моря. автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М: МГУ, 2013. 24 с.
2. Кирюхина Т. А. Ступакова А. В., Большакова М. А., Кирюхина Н. М., Норина Д. А. Мезозойские нефтегазоматеринские отложения Баренцевоморского нефтегазоносного бассейна // Геология нефти и газа. 2012. № 3. С. 24—35.
3. Льюров С. В. Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 138 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАБАЗИТОВ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Е. В. Кушманова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

evkushmanova@geo.komisc.ru

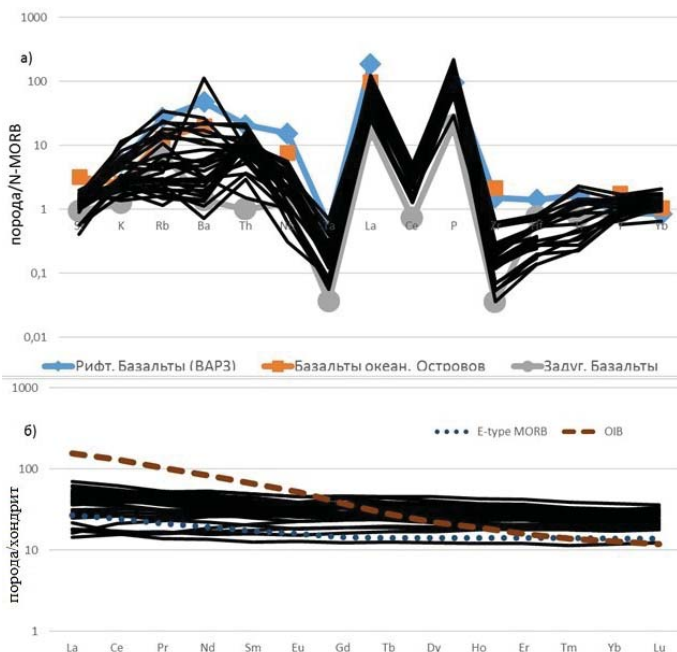
Неркаюский эклогит-сланцевый комплекс расположен на восточном склоне Приполярного Урала [1]. В его составе выделяют гранат-слюдяные кристаллические сланцы, гранат-барруазитовые амфиболиты и эклогиты, а также продукты их низкотемпературного диафтореза (хлорит-мусковит-альбит-кварцевые, эпидот-хлорит-актинолитовые и эпидот-глаукофановые сланцы) [2].

Петрографическое изучение пород неркаюского комплекса показало, что среди них распространены гранат-слюдяные кристаллические сланцы, гранат-барруазит-омфацитовые и гранат-барруазитовые разновидности.

По гранат-барруазит-омфацитовым породам проведены петрогеохимические исследования. Породообразующие оксиды получены комплексным методом мокрой химии и рентгенофлуоресцентного анализа (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Концентрации редких и рассеянных элементов определены путем кислотного разложения и дальнейшего анализа с помощью секторного (SF) масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) в Институте геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого (г. Екатеринбург, масс-спектрометр ELEMENT2), а также в Институте геологии им. академика Н. П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, ЦКП «Геонаука», масс-спектрометр Agilent 7700х).

На диаграмме TAS большинство точек составов гранат-барруазит-омфацитовых пород в области базальтов нормального ряда, несколько точек — в поле базальтов субщелочного ряда. На диаграмме AFM точки составов пород образуют толеитовый тренд.

На спайдер диаграммах спектры гранат-барруазит-омфацитовых пород (рисунок) имеют средние и высокие значения по K, Rb и Th, максимумы наблюдаются по La и P, минимумы — по Ta и Zr. График РЗЭ имеет почти горизонтальную форму со слабо выраженным отрицательным наклоном в начале спектра. При сравнении с базальтами различных геодинамических обстановок изуча-



Распределение редких и РЗЭ гранат-барруазит-омфацитовых пород:
 а) содержание редких элементов, нормализованных относительно N-MORB (Sun, McDonough, 1989); б) содержание редкоземельных элементов, нормализованных относительно хондрита (Sun, McDonough, 1989).

емые спектры имеют пониженные значения, чем у континентальных рифтогенных базальтов (внутриплитных), и выше, чем у задуговых базальтов.

Полученные петрогеохимические результаты указывают на близость исследуемых гранат-барруазит-омфацитовых пород с базальтами окраино-континентальных обстановок.

Литература

1. Отчёт о результатах групповой геологической съёмки масштаба 1:50000 на территории листов Q-41-99-Г/б, г/, 100-В, Г, III-Б/б, г/, В, Г, 112-А, Б, В, Г/а/ "Результаты геологосъёмочных работ в бассейнах рек Хальмерью и Балабанью на Приполярном Урале" / Тыкотовская ГСП, 1976-79 гг./ Том I, текст г. Воркута, 1981 г.
2. Пыстин А. М., Кушманова Е. В., Потапов И. Л., Панфилов А. В. Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. № 11. 2014. С. 14—19.

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЮВИТОВ Р. МАЛАЯ ВАНУЙТА (КАРСКАЯ АСТРОБЛЕМА)

Н. И. Максименко, Т. Г. Шумилова

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nadiamaximenko@mail.ru

Карский метеоритный кратер является одним из крупнейших в России, имеет диаметр порядка 65 км, по размеру уступает лишь Попигайскому [1]. Зювитовые брекчии Карской астроблемы активно исследовались в 70–90-х годах прошлого века. За это время был накоплен обширный материал по геологическим и петрологическим особенностям этих пород [1–3].

До настоящего времени зювиты Карского кратера классифицировались по размеру и соотношению расплавной и обломочной компонент их составе, в соответствии с чем породы из разных областей кратера могли описываться как одни и те же образования [2, 3]. При этом ранее исследователями неоднократно отмечалось существенное различие зювитов не только в разных частях астроблемы, но даже в одном и том же обнажении [2, 4]. Тем не менее, конкретные петрографические и петрохимические районированные особенности зювитов до сих пор охарактеризованы не были.

В работе представлены результаты комплексного исследования зювитов восточного борта Карской астроблемы, расположенных на р. Малая Вануйта. Методика исследования включала полевое изучение коренных обнажений, анализ структурно-текстурных и петрографических особенностей зювитов в штучных образцах, шлифованных пластинах и шлифах. Вещественный состав зювитов был изучен с помощью силикатных анализов на 14 компонентов. Лабораторные исследования проведены с использованием оборудования ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар.

Зювиты располагаются в среднем течении р. М. Вануйта, по левому берегу одноименной реки. На современной поверхности они образуют положительные формы рельефа в виде холмов, которые характеризуются относительно пологими склонами (с углами от $\sim 30^\circ$ до $\sim 45^\circ$) и высотой до ~ 15 м, имеют ступенчатый, террасоподобный профиль, с поверхности перекрыты осыпью рыхлого зюви-

тового материала и частично задернованы. При зачистке установлено, что зювиты в коренном залегании представляют собой интенсивно выветрелые, трещиноватые, хрупкие и сыпучие светло-серые породы, характеризуются тонкочерепитчатой отдельностью, являются, преимущественно, грубообломочными со средним размером обломков до 1 см.

При петрографическом изучении установлено, что зювиты р. М. Вануйта имеют, преимущественно, витролитокластическую структуру и брекчиевую текстуру. Содержание литологических компонентов в зювитах изменчиво, преобладают матрикс (от ~40 до ~50 об.%) и литокласты (от ~20 до 35 об. %), в меньшем количестве отмечаются фрагменты импактных стекол (~20–25 об. %) и минералов (~10–12 об. %).

Матрикс зювитов представляет собой коричневатую-серую тонкодисперсную, преимущественно изотропную интенсивно спекшуюся массу, в которую погружены более крупные минеральные фрагменты. Последние представлены кварцем и полевыми шпатами, кальцитом, кристаллами слюд (мусковитом, серицитом), хлоритом, включениями апатита, глауконита, а также углистыми частицами, эпидотом, пиритом, титанитом, ильменитом. Часто отмечаются реликты органических остатков.

Литокласты представлены, в основном, глинистыми породами (глинистыми алевролитами и песчаниками, аргиллитами) в меньшей степени известковистыми и полимиктовыми песчаниками и алевропесчаниками, известняками и сланцами. Средний размер литокластов в шлифах составляет 0.3–0.5 мм. Форма обломков, преимущественно, изометричная угловатая и слабо-округлая, очертания, как правило, сглажены. Иногда литокласты имеют не ярко выраженные маломощные (0.05–0.1 мм) аккреционные каймы, зоны изменения, нередко витрифицированы. В песчаниках часто витрифицированы отдельные зерна, некоторые зерна изредка имеют планарные деформационные элементы.

Импактные стекла зювитов прозрачны или светло-серые, розовато-серые, имеют массивную, пятнистую, реже флюидальную и пористую текстуру. Они, преимущественно, ксеноморфны, аутоморфные стекла редки. В витрокластах присутствуют реликты фрагментов пород и минералов (предположительно, аргиллитов, алевролитов, кварца, полевых шпатов).

Силикатный анализ зювитов р. М. Вануйта показал, что они характеризуются среднекислым составом (SiO_2 от 56.9 до 59.9 вес. %),

по характеру основности относятся к нормально-щелочным породам ($\text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 3.8$ вес. %), имеют относительно высокое содержание Al_2O_3 (13.2–14.6 вес. %), MgO (4–4.5 вес. %) и FeO (~ 3.9 вес. %). В зювитах выявлен достаточно широкий разброс содержаний компонентов (вес. %) — CaO (от 1.8 до 4 %), CO_2 (0.37–1.78 %) и H_2O (1.6–2.4 %), в незначительном количестве определены TiO_2 (~ 0.9 %), P_2O_5 (~ 0.18 %) и MnO (~ 0.1 %).

Таким образом, проведено комплексное изучение, впервые получена подробная геолого-минералогическая и структурно-вещественная характеристика зювитов восточного сектора Карской астроблемы на р. М. Вануйта. Результаты работы будут способствовать более целостной характеристике зювитов Карской астроблемы и могут помочь при исследованиях импактитов других крупных импактных структур.

Автор выражает благодарность В. В. Уляшеву за помощь в отборе образцов зювитов, О. В. Кокшаровой и Е. М. Тропникову за проведение аналитических работ. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90011.

Литература

1. Масайтис В. Л. и др. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
2. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя / Ред. В. Л. Масайтис. Л.: Наука, 1990. 191 с.
3. Фельдман В. И. Петрология импактитов. М.: изд-во МГУ, 1990. 299 с.
4. Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов / Науч. ред. В. Л. Масайтис. Л.: Недра, 1983. 159 с.
5. Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Макеев Б. А. Геохимическая специфика алмазоносных зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Доклады академии наук. 2019. 486 (2). С. 233–236.
6. Максименко Н. И., Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С. Петрологическая характеристика разновидностей зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой, Россия) // Петрология. 2020. Т. 28, № 6. С. 628–649.

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА МИНЕРАЛЬНЫХ ГРЯЗЕЙ САКСКОГО КУРОРТА

Г. С. Максимов, И. А. Наухацкий, Е. М. Максимова,
С. Ю. Рыбалко, М. Б. Стругацкий

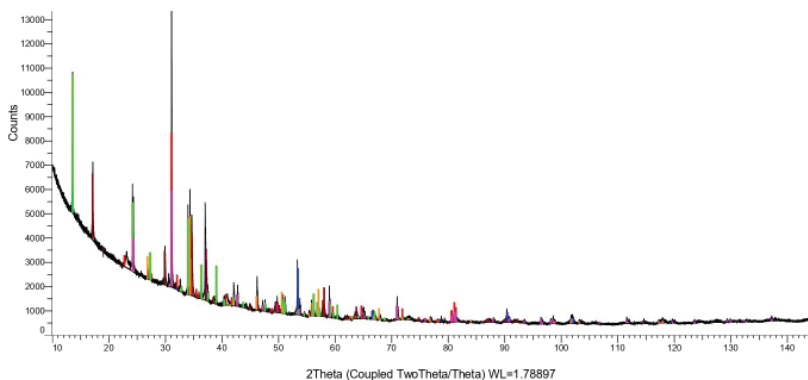
Крымский федеральный университет, Симферополь
neondreamer00@gmail.com

Крымский полуостров знаменит не только замечательным климатом, но и большим количеством лечебных гидроминеральных ресурсов (иловые и сопочные лечебные грязи, рассолы соляных озёр и минеральные воды различного химического состава). История медицинского применения грязи, а именно бальнеогрязелечения, начинается с первой половины XIX века в приморской части западного Крыма, в городах Саки и Евпатория. Первыми задокументированными записями о пользе грязелечения являются труды историка Плиния, датируемые II веком до нашей эры. Ученый упоминал о земле Парасиний, «исцеляющей всякие раны».

Одно из самых известных месторождений лечебных грязей на полуострове – Сакское, которое располагается в г. Саки на западном побережье Крыма. Актуален вопрос о связи состава сакской грязи и понимания, какие именно вещества (элементы) придают ей лечебные свойства. Возможности современного оборудования позволяет установить элементный и структурный состав грязей с прецизионной точностью, что выводит такого рода исследования на качественно новый уровень [1].

В работе методами рентгеновской спектроскопии и рентгеноструктурного анализа был установлен состав образца сакской лечебной грязи. Исследование проводилось на рентгеновском флуоресцентном волнодисперсионном спектрометре последовательного действия Supermini 200, Rigaku и рентгеновском дифрактометре Bruker D8 Advance. Использовалось кобальтовое монохроматизированное излучение. Съёмка проводилась в угловом диапазоне от 10° до 140°, рисунок.

Установлено, что основными химическими элементами в составе образца являются кальций, натрий, кремний, железо, хлор. В микродозах содержатся также титан, никель, марганец, бром.



Дифрактограмма образца

Минеральную структуру грязи образуют нонтронит $(\text{Na,Ca})_{0.3}\text{Fe}_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, кальцит CaCO_3 , гидрат сульфата кальция $\text{Ca}(\text{SO}_4)(\text{H}_2\text{O})$, галит NaCl и кварц SiO_2 .

Литература

1. Котова И. К., Каюкова Е. П., Мордухай-Болтовская Л. В., Платонова Н. В., Котов С. Р. Закономерности формирования состава иловых грязей Мертвого моря и соляных озер Крыма // Вестник СПбГУ, 2015. Вып. 2. С. 85—106.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА УЧАСТКА ЕСТОШОР (МАНИТАНЫРД, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. К. Маринина¹, Т. П. Майорова^{1,2}

¹СГУ, ²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
neotopya316@gmail.com

Манитанырдский золотоносный район на Полярном Урале, в пределах которого расположена россыпь Естошор, в настоящее время является одним из перспективных на поиски как коренного, так и россыпного золота. Россыпь Естошор находится в северо-восточном окончании Нияюской рудной зоны с основными золоторудными проявлениями — Верхненияюское-1 и 2, Нияхойское-1 и 2, Ягодное, Верхнелекелецкое и рядом мелких пунктов минерализации. В районе россыпи Естошор коренные проявления золота пока не известны. Вместе с тем, ранее здесь были установлены литогеохимические аномалии золота, при заверке которых во время проведения поисково-оценочных работ 2009—2011 гг., проводившихся под руководством Л. И. Ефановой, в элювиальных и делювиальных отложениях водоразделов и их склонов обнаружено свободное золото.

Целью данной работы является выявление типоморфных особенностей золота из элювиальных и делювиальных отложений водосбора руч. Естошор и их сравнение с золотом россыпи Естошор.

В геологическом строении Манитанырдского района, в том числе участка Естошор, принимают участие породы бедамельской серии (базальты, андезиты, дациты) верхнего рифея—венда, энганпейской свиты (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты) верхнего венда—нижнего кембрия, с несогласием перекрытые терригенными отложениями манитанырдской свиты верхнего кембрия—нижнего ордовика [1].

Интрузивные породы на участке Естошор представлены субвулканическими телами и дайками метадолеритов и метагаббродолеритов нижней толщи бедамельской серии (поздний рифей—венд), габбро-диоритами кызыгейского плутонического комплекса (поздний венд), габбро-долеритами леквожского гипабиссального комплекса (ранний ордовик) [2].

На участке Естошор изучено золото из элювиальных и делювиальных отложений отдельных небольших площадей, получив-

ших названия «Долеритовый», «Гранитный» и «Контактный». Проведено описание основных характеристик золота — гранулометрии, морфологии, химического состава.

Определение морфологии золотин и химического состава золота проводилось на электронном сканирующем микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром ISIS Link в ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Размеры частиц уточнялись по их фотографиям, полученным на электронном микроскопе, поскольку они очень малы, и их размер нельзя точно измерить с помощью бинокулярного микроскопа. Химический состав золота определялся на поверхности золотин. Классификация золота по гранулометрическому составу, морфологии и классам пробности дана по Н. В. Петровской [3].

По гранулометрическому составу золото из элювиальных и делювиальных отложений участка Естошор относится преимущественно к классу весьма мелкого (0.1—0.25 мм), доля которого варьирует от 86 до 100%. Только на «Гранитном» и «Долеритовом» присутствует незначительное количество тонкого золота (0.05—0.1 мм) до 12—16%.

Среди морфологических типов доминируют ксеноморфные выделения золота — 95 %, часто встречаются пластинчатые и чешуйчатые формы — 55 %. В меньшем количестве присутствуют комковидные — 17 % и стержневидные золотины — 16 %. Около 5 % от общей массы приходится на идиоморфные — дендритоидные выделения.

Золотины, в основном, относятся к неокатанным — 64 %, реже к слабоокатанным — 36 %. Они имеют неровные изрезанные границы, с острыми, угловатыми и ребристыми ответвлениями. На поверхности выделений золота присутствуют ростовые ступеньки, встречаются отпечатки других минералов. Эти признаки указывают на сохранение первичного, «рудного» облика золота.

В данной работе представлены результаты анализа состава золота, выполненные по поверхности золотин. В каждой частице анализ проводился в трех-пяти точках, и результаты показали, что на поверхности некоторых золотин встречаются немногочисленные и малые по площади участки (2—3 мкм) практически чистого беспримесного золота, которые можно рассматривать как зачатки высокопробных оболочек. Такие анализы исключались при расчете средней пробности золота.

С учетом этого обстоятельства, пробность золота на участке Естошор колеблется в широких пределах — от 420 до 1000 ‰

и весьма существенно изменяется по площади. Основными примесями являются Ag, Hg, реже встречается Cu. На «Гранитном» пробность золота из делювиальных отложений варьирует от 836 до 960 ‰ (средняя 905 ‰) с преобладанием умеренновысокопробного золота (800–900 ‰), но встречаются отдельные низкопробные золотины. Основной примесью является Ag, присутствует Hg (до 1.49 мас. %), редко Cu (0.01–1.19 мас. %). В элювиальных отложениях установлено низкопробное золото, ртутистый электрум и минерал, который по составу можно классифицировать как золоти-сто-ртутистое серебро.

На «Долеритовом» пробность золота варьируется от 861 до 1000 ‰ (среднее 953 ‰), при этом преобладает весьма высокопробное (950–1000 ‰). Содержание Ag колеблется от 0.26 до 12.03 мас. %, довольно часто отмечается Hg (0.05–0.94 мас. %), редко Cu (0.01–0.32 мас. %).

На «Контактовом» золото имеет пробность от 793 до 1000 ‰ при среднем значении 865 ‰, доминирует умеренновысокопробное золото (800–900 ‰), но в заметных количествах присутствует золото средней пробности (700–800 ‰) и весьма высокопробное (950–1000 ‰). Типоморфными примесями являются Ag (от 0.31 до 25.73 мас. %) и Hg (от 0.01 до 5.24 мас. %), частота встречаемости которой высокая – 81 %.

В результате проведенных исследований по площадям «Гранитный», «Долеритовый» и «Контактовый» сравнительный анализ показал следующее.

Золото площадей по гранулометрическому составу различается незначительно. На всех преобладает весьма мелкое золото, но на «Гранитном» и «Долеритовом» присутствует небольшое количество тонкого золота. По морфологии золото также не различается, поскольку на всех площадях преобладают ксеноморфные выделения. Пластинчатые и чешуйчатые золотины встречаются одинаково часто на всех трех площадях, реже комковидные, однако на участке «Долеритовом» комковидное золото встречается редко. Не различается золото и по степени окатанности, на участке Естошор в элювиальных и делювиальных отложениях преобладают неокатанные золотины (60–69 %).

По пробности золото площадей различается, поскольку на «Гранитном» и «Контактовом» оно относится к умеренно высокопробному (800–900 ‰), в то время как на «Долеритовом» золото высокопробное (900–1000 ‰). Кроме того, на «Гранитном» об-

наружены частицы ртутистого электрума и золотисто-ртутистого серебра. По частоте встречаемости элементов-примесей (Ag, Hg, Cu) золото, в основном, не различается, однако на «Контактовом» частота встречаемости Hg выше (81 %), чем на «Гранитном» и «Долеритовом».

Таким образом, при сравнительном анализе золота трех площадей участка Естошор установлено, что, несмотря на то, что оно обладает большим сходством по морфологии и степени окатанности, есть некоторые различия в гранулометрическом составе, пробности золота и частоте встречаемости примеси Hg. Выявленные различия в пробности золота трех площадей и широкий размах ее вариаций на «Гранитном» вплоть до появления электрума и золотистого серебра позволяют предположить наличие на участке Естошор по крайней мере двух генетически различных коренных проявлений золота.

Сравнение установленных типоморфных признаков золота из элювиальных и делювиальных отложений водоразделов и склонов с золотом россыпи Естошор [2] позволило сделать следующие выводы. Для россыпи характерно крупное золото — 60,84 %, тогда как в элювиальных и делювиальных отложениях преобладает всяма мелкое (90,91 %) и тонкое золото. Доля слабоокатанного золота в россыпи составляет 37 %, в элювии и делювии преобладает неокатанное золото — 63 %. Россыпное золото имеет более высокую пробность (881–971‰, среднее 920 ‰), содержит меньше Ag (1–16,5 мас. %) и Cu (0,03–0,08 мас. %), но практически не отличается от золота из элювия и делювия по содержанию Hg: 0,14–4,7 и 0,01–7,04 мас. % соответственно.

Автор выражает благодарность Л. И. Ефановой за предоставление материала и ценные советы при написании работы, В. Н. Филипову, который оказал неоценимую услугу в проведении микрозондовых анализов самородного золота.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110006.

Литература

1. Ефанова Л. И., Кузнецов С. К., Тарбаев М. Б., Майорова Т. П. Золотоносность Манитанырдского района и перспективы наращивания ресурсного потенциала (Полярный Урал) // Руды и металлы, 2020. №3. С. 39–51.
2. Ефанова Л. И., Савельев В. П., Кожеванов С. Р. Информационный отчет по объекту “Поисково-оценочные работы на золото на Верхне-

естошорском участке в Республике Коми (хр. Манитанырд)”. Закрытое акционерное общество “ГОЛД МИНЕРАЛС” 15 августа 2011 г. № 815/СЫК 02297 БР. С. 83 с.

3. Петровская Н. В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). Изд-во «Наука», 1973. 346 с.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ВЕНЛОКА И НИЖНЕГО ЛУДЛОВА НА Р. ПАДИМЕЙТВИС (ПОДНЯТИЕ ЧЕРНОВА)

В. А. Матвеев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vamatveev@geo.komisc.ru

Вопросы стратиграфии силурийских разрезов в бассейне р. Падимейтивис имеют довольно длительную историю и неоднократно пересматривались, что свидетельствует о сложности их строения и биостратиграфического расчленения. История и результаты изучения силурийских отложений на поднятии Чернова, а так же определения фаунистических остатков приведены в ряде публикаций [1–4, 6, 8–12 и другие].

В настоящей работе приведены результаты изучения пограничной толщи венлока и лудлова, вскрывающейся по обоим берегам р. Падимейтивис, общей мощностью 120 м (рис. 1). Материалом для данной статьи послужили коллекции образцов, послойно собранные В. А. Матвеевым и П. Мянником во время полевых работ в 2010 и 2017 гг. Коллекция насчитывает более 53 образцов с остатками ископаемой макро- и микрофауны и более 100 проб на различные виды анализов.

Ранее, к венлоку относили толщу мощностью 146 м по руч. Безымянному и пачку мощностью 36 м по р. Падимейтивис [1, 11]. Вновь проведенные исследования, анализ собранных коллекций фауны послужили обоснованием венлокского возраста в разрезе толщи мощностью более 80 м на р. Падимейтивис. Таким образом, общая мощность венлокских отложений в бассейне р. Падимейтивис составляет 300 м [12].

В этой статье принята уточненная стратиграфическая схема силурийских отложений [5].

Изученные отложения прослеживаются в виде невысоких коренных выходов на левом и правом берегу, которые нарастают вниз по течению реки. р. Падимейтивис начиная с уреза воды. Описание интервала разреза пограничных отложений венлока и лудлова подразделены на три пачки (рис. 2).

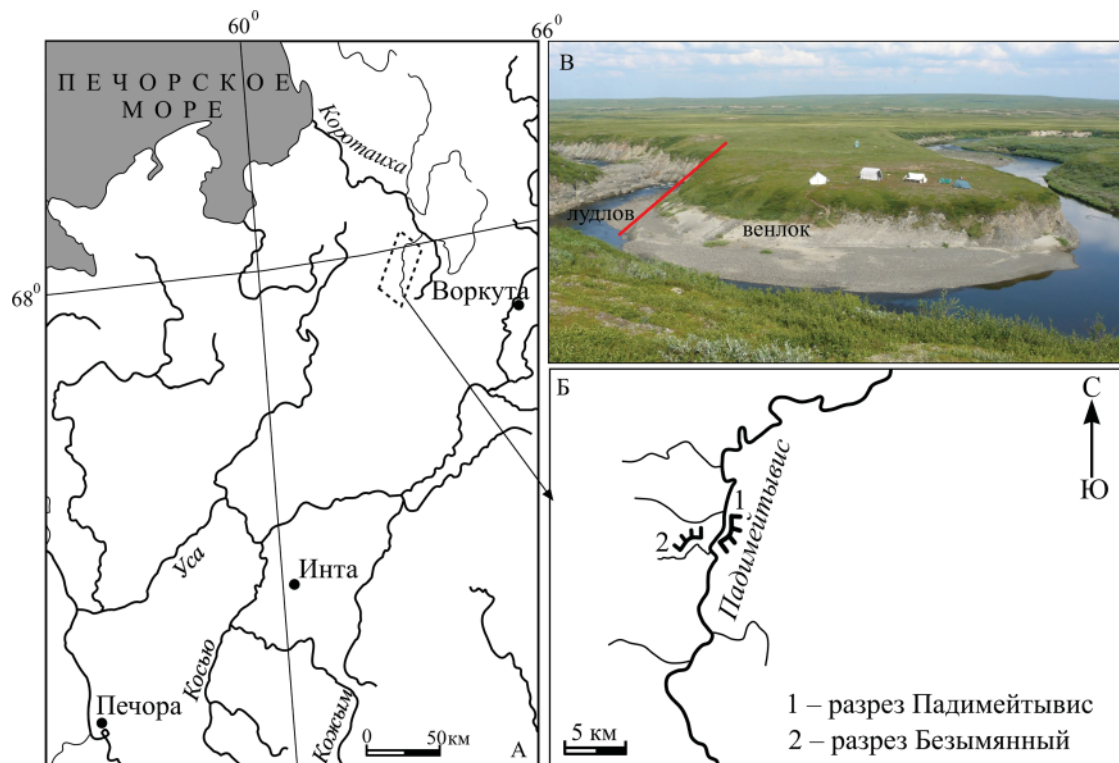


Рис. 1. Схема месторасположения изученных разрезов на поднятии Чернова (А, Б);
 В – общий вид пограничных отложений венлока и лудлова на р. Падимейтывис

Венлок

Войвывский горизонт

Пачка I сложена однообразными коричневато-серыми тонкоплитчатыми известняками, переслаивающихся с тонкими прослоями известняков глинистых сланцеватых (0.5—1 см). Микроскопическое изучение пород показало, что основная масса представлена пелитоморфным кальцитом (до 80 %). Текстура пород в основном неясно слоистая, обусловленная распределением глинистого вещества или сгустков (комочков) в общей пелитоморфной массе. Сгустки (комки) имеют округлую форму и сложены пелитоморфным кальцитом. Отмечается незначительное количество удлиненных микробиокластов (до 0.005 мм), ориентированных по напластованию. В нижней части пачки порода пронизана извилистыми кремнисто-глинистыми прослойками (рис. 2, Б). В верхней части пачки наблюдается большое количество ходов илоедов (до 1 мм), а также единичные терригенные зерна кварца (до 0.025 мм) (рис. 2, В). В шлифах наблюдаются мелкие кристаллы пирита (до 3 %) в виде рассеянных агрегатов угловатой формы размером до 0.1 мм. Присутствует незначительная доломитизация известняков, приуроченная к глинистой массе. Органические остатки в шлифах представлены редкими мелкими срезами раковин остракод и брахиопод. Видимые остатки фауны в известняках этой пачки отсутствуют. При растворении известняков вместе с конодонтами были обнаружены брахиоподы *Lingula* sp.

Формирование нижней части пачки тонкоплитчатых известняков с кремнисто-глинистыми прослойками происходило в низкодинамичной относительно глубоководной части морского бассейна. Вверх по разрезу постепенно наблюдается смена условий осадконакопления на мелководные, о чем свидетельствует появление микрофауны, следов биотурбации и сгустков (комочков) пелитоморфного кальцита. Наличие терригенной примеси может свидетельствовать о сносе с близлежащей суши.

.....Мощность 50 м.

Пачка II представлена переслаиванием известняков светло-коричневых пелитоморфных, микрослойчатых, известняков глинистых сланцеватых, биокластовых и биотурбированных. Основание пачки слагают известняки пелитоморфные с пятнистой текстурой, обусловленной процессами биотурбации и доломитизации, которая приурочена к глинистому материалу и ходам илоедов. Также присутствует пиритизация, которая местами достигает 10%.

Органические остатки редкие и перекристаллизованны, не сортированы по размеру, не ориентированы и не окатаны. Отмечаются комки пелитоморфного кальцита и фенестроподобные полости. Выше наблюдается постепенная смена пород на биокластовые и биотурбированные с увеличением органогенного материала.

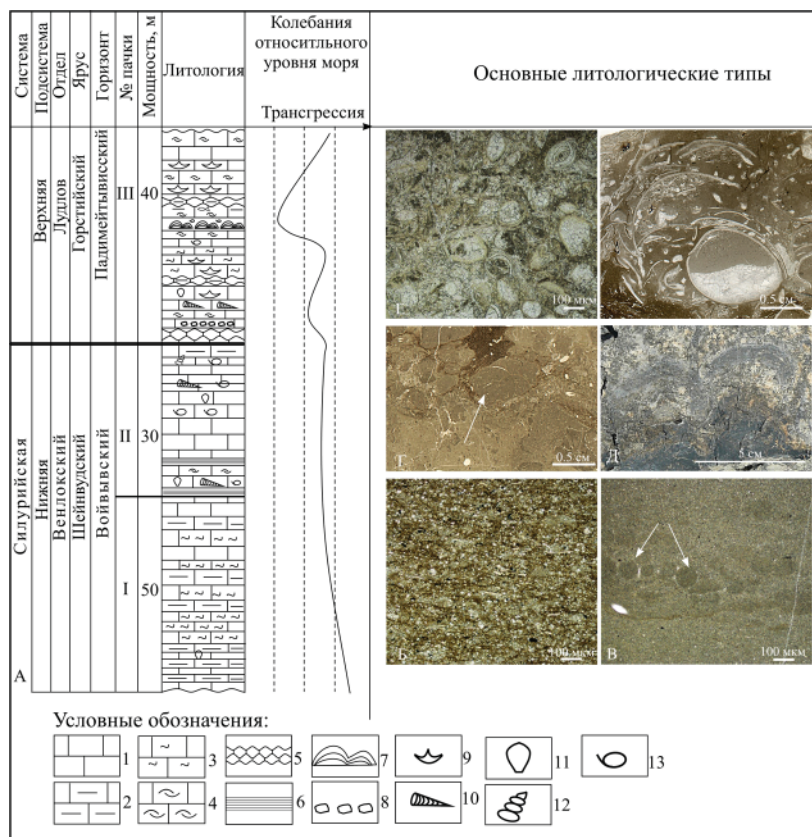


Рис. 2. Литолого-фациальная колонка пограничных влодско-лудловских отложений в разрезе р. Падимейтвис и основные типы пород. (А). Условные обозначения: 1 – известняк; 2 – глинистый; 3 – биотурбированный; 4 – биокластовый; 5 – комковатый; 6 – микрослойчатый; 7 – строматолитовый; 8 – обломочный. 9 – брахиоподы; 10 – лингула. 11 – ортоцератиды, 12 – гастроподы, 13 – остракоды. Основные литологические типы: Б – известняк пелитоморфный с кремнисто-глинистыми прослоями, В – известняк пелитоморфный с текстурами биотурбации, Г – известняк литокластовый, Д – известняк строматолитовый, Е – известняк биоморфный остракодовый, Ё – известняк биокластовый

Текстура пятнистая или пятнисто-слоистая, обусловленная распределением кремнисто-глинистого вещества, биокластового материала и процессами биотурбации. Органогенный материал представлен несортированными, не ориентированными как целыми раковинами гастропод (до 5 мм), остракод (до 2.5 мм) и их фрагментами, единичными ядрами ортоцератид и окатанных ругоз. Местами органические остатки перекристаллизованы и неопределимы. Также наблюдается прослой глинистого материала и пиритизация (до 3 %). Кристаллы пирита рассеяны по породе и часто развиваются по биокластам. Отмечается терригенный материал, представленный кварцем мелкоалевритистой размерности и доломитизация по ходам илоедов.

Особенности строения этой пачки указывают на то, что её формирование происходило в более мелководных условиях с переменным гидродинамическим режимом в отличие от первой пачки. Отложения нижней части пачки формировались в условиях пониженной гидродинамики, на это указывают следы биотурбации и фенестроподобные полости. Выше начинают преобладать известняки биокластовые с фрагментами окатанных органических остатков, а также с увеличением терригенного материала, что, возможно, связано с повышением гидродинамического режима.

Мощность30 м.

Лудлов

Падимейтывисский горизонт.

Пачка III сложена переслаиванием известняков комковатых светло-коричневых, известняков тонкоплитчатых, темно-серых лито- и биокластовых, пелитоморфных, биотурбированных, с прослоями темно-коричневых известняков сланцеватых глинистых и известняков строматолитовых.

Микроскопическое изучение пород показало, что основная масса представлена пелитоморфным кальцитом (60–90 %). Текстура пород массивная, пятнистая, обусловленная, процессами биотурбации и неравномерным распределением доломитизированного глинистого вещества, а также органических остатков.

Нижнюю часть пачки слагают известняки лито- и биокластовые. Литокластовый материал (рис. 2, В) представлен пелитоморфными микробальными известняками. Обломки не сортированы. Отмечаются комки заполнения. Органогенный материал представлен в основном раковинами гастропод (до 0.5 мм), остракод (до 0.5 мм), брахиопод (до 5 мм), трилобитов и их фрагмента-

ми. Органические остатки не сортированы по размерам, не ориентированы, слабоокатаны. Присутствует пиритизация (до 7–10 %). В шлифах отмечаются прожилки глинистого битуминозного вещества и участки доломитизации. Выше залегают известняки пелитоморфные с текстурой биотурбации. Органогенный материал представлен в основном раковинами остракод (2 мм), брахиопод (до 5 мм), гастропод (до 2.5 мм), а так же неопределимым биокластовым материалом. Наблюдаются образования, сходные с *Problematicum* [7, стр. 30, табл. XII, фиг. 1-3].

Также в шлифе на фоне пелитоморфного кальцита наблюдаются неправильные округлые и угловатые тела от 0.5 мм до 0.8 мм, имеющие по краям игольчатое строение, которые, возможно, являются остатками губок.

В верхней части пачки залегают четыре прослоя со строматолитовыми постройками куполовидной формы диаметром 35 см и высотой до 15 см. Строматолиты образованы сросшимися у основания небольших куполовидных и столбчатых построек, высотой 7 см и диаметром до 6 см (рис. 2, Д). Они перекрываются известняками биоморфными остракодовыми (рис. 2, Е) и биокластовыми (рис. 2, Ё). Органогенный материал представлен (до 50 %) крупными и мелкими фрагментами раковин брахиопод (до 5 мм), а также остракод (0.5 мм) и панцирей трилобитов (до 3 мм). В раковинах брахиопод наблюдается геопетальная структура и пиритизация по биокластам в виде рассеянных зерен.

Строение пачки указывает на то, что её формирование происходило в мелководных обстановках, с непостоянным гидродинамическим режимом. Нижняя часть пачки формировалась в условиях повышенной гидродинамики, на это указывают лито- и биокластовый материал, окатанные обломки органогенного материала. В средней части пачки — известняки пелитоморфные со следами биотурбации и слабоокатанным несортированным биокластовым материалом. Появление прослоев со строматолитами указывает на признаки кратковременного обмеления, после которого вновь происходит подъем уровня моря. Об этом свидетельствуют прослои известняков с остракодами и брахиоподами, которые перекрывают строматолитовые постройки (рис. 2А) [12]
.....Мощность 40 м.

Таким образом, по результатам проведенных литолого-фациальных исследований пограничных отложений венлока и лудлова по р. Падимейтивис выделено шесть основных литологических ти-

пов известняков: пелитоморфный с кремнисто-глинистыми прослоями, пелитоморфный с текстурами биотурбации, литокластовый, строматолитовый, биоморфный остракодовый, биокластовый, которые в свою очередь отражают разные фациальные условия осадконакопления. Установлено, что отложения первой пачки формировались в более глубоководных условиях с низкодинамичными колебаниями уровня моря. Отложения второй пачки формировались в более мелководных условиях с незначительными колебаниями уровня моря. Известняки третьей пачки лудлова формировались в условиях мелкого моря с изменяющимся режимом осадконакопления.

Автор выражает благодарность к. г.-м. н. Матвеевой Н. А. за консультации при описании шлифов. Инженеру Радаеву В. А., студенту Куликову С. О. за помощь в проведении экспедиционных работ на поднятии Чернова.

Литература

1. Антошкина А. И., Безносова Т. М. Новые данные по стратиграфии венлокских отложений Большеземельской тундры // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 32–39.
2. Безносова Т. М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. — Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 218 с.
3. Безносова Т. М., Мянник П., Майдль Т. В., Лукин В. Ю., Матвеев В. А. Условия осадконакопления и биота на рубеже лландовери и венлока (поднятие Чернова) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. № 3. С. 14–18.
4. Безносова Т. М., Лукин В. Ю., Матвеев В. А. Прижизненные захоронения морских донных сообществ в венлокских штормовых отложениях на поднятии Чернова // Вестник ИГ Коми НЦ. 2016. № 12. С. 31–36.
5. Безносова Т. М., Матвеев В. А., Шамсутдинова Л. Л. Новые данные по стратиграфии и обновленная схема корреляции верхнего ордовика и силура Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и севера Урала // Известия Коми научного центра УрО РАН. № 2(42). Серия «Науки о Земле». Сыктывкар, 2020. С. 75–89. DOI: 10.19110/1994-5655-2020-6-75-89
6. Матвеев В. А. Строматолитовые постройки венлока поднятия Чернова: основные морфотипы, микроструктура // Вестник Института геологии Коми НЦ, 2011. № 11. С. 2–5.
7. Рейтлингер Е. А. Атлас микроскопических органических остатков и проблематика древних толщ Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 61 с.

8. Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.
9. Чернов Г. А. Силурийские отложения поднятия Чернова // Докл. АН СССР, 1964. С. 843–846.
10. Чернов Г. А. Силурийские строматолиты поднятия Чернова (Большеземельская тундра) // Стратиграфия и палеонтология северо-востока Европейской части СССР. М.-Л.: Наука, 1966. С. 90–105.
11. Чернов Г. А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. М: Наука, 1972. 318 с.
12. Matveev V. A., Beznosova T. M., Gomze L. A. Wenlock-Ludlow boundary sediments on Chernov uplift (Arctic region of Russia) // Építőanyag – Journal of Silicate Based and Composite Materials, Vol. 72, No. 5. 2020. P. 169–173. doi: 10.14382/epitoanyag-jsbcm.2020.28.

ИНТЕРАКТИВНАЯ КАРТА «ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ РЕСПУБЛИКИ КОМИ»

Е. А. Мячина

СГУ, Сыктывкар

katemyachina19@gmail.com

Одним из объектов природного наследия человечества, стран и регионов являются геологические памятники. К ним относятся геологические разрезы-стратотипы, документирующие геологическую историю, карстовые формы рельефа, живописные скалы, останцы выветривания, пещеры и многие другие. Геологические памятники или объекты геологического наследия (ОГН) ранжируются по значимости, т.е. имеют определенный статус в классификации объектов геологического наследия как мирового, так и российского уровней. Многие из них охраняются государством.

Республика Коми обладает обширными природными ресурсами. На ее территории выявлено более 50 геологических памятников природы, которые надо изучать, сохранять и популяризировать. Представление информации по геологическим памятникам Республики Коми в виде интерактивной карты будет способствовать более широкому распространению геологических знаний о природном наследии Республики Коми, нести важную информационную и просветительскую функцию.

Цель работы — создание интерактивной карты «Геологические памятники Республики Коми».

В 2008 году вышла монография «Геологическое наследие Республики Коми», в которой обобщены материалы по геологическим памятникам природы и другим геологическим достопримечательностям [1]. Однако, небольшой тираж издания (1000 экз.) ограничивает знакомство с этой книгой массового читателя.

Для создания базы данных по геологическим памятникам была изучена данная монография. В ней описаны геологические памятники природы, взятые под охрану государства в конце XX столетия. Представлена информация о местонахождении памятников, об их уникальности и значении, приведен статус, к которому принадлежит памятник. Важно, что в монографии присутствует геологическая информация по памятникам, которая практически отсутству-

ет на перечисленных выше информационных ресурсах, а именно описано строение разрезов и состав отложений, их возраст, литологические, палеонтологические или минералогические особенности, имеются ссылки на опубликованную литературу.

Основываясь на вышеперечисленной информации, была составлена база данных (таблица). Она имеет следующую структуру: название памятника, его местоположение, координаты, статус, фотографии, геологическое строение, литература.

Геологическое описание памятников включает следующую информацию: геолого-структурное положение, строение разрезов отложений, их возраст и состав, наличие палеонтологических остатков, некоторые другие особенности, например, присутствие конкреций, редких минералов, полезных ископаемых и т.д. В монографии «Геологическое наследие Республики Коми» (2008) содержится весьма обширная геологическая информация по каждому памятнику, часто занимающая несколько страниц. Чтобы не перегружать базу данных для составления интерактивной карты излишней детализацией, по некоторым памятникам дано более краткое геологическое описание с сохранением только главных особенностей их строения.

Интерактивная карта «Геологические памятники природы» создана с помощью свободного программного обеспечения (ПО) QGIS и NextGIS. В данном программном обеспечении можно создавать разного рода модели, карты, данные, а также публиковать их и использовать в веб-браузерах. Программа QGIS содержит достаточно функций, которые дают возможность создать необходимую карту.

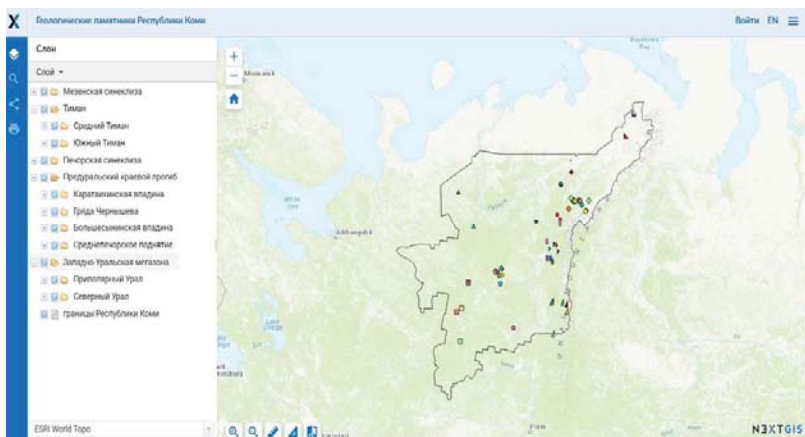
Для дальнейшей работы необходимо зарегистрироваться в NextGIS. После регистрации оцифровка всех объектов происходит в ПО QGIS. Обе программы непосредственно связаны между собой, что с легкостью позволяет переносить данные из одной программы в другую. Завершив оцифровку объектов, экспортируем их в NextGIS. После чего вся дальнейшая работа происходит в NextGIS. После завершения всех операций необходимо проверить все данные и можно публиковать карту (рисунок).

В результате выполнения работы был создан новый интернет-продукт — интерактивная карта «Геологические памятники природы Республики Коми».

Составной частью работы является база данных по 54 геологическим памятникам РК, включающая следующую информацию:

Пример макета базы данных «Геологические памятники Республики Коми»

Название памятника	Местоположение	Координаты	Статус	Фото памятника	Геологическое строение	Литература
1	2	3	4	5	6	7
Мезенская синеклиза						
1. Усть-Коин	Расположен на правом берегу р. Вымь на участке т.н. «Больших порогов», в 2 км ниже впадения в нее р. Коин и примерно в 20 км от дер. Евдино. Добраться можно следующим образом: от железнодорожной станции...	63°15' с.ш. 51°23' в.д.	Объект геологического наследия	  	Объект представляет собой серию обнажений пород казанского яруса верхней перми. Отложения, общая мощность которых составляет около 60 м, представлены, преимущественно, терригенными породами...	Геологическое наследие Республики Коми, 2008



Внешний вид интерактивной карты «Геологические памятники Республики Коми» (режим доступа: <http://ae241kgo.nextgis.com/resource/188/display?panel=layers>)

название памятника, местоположение, координаты, статус, фотография памятника, геологическое описание и литература.

Геологическое описание памятников в базе данных заимствовано из монографии «Геологическое наследие Республики Коми (Россия)» (2008), для некоторых памятников с сокращением текста. Геологическое описание памятника природы включает: геолого-структурное положение, строение разрезов отложений, их возраст и состав, наличие палеонтологических остатков, некоторые другие особенности, например, присутствие конкреций, редких минералов, полезных ископаемых и т.д.

Интерактивная карта «Геологические памятники природы» создана с помощью свободного программного обеспечения QGIS. В программе QGIS содержится достаточно функций, позволяющих создать необходимую карту, таких как: обработка пространственных данных, создание и рисование географических карт различного назначения, работа с различными дополнительными модулями, созданными пользователями данной программы. Интерактивная составляющая представлена с помощью дополнительного сервиса NextGISOnline. Достоинством данного сервиса является то, что он напрямую связан с программой QGIS и позволяет выполнять запросы пользователей к объектам карты. Данные программные средства были выбраны для создания интерактивной карты из-за простоты и удобства использования.

Составленная карта является основой для дальнейшего описания геологических памятников природы Республики Коми. В дальнейшем она может наполняться содержанием, т.к. изученность данных памятников и информация о них возрастает. Также на данной карте можно отобразить пещеры Республики Коми, которые не вошли в нее. Не стоит забывать о том, что возможно появление новых геологических памятников природы, которые можно отобразить на данной карте.

Созданная карта предназначена для широкого круга пользователей и может быть использована государственными органами в сфере природных ресурсов и охраны окружающей среды, в деятельности научных и исследовательских организаций, для дальнейшего изучения памятников, образовательными учреждениями при изучении курсов природоохранной направленности и ГИС-технологий, для популяризации знаний населения об уникальных природных объектах — геологических памятниках природы, при развитии экотуризма и создании экологических троп.

Литература

1. Геологическое наследие Республики Коми (Россия) / Составитель П.П. Юхтанов. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. 350 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА ЧЕРПАЮСКОЙ СТРУКТУРЫ ВАЛА ГАМБУРЦЕВА

М. С. Нечаев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

max-12-99@yandex.ru

Промышленная нефтеносность нижнепалеозойского карбонатного комплекса северо-востока Тимано-Печорского нефтегазового бассейна (НГБ) преимущественно связана с нижнедевонскими карбонатными отложениями. Продуктивность комплекса во многом обусловлена благоприятным соотношением коллекторов и флюидопоров и совпадает с областью проявления предсреднедевонского-предфранского несогласия, с которым связаны проявления древнего карста [1].

Проводимые нами исследования были сосредоточены в пределах вала Гамбурцева, который представляет собой одну из сложных привзбросо-надвиговых структур Варандей-Адзвинской структурной зоны [2]. Объектом исследований являлись отложения лоховского яруса нижнего девона, которые вскрыты скважинами на Черпаюской структуре в южной части вала.

Палеокарстовая система вала Гамбурцева представлена пачкой конгломерато-брекчий глинисто-карбонатных и карбонатных пород с признаками палеокарста. Пачка выделяется в ряде скважин вала в эродированных отложениях нижнего девона и перекрывается глинами тиманского горизонта верхнего девона. Верхняя граница брекчиевой толщи отчетливо фиксируется по кривым радиоактивного каротажа, нижняя четко не определена, что обусловлено постепенным сокращением брекчиевых прослоев и их мощности вниз по разрезу закарстованных отложений, затрагивая, в основном, отложения торавейской свиты (аналога сотчемкыртинской свиты), а в наиболее эродированных размытом разрезах Черпаюской площади — и хатаяхинской свиты (нижней свиты лохова) [3].

Наиболее отчетливыми проявлениями палеокарста отличаются керн Хасырейской и Черпаюской площадей, демонстрирующий разрезы крупных пещер, выполненных осадками конгломерато-брекчиевого типа, брекчиями обрушения (коллапса) и брекчиями

растрескивания, перемежаемых с глинисто-карбонатными отложениями торавейской свиты. Характерным признаком палеокарста является также широко развитые в породах Черпаюской площади трещины с «зеленой глиной» [4, 5].

В настоящей работе приведены некоторые результаты проявления палеокарста в породах Черпаюской площади. Были изучены наиболее полно охарактеризованные керном разрезы скважин 22 и 25-Черпаю. Вскрытая ими нижнедевонская толща представлена хатаяхинской и маломощной глинисто-доломитовой пачкой торавеской свиты. По керну разрезы представлены в основном микробияльными глинистыми и вторичными доломитами, в которых иногда угадывается первичная структура. Литологическая типизация изученных образцов и их фациальная интерпретация позволяют говорить о формировании отложений в пределах двух фациальных зон: литорали и сублиторали.

Зону **литорали** представляют литотипы: нефтенасыщенный вторичный доломит, образованный по биоморфным и биокластовым известнякам; доломит глинистый с тонким чередованием доломитовых и глинистых прослоек; тонкое переслаивание глинисто-алевритистой и карбонатной породы; доломиты узорчатые микробияльные; доломит мелко-среднезернистый с теневой структурой карбонатного песчаника; доломит тонкозернистый слоистый; доломит мелко-среднезернистый с кавернами.

К зоне **сублиторали** отнесены литотипы: доломит биокластовый глинистый прерывисто слоистый, доломит пятнисто-комковатый, известняк доломитизированный сгустковый.

При общем сходстве строения по каротажным диаграммам, карбонатные породы скважины 25-Черпаю более изменены. Сохранность пород, вероятно, связана с присутствием в скв. 22-Черпаю уцелевшей от размыва части сотчемкыртинского горизонта мощностью около 30 м, что возможно частично предохранило отложения хатаяхинской свиты от вторичных преобразований. Тем не менее, несмотря на изменения пород в разрезах обеих скважин, отчетливо прослеживается цикличное чередование отложений литоральной и сублиторальной зон. В верхней части разреза 25-Черпаю преобладают литоральные отложения, что характерно и для 22-Черпаю.

Образцы брекчий доломитовых с кавернами, заполненными глиной, и брекчий доломитовых с кавернами и стилолитами в данных скважинах редки. Чаще всего они приурочены к пластам

и пачкам пород литорального облика. Наиболее представительный разрез карстовых брекчий вскрыт на северной периклинали Черпаюнской структуры скважиной 28-Черпаю. В центральной части структуры также широко распространены трещины с зеленой глиной. Карстовые брекчии в нижнем девоне вала Гамбурцева по данным исследования керна характеризуются низкими значениями открытой пористости и практическим отсутствием проницаемости. Однако, чередующиеся с ними и залегающие ниже толщи обычно отличаются развитием пород-коллекторов с улучшенными фльтрационно-емкостными свойствами.

Литература

1. Малышева Е. О., Жемчугова В. А., Майдль Т. В., Малышева Н. А., Рябинкина Н. Н. Региональные несогласия с позиций секвенсстратиграфии в разрезе осадочного чехла Печорского бассейна // Геология горючих ископаемых европейского северо-востока России. Тр. Ин-та геологии КНЦ УрО РАН, вып. 92, Сыктывкар, 1998. С. 16–36.
2. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения / Белонин М. Д., Буданов Г. Ф., Данилевский С. А., Прищепа О. М., Теплов Е. Л. Санкт-Петербург: Недра, 2004. 396 с.
3. Майдль Т. В. Литология и коллекторы продуктивных отложений нижнего девона вала Гамбурцева // Геология и ресурсы горючих полезных ископаемых европейского Севера СССР: Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Сыктывкар, 1989. Вып.69. С. 34–46.
4. Майдль Т. В. Литологическая характеристика среднедевонского и предфранского несогласий в осадочной толще печорского бассейна // Геология горючих полезных ископаемых европейского севера России. Сыктывкар, 1998. С. 37–43. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, Вып. 97).
5. Lapointe Ph. Example of Lower Devonian Karstified Fields, Gamburtsev Swell / Ph. Lapointe, V. I. Bogatsky, A. V. Martynov // Abstracts. Geology of the Devonian System. Syktyvkar: 2002. С. 271–272.

БАЗАЛТЫ ФУНДАМЕНТА МАЛОЗЕМЕЛЬСКОГО-КОЛГУЕВСКОГО МЕТАБЛОКА

М. Д. Осколкова

УГТУ, Ухта

Oskolkova.2001@bk.ru

Местонахождением 1-Южно-Сенгейской скважины, откуда был взят изучаемый образец, является север Печорской плиты на побережье Северного Ледовитого океана.

Скважина 1-Южно-Сенгейская под силурийскими отложениями вскрыла алевролиты зеленовато-серого цвета с прослоями темно-серых глин, лавобрекчии кислого состава, плотные, красновато-коричневого цвета, участками брекчиевидные. Под ними залегают базальты, крепкие плотные породы очень темного, почти черного цвета с редкими мелкими миндалинами (рис. 1).

Породы такого кайнотипного облика в составе фундамента встречаются на территории плиты впервые. В южных районах под осадочным чехлом наблюдаются вулканические породы, но они очень сильно метаморфизированы и не содержат свежих минералов.

Вулканыты, залегающие под углом 40° к горизонту, относятся к фундаменту Печорской плиты. Вулканыты перекрываются пач-

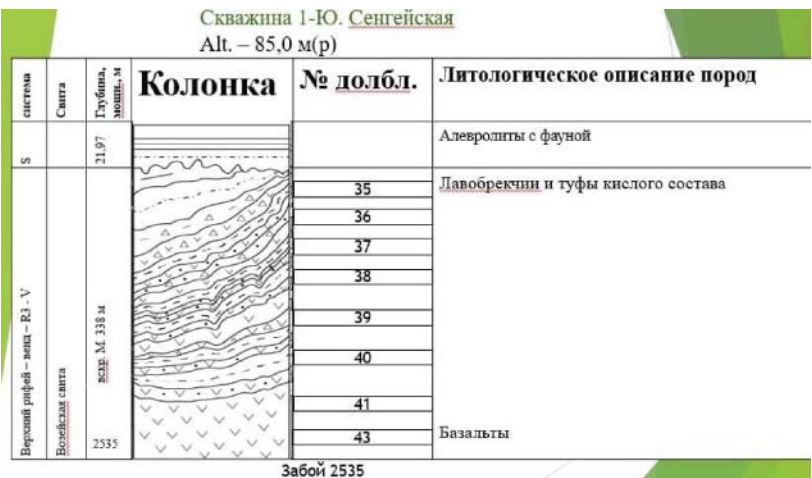


Рис. 1. Стратиграфия скважины

кой алевролитов, содержащих фауну силурийского возраста, которые образуют основание осадочного чехла плиты.

В силурийских отложениях, перекрывающих вулканы, встречается фауна — конодонты (рис. 2, 3). По остаткам ротового аппарата этих животных можно определить возраст. Конодонты — это вымершие животные из типа хордовых, которые были распространены в кембрии—триасе. По внешнему виду они напоминали современных угрей [3].

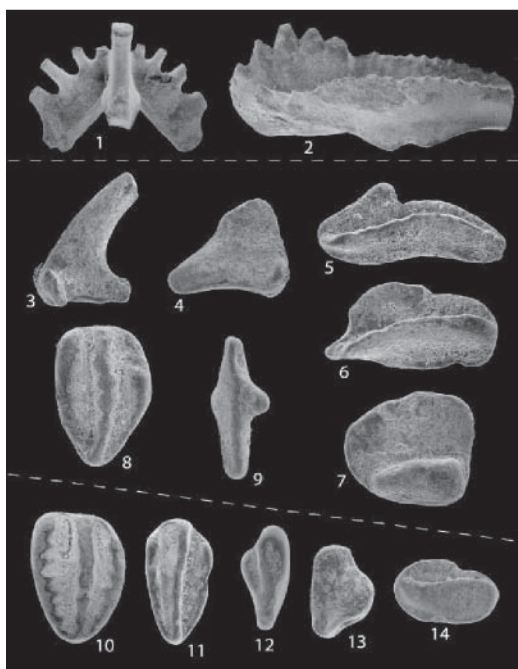


Рис. 2. Конодонтовые элементы [3]



Рис. 3. Модель конодонтов из сети интернет

Среди конодонтоносителей были как совсем крошечные (длиной около 1 см), так и гигантские (например, *Promissum*, длина которого достигала 40 см). В настоящее время палеонтологи сходятся во мнении, что для конодонтоносителей характерно наличие больших глаз, плавников с плавниковыми лучами, хорды и мощной поперечно расположенной мускулатуры. Конодонты являются стратиграфически важной группой для большей части палеозоя и нижнего мезозоя [3].

Образец базальта является породой темной, темно-серой и даже почти черной. Текстура пористая или миндалекаменная. Поры и миндалины редкие, мелкие, до 2 мм, заполнены агатом, халцедоном и кварцем (рис. 4).

Под микроскопом мы наблюдаем базальт миндалекаменной текстуры и порфировой структуры, обусловленной



Рис. 4. Базальт миндалекаменной текстуры

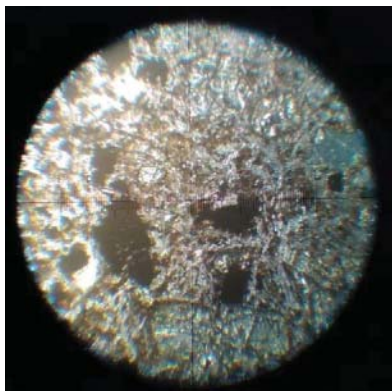


Рис. 5. Вид шлифа под микроскопом. Радиус поля зрения 0,8 мм. Без анализатора

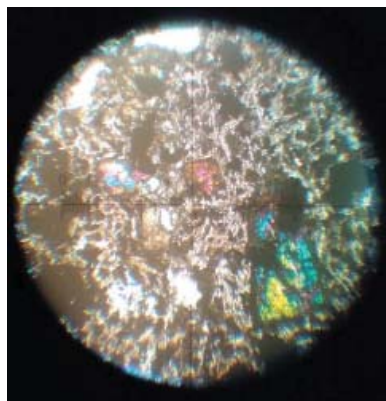


Рис. 6. Радиус поля зрения 0,8 мм. С анализатором

вкрапленниками плагиоклаза и пироксена размером до 0,4 мм и более мелкозернистой основной массой, представленной преимущественно теми же минералами. Главными минералами являются пироксен и плагиоклаз.

Пироксен (40 %) образован неправильными трещиноватыми зернами размером 0,3–0,4 мм. Группа Лодочникова – 6, спайность совершенная и двупреломление высокое.

Плагиоклаз (лабрадор) примерно 40 %, представлен кристаллами призматической формы и размером до 0,4 мм и менее. Группа Лодочникова – 4, спайность совершенная, двупреломление низкое. Широко представлены полисинтетические двойники.

Второстепенные минералы (20 %) – рудный минерал, агат и хлорит.

Рудный минерал образует довольно крупные зерна неправильной формы, непрозрачен, изотропен.

Агат заполняет миндалины. Группа Лодочникова – 4, почти изотропен. Иногда наблюдается еле заметная полосчатость.

Хлорит, вероятнее всего, замещает вулканическое стекло, образует агрегаты пластинчатых кристаллов. Группа Лодочникова – 4, двупреломление низкое [1].

Таким образом, в составе фундамента Печорской плиты присутствует кайнотипные породы кислого и основного состава.

Возраст данных образований по геологическим данным определяется как докембрийский, т.к. угол падения вулканитов достигает 40° (см. рис. 1), а перекрывающие породы имеют палеонтологически датированный силурийский возраст.

Более точно возраст базальтов может быть установлен при датировании изотопно-геохронологическими методами.

Литература

1. Довжикова Е. Г. Практическая петрография: учебное пособие / Е.Г. Довжикова. Ухта: Издательство УГТУ, 2012.
2. Белякова Л. Т. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / Богацкий В. И., Богданов Б. П., Довжикова Е. Г., Ласкин В. М. Киров: Кировская областная типография, 2008.
3. Конодонты. Википедия. Текст: электронный // ru.Wikipedia.org: [сайт]. URL: <https://ru.wikipedia.org/wiki/Конодонты>

СЛАНЦЕВАЯ НЕФТЬ

М. Д. Осколкова

УГТУ, Ухта

Oskolkova.2001@bk.ru

Нефть низкопроницаемых коллекторов — это лёгкая нефть, которая находится в плотных коллекторах (сланцы, плотные песчаники, известняки) [1].

По своим химическим и топливно-энергетическим свойствам сланцевая и обычная нефть практически не отличаются. Различия между видами лежат в методиках добычи и воздействии на окружающую среду.

Разведанные запасы сланцевой нефти в 2,3 раза больше, чем запасы традиционной нефти.

Выделяют два вида сланцевой нефти:

1) Tight Oil (Плотная нефть). Нефть, состоящая из лёгких фракций и находящаяся в плотных коллекторах. Способы извлечения: прокладка горизонтальных скважин и гидроразрыв пласта [2].

2) Shale Oil (Сланцевая нефть). Нефти, получаемые в результате термического воздействия на кероген [2].

Сланцевую нефть относят к трудноизвлекаемым запасам.

Доля мировых трудноизвлекаемых запасов нефти по странам:

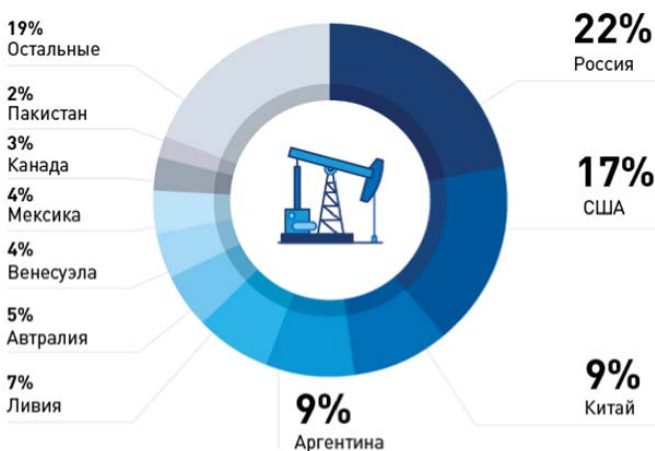


Рис. 1. Доля мировых трудноизвлекаемых запасов нефти по странам

Трудноизвлекаемые запасы (ТРИЗ) нефти и газа — запасы месторождений, залежей, отличающиеся относительно неблагоприятными для извлечения геологическими критериями залегания нефти и (или) физическими ее свойствами [3].

На сегодняшний день ТРИЗ систематизированы по группам. Выделяют:

- аномальные по характеристикам нефти;
- нефти выработанных месторождений;
- нефти низкопродуктивных пластов;
- нефти в низкопроницаемых коллекторах [3].

Россия располагает значительными ресурсами нетрадиционных видов УВ сырья (рис. 2).

Практическое освоение данных ресурсов в большинстве случаев затруднено в связи с невысокой изученностью, отсутствием апробированных технологий, невысокой конкурентоспособностью по сравнению с традиционными УВ ресурсами страны [4].

Доманиковый горизонт является одним из наиболее изученных объектов сланцевой нефти. Суммарный нефтегазовый потенциал доманикового горизонта в Тимано-Печорской провинции с традиционных позиций оценивается в 140—150 млн т [5].

Баженовская свита — это скопление углеродистого органического вещества и нефти, выявленных в Западной Сибири.



Рис. 2. Месторождения сланцевой нефти на карте России

Баженовская свита распространена в центральной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Глубина залегания баженовской свиты $-1,5-3$ км. Мощность баженовских отложений от 25 до 100 м. Нефтенасыщенные толщины баженовской свиты изменяются от 10–60 м.

Куонамская свита формировалась в восстановительной и резко восстановительной среде в небольшом изолированном от океана бассейне в условиях его некомпенсированного прогибания в пределах Западно-Кубанского прогиба.

Рифейские сланцевые горизонты распространены в авлакогенах Восточно-Европейской платформы, а также в Предуральском краевом прогибе [5].

В Тимано-Печорской провинции промышленные залежи нефти и газа в сланцах доманикового горизонта установлены на 14 месторождениях. Образовались сланцевые толщи в морском бассейне в результате длительного некомпенсированного прогибания с низкими скоростями седиментации. Представлены темными битуминозными сланцами, переслаивающимися с темными битуминозными известняками, местами окремненными.

Для добычи сланцевой нефти часто применяют метод гидравлического разрыва пласта (рис. 3).



Рис. 3. Схема многостадийного гидроразрыва пласта

Технология ГРП заключается в создании высокопроводимой трещины в целевом пласте под действием подаваемой в него под давлением жидкости для обеспечения притока добываемого флюида (природный газ, вода, конденсат, нефть или их смесь) к забою скважины.

Недостатки технологии гидравлического разрыва:

1. Происходит быстрое старение месторождения. Среднее время «жизни» скважин 1,5–2 года, в течение первого года работы дебит снижается на 80 %. Затем добычу останавливают и ищут новую скважину на значительном расстоянии от остановленных разработок.

2. Отмечают выброс углекислого газа. В дальнейшем для повышения эффективности разработки месторождений полученный углекислый газ планируют перерабатывать в электроэнергию [6].

В случае применения метода гидроразрыва почва и подземные воды перенасыщаются химикатами. Это отрицательно сказывается на окружающей среде [2].

Обратной стороной сланцевого бума стал колоссальный экологический вред.

Освоение гигантского энергетического потенциала сланцевых углеводородов потребует усилий всего мирового сообщества [1]. Сланцевые УВ представляют собой инновацию [1].

Сланцевая революция может дать человечеству новые источники углеводородов, способных сохранить, а при необходимости даже увеличить объёмы добываемого сырья для будущей мировой индустрии.

Сдерживающим фактором производства сланцевой нефти являются две кардинальные проблемы:

Отсутствие недорогих и мало затратных технологий и вредное воздействие на окружающую среду.

В случае рационального и оптимального решения этих проблем перспективы сланцевой нефти будут грандиозными. Для этого надо потратить время и средства на научно-практические исследования.

Необходимо отметить, что технология разработки сланцевых месторождений находится на этапе своего становления. Затраты на добычу сланцевых углеводородов превышают себестоимость разработки традиционных нефтяных месторождений. При этом обнаруженные запасы сланцевого черного золота необходимо рассматривать как запасы энергетических ресурсов на будущее [6].

Литература

1. Сланцевая нефть. Текст: электронный // <https://ru.m.wikipedia.org>
2. Сланцевая нефть: запасы, виды, технология добычи. Текст: электронный // fabricators.ru: [сайт]. URL :<https://fabricators.ru>
3. Трудно извлекаемые запасы нефти. Текст: электронный // neftegas.ru: [сайт]. URL: <https://neftegas.ru>
4. Алымов С. В. Методы прогнозирования топливно-энергетического баланса страны с учетом нетрадиционных источников УВС. Дисс. ... уч. ст. канд. экон. наук. СПб. 2012. 216 с. <https://dlib.rsl.ru/01005530830>
5. Сланцевая нефть России. Текст: электронный // elibrary.ru: [сайт]. URL: <http://elibrary.ru>
6. Сланцевая нефть: что с ней не так? Текст: электронный // ngs-penza.ru: [сайт]. URL: <https://ngs-penza.ru>

МОРФОЛОГИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗОЛОТА ИЗ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ Р. ПОКЬЮ (КЫВВОЖСКИЙ РАЙОН, СРЕДНИЙ ТИМАН)

К. Г. Пархачева

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,

ksparhacheva@yandex.ru

Участок верховьев долины р. Покью расположен в Кыввожском районе на западном склоне Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман). Золотоносность этого склона малоизученна. На восточном склоне гряды известны малые россыпные месторождения, россыпепроявление и ряд шлиховых потоков золота. Их коренные источники в настоящее время не установлены. Изучение золотоносности западного склона играет важную роль в решении вопроса о его коренных источниках.

В 2018–2020 гг. при проведении геолого-съемочных работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» с участием Института геологии им. академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН в пределах Кыввожской площади было проведено шливовое опробование водотоков западного склона и выявлено золото в аллювиальных отложениях р. Покью и его притока руч. Шальной. Автором изучалась морфология и химический состав этого золота. Золото обнаружено в большинстве шлиховых проб с различными содержаниями — от единичных зерен до весовых содержаний (до 0.14 г/м³).

Исследуемое золото характеризуется преимущественно однородным ярко-желтым цветом. Реже встречаются зерна соломенно-желтого, тусклого темно-желтого и красновато-желтого цветов. Соломенно-желтая окраска чаще отмечается у частиц рудного облика с гладкой ровной поверхностью. Красновато-желтое золото отмечается в пробе из аллювия руч. Шальной.

Большая часть золота (более 70 %) относится к мелкому гранулометрическому классу (0.25–1.0 мм). Весьма мелкое золото (0.1–0.25 мм) встречается реже и составляет 23 % (рис. 1 а). Преобладают пластинчатые и таблитчатые формы золотин (~ 60 %). Реже встречается золото стержневидной, комковидной и сложной формы. Все рассмотренные золотины в разной степени окатаны (рис. 1 б). Преобладает золото средней окатанности

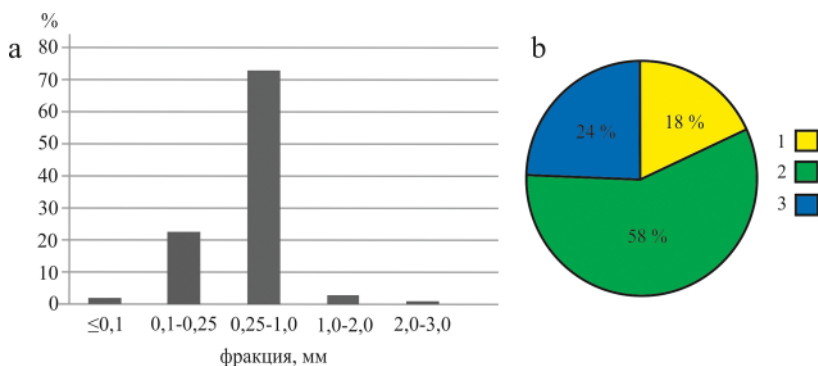


Рис. 1. Распределение золота по гранулометрическим классам (а) и степени окатанности (b): 1 — слабоокатанное, 2 — среднеокатанное, 3 — хорошо окатанное

(58 %). Реже отмечаются слабоокатанные (18 %) и хорошо окатанные частицы (24 %).

Поверхность золотин шагреновая, мелкоямчатая, ямчато-бугорчатая. Реже отмечаются частицы с ровной блестящей поверхностью. Встречаются зерна с комбинированной поверхностью — с одной стороны гладкая и ровная, а с другой шагреновая или ямчатая. Нередко отмечаются следы деформаций в виде свежих царапин, признаков волочения, сдавленности, скрученности, изогнутости, смятия. У подавляющей части золотин в краевой части наблюдаются торцевые валики. Края золотин в большинстве случаев ровные и сглаженные, рваные края встречаются реже. На поверхности и в боковой части зерен часто наблюдаются следы вдавливания кристаллов, иногда отмечается штриховка и признаки растворения. В ямках и бороздах часто присутствует кварц и примазки глинистых минералов.

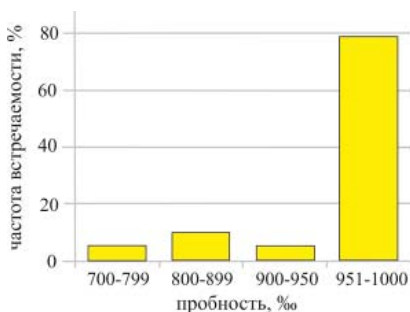


Рис. 2. Гистограмма пробности россыпного золота

В золоте из элементов-примесей установлено только серебро. Его содержания достигают 27 мас. %. Пробность центральной части золота изменяется от 729 до 1000 ‰ (таблица, рис. 2). Преобладает весьма высокопробное золото (79 %) с пробностью (1000–951 ‰). Золото средней пробности (899–800 ‰) составляет 11 %, а высокопробное (950–

Химический состав россыпного золота, мас. %

№ п.п.	№ пробы	Компоненты, мас. %		Пробность, ‰
		Ag	Au	
1	204701/1	1.61	98.58	984
2	204701/2	4.25	95.56	957
3	204701/3	14.4	85.71	856
4	205201/1	2.27	97.63	977
5		2.47	97.43	975
6	205201/2	0	98.74	1000
7	205201/3	0.82	98.79	992
8	205502/1	3.29	96.19	967
9	205502/2	0	99.91	1000
10	205302/1	0	99.5	1000
11	205303/1	27.14	72.91	729
13	205601/1	6.33	93,66	937
15	204704/3	3.69	95.4	963
16		4.62	95.41	954
17	204704/4	0.77	98.71	992
18	204704/5	0.48	97.92	995
19		1.18	98.87	988
20	204704/6	4.14	95.74	959
21	204704/7	16.54	83.22	834
22	204704/8	1.02	98.56	990
23	204704/9	2.74	97.19	973
24		3.4	96.59	966
25	204704/10	1.05	98.73	989

900 ‰) и относительно низкопробное (799–700 ‰) – 5 % всех исследуемых золотин. Практически для всех частиц золота характерны высокопробные каймы. Они имеют прерывистый и ажурный характер. Толщина кайм в среднем составляет 5–10 мкм.

В золоте установлены микровключения галенита и герсдорфита. Данная рудная ассоциация была выявлена и в золоте Кыввожского золотороссыпного поля восточного склона Вольско-Вымской гряды [2]. На поверхности золота отмечены кварц, альбит, кальцит, хлорит, серицит, эпидот и углеродистое вещество.

Таким образом, изученное золото имеет сходство с россыпным золотом месторождений Кыввожского золотороссыпного поля [1, 2]. Можно предположить, что золото поступает в современный

аллювий р. Покью из промежуточного коллектора, расположенного на водоразделе.

Литература

1. Глухов Ю. В., Кузнецов С. К., Савельев В. П., Котречко Е. Ю. Золото из аллювиальных отложений Среднего Кыввожа (Вольско-Вымская гряда, Тиман) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2018. No. 1 (33). С. 49–59.
2. Глухов Ю. В., Сокерин М. Ю., Шайбеков Р. И., Пархачёва К. Н. Особенности внутреннего строения золота Кыввожского района (Средний Тиман) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2020): Материалы российской конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 30–31.

СИНТЕЗ ТИТАНОСИЛИКАТА СО СТРУКТУРОЙ ИВАНЮКИТА

И. А. Перовский¹, Т. Л. Паниковровский²

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

²ФИЦ КолНЦ РАН, Апатиты

igor-perovskij@yandex.ru

В последние годы природные титаносиликаты с гетерокаркасными структурами все больше становятся объектом изучения ученых. Их кристаллическая структура представляет собой прочный каркас, состоящий из октаэдров $[\text{TiO}_6]$ и тертаэдров $[\text{SiO}_4]$, а в полостях и каналах каркаса локализуются дополнительные катионы, анионы и молекулы воды. По сравнению с цеолитами, нанопористыми материалами с тетраэдрическими каркасами, гетерокаркасные структуры обладают большим разнообразием топологических типов, вариацией пористости, устойчивостью к радиации и изменению кислотно-основных свойств водных растворов [1].

Уникальная способность титаносиликатов к катионному обмену позволила создать на их основе ряд селективных сорбентов: ETS-4 (аналог минерала зорита), CST (аналог минерала ситинакита), SIV (аналог минерала иванюкита) [2]. Проблемой дальнейшего их применения является высокая стоимость синтеза за счет использования дорогостоящих реактивов, в частности титановых прекурсоров. Эта проблема может быть решена вовлечением в технологическую цепочку отходов предприятий минерально-сырьевого комплекса. А нахождение технологий синтеза новых материалов, с использованием отходов, имеет важное экономическое значение.

На базе Института геологии Коми им. Н. П. Юшкина реализован подход к синтезу титаносиликатов с применением в качестве исходного сырья кремнисто-титановых продуктов фтораммонийного обогащения лейкоксеновых концентратов Ярегского месторождения (Республика Коми) [3]. Предложенный гидротермальный синтез позволяет получать конкурентоспособный титаносиликат со структурой ситинакита [4, 5]. Однако ситинакит характеризуется одномерной системой каналов, вдоль оси c , что ограничивает его сорбционные свойства. Такого недостатка лишен титаносиликат со структурой иванюкита, обладающий трехмерной системой каналов [6–9].

В работе проведено исследование влияний условий гидротермального процесса, варьирование минерализатора на синтез тита-

носиликата из отходов обогащения лейкоксеновых руд Ярегского месторождения Республики Коми.

В качестве темплата для синтеза применяли гидратированный осадок, полученный по фтораммонийному способу переработки лейкоксенового концентрата [10]. Высушенный гидратированный осадок (0.5 г) смешивали с растворами следующих щелочей: NaOH; NaOH + KOH; KOH. Синтез проводили в стальном автоклаве с тефлоновым вкладышем объемом 45 мл, степень заполнения 80 %, температура синтеза 250 °С, время синтеза 12 часов. Соотношение компонентов для направленного синтеза, представлено в таблице 1.

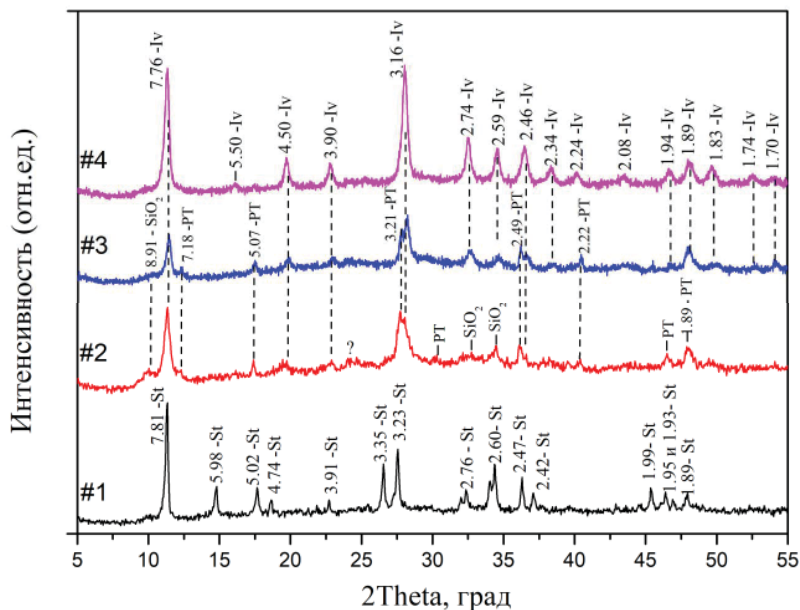
Таблица 1. Соотношение исходных компонентов для синтеза

№	Соотношение компонентов, моль				
	TiO ₂	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
1	1	1.2	5.98	-	657.7
2	1	1.2	2.93	2.09	657.7
3	1	1.2	-	3.42	657.7
4	1	1.2	-	4.18	657.7

Синтезированные образцы были исследованы с помощью рентгенофазового анализа (дифрактометр XRD-6000 SHIMADZU с излучением Cu K_α в интервале углов отражения 2θ от 2 до 60°), Текстуальные свойства образцов оценивали по низкотемпературной адсорбции-десорбции азота на анализаторе площади поверхности и пористости NOVA 1200e Quantachrome.

По данным порошковой рентгеновской дифракции установлено, что замена минерализатора с чистого раствора NaOH на смесь NaOH+KOH и чистый раствор KOH ведет к изменению структуры синтезируемого титаносиликата. Новый материал соответствует титаносиликату с каркасной структурой, аналогичной структуре иванюкита (рисунок). Необходимо отметить, что при низких значениях щелочности в материале фиксируются рефлексы SiO₂ и титаната калия.

В таблице 2 представлены текстурные характеристики синтезированных образцов. Установлено, что иванюкит обладает более развитой поверхностью и пористостью, что может оказывать положительное влияние на скорость и полноту обменных процессов, протекающих в сорбционных системах.



Фазовые преобразования титаносиликата в результате замены минерализатора с NaOH на KOH: St – ситинакит ($\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{O}_3(\text{SiO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); Iv – иванюкит ($\text{H}(\text{Na-K})_3\text{Ti}_4\text{O}_4(\text{SiO}_4)_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$); PT – титанат калия ($\text{KTi}_8\text{O}_{16.5}$); SiO_2 – оксид кремния; ? – не идентифицированная фаза

Таблица 2. Текстуальные характеристики синтезированных порошков

Образец	$S_{\text{БЭГ}}$, м ² /г	$V_{\text{пор}}$, см ³ /г
1	82,4	0.09
2	76.1	0.08
3	119.9	0.14
4	114.7	0.144

Таким образом, нами показана возможность получения нового адсорбента в виде щелочного титаносиликата с каркасной структурой, подобной минералу иванюкита. Показано, что простая замена минерализатора с сохранением общей щелочности системы позволяет контролировать процесс фазообразования, стабильность структуры и поверхностные свойства конечного продукта. Ожидается, что поддержание общей щелочности системы на уровне 6 единиц для иванюкита позволит варьировать заряд каркаса (за счет увеличением размеров катионов, формирующих этот каркас) и усилить сорбционные свойства.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00460 А и РНФ 21-77-1010. Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» за помощь в проведении аналитических работ.

Литература

1. Николаев А. И., Кривовичев С. В. Природные минералы и их синтетические аналоги как прототипы функциональных материалов: опыт работы Центра наноматериаловедения Кольского научного центра РАН // Вестник Томского государственного университета. Химия. 8 (2017) 7—20
2. Николаев А. И., Иванюк Г. Ю., Кривовичев С. В. и др. Нанопористые титаносиликаты: кристаллохимия, условия локализации в щелочных мас-сивах и перспективы синтеза // Вестник Кольского научного центра РАН. 3 (2010) 51—62.
3. Перовский И. А., Бурцев И. Н. Влияние механоактивации лейкоксена на эффективность процесса его переработки по фторидному методу // Перспективные материалы. 2 (2016) 66—73.
4. Perovskiy I. A., Khramenkova E. V., Pidko E. A., P. V. Krivoschapkin, et. al. Efficient extraction of multivalent cations from aqueous solutions into sitinakite-based sorbents. Chemical Engineering Journal. 354 (2018) 727—739. <https://doi.org/10.1016/j.cej.2018.08.030>
5. Perovskiy I. A., Yanicheva N. Y., Stalyugin V. V., Panikorovskii T. L., Golov A. A. Sorption of multivalent cations on titanosilicate obtained from natural raw materials. The mechanism and thermodynamics of sorption // Microporous and mesoporous materials. 311 (2021). 110716. <https://doi.org/10.1016/j.micromeso.2020.110716>.
6. Dadachov M. S., Harrison W. T. A. Synthesis and crystal structure of $\text{Na}_4[(\text{TiO})_4(\text{SiO}_4)_3] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, a rhombohedrally distorted sodium titanium silicate pharmacosiderite analogue // Journal of Solid State Chemistry, 134 (1997) 409—415.
7. Yakovenchuk V. N., Nikolaev A. P., Selivanova E. A. et al. Ivanyukite-Na-T, ivanyukite-Na-C, ivanyukite-K, and ivanyukite-Cu: New microporous titanosilicates from the Khibiny massif (Kola Peninsula, Russia) // American Mineralogist. 94 (2009) 1450—1458. DOI: 10.2138/am.2009.3065
8. Яничева, Н. Ю., Калашникова, Г. О. Синтетический иванюкит — перспективный ионообменный материал // Вестник Мурманского государственного технического университета. 17 (1) (2014) 106—111.
9. Герасимова Л. Г., Николаев А. И., Щукина Е. С., Маслова М. В. Гидротермальная технология каркасных титаносиликатов со структурой минерала иванюкит // Доклады Академии наук. 487 (3) (2019) 289—292. doi: [10.31857/S0869-56524873289-292](https://doi.org/10.31857/S0869-56524873289-292)

10. Перовский И.А., Игнатьев Г.В. Фтораммонийный способ обескремнивания лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения // Прогнозная оценка технологических свойств полезных ископаемых методами прикладной минералогии: Сборник статей по материалам докладов VII Российского семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. (2013) 110—116.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И P-T-УСЛОВИЯ ОСНОВНОГО ЭТАПА МЕТАМОРФИЗМА МЕТАБАЗИТОВ НЯРТИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К. С. Попвасев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kspopvasev@geo.komisc.ru

Няртинский блок составляет ядро Хобеинской антиклинали в пределах Кожимского поперечного поднятия на Приполярном Урале и обнажается, главным образом, в верховьях р. Кожим.

Целью данной работы является описание второго основного этапа метаморфизма metabazитов няртинского комплекса Приполярном Урале.

В разрезе няртинского комплекса наибольшим распространением пользуются гранатосодержащие биотитовые двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы, а также продукты их гранитизации (мigmatиты), амфиболиты, амфиболсодержащие кристаллические сланцы, кварциты и мраморы. Вблизи контактов с рифейскими толщами породы комплекса рассланцованы и превращены в низкотемпературные диафториты (бластомилониты) [3]. Низкотемпературные диафториты представлены хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми, эпидот-альбит-хлорит-актинолитовыми, кальцит-эпидот-хлоритовыми сланцами. Общая мощность няртинского комплекса, превышает 1200 м. По данным А. М. Пыстина [2] эти древнейшие образования Ляпинского антиклинория подразделяются на две толщи нижнюю — амфиболово-гнейсовую (мощностью более 500 м) и верхнюю плагио-гнейсово-сланцевую (мощностью более 700 м).

Вопросы, связанные с метаморфизмом пород Приполярного Урала рассматривались разными геологами: М. В. Фишманом, Р. Г. Тимониной, А. М. Пыстиным, Ю. М. Соколовым, Г. А. Кейльманом, В. Н. Пучковым и др. В результате исследований установлено три этапа метаморфизма. Следы первого этапа находят отражение вследствие находок реликтовых высокотемпературных метаморфогенных породообразующих и акцессорных минералов [2, 3] отвечающим высоким ступеням амфиболитовой или гранулитовой фациям регионального метаморфизма. Современный облик няр-

тинского комплекса представлен преимущественно парагенезисами второго (основного) этапа метаморфизма. Третий этап — зеленосланцевый, проявился локально, в краевых частях комплекса.

Для уточнения Р-Т-параметров основного этапа метаморфизма были изучены минеральные особенности гранатсодержащих амфиболитов няртинского комплекса.

Гранатсодержащий амфиболит няртинского комплекса (КП-11) характеризуется нематопорфирогранобластовой структурой и субпараллельной текстурой.

Минеральный состав амфиболитов: амфибол (50 %), кварц (25 %), плагиоклаз (15 %). Вторичный минерал — эпидот (10 %). В породе присутствует гранат до 4–5 %. Среди акцессорных минералов выделяются минералы апатит и ильменит.

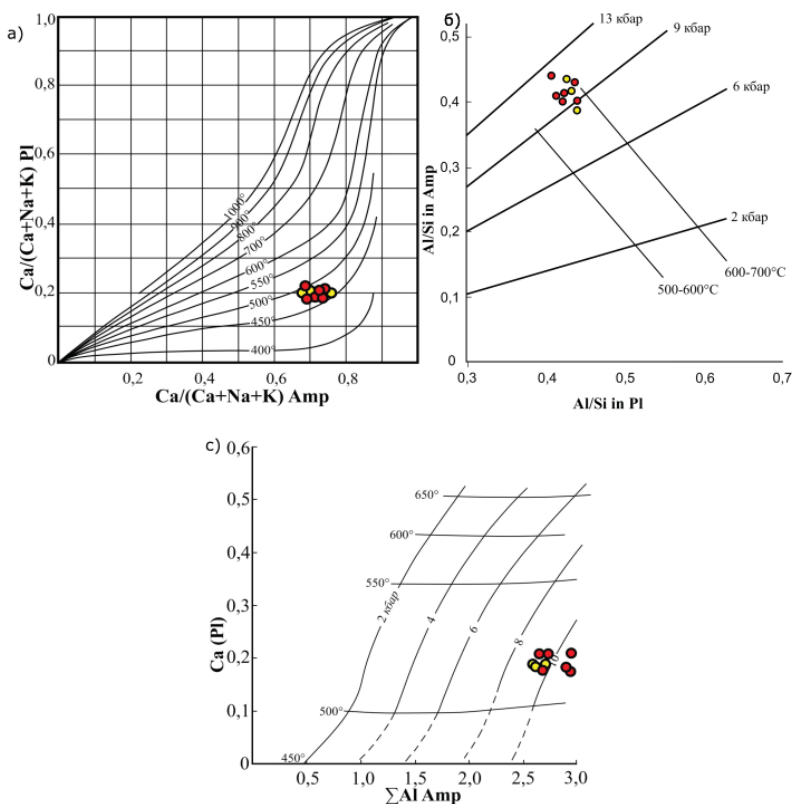
Минералы группы амфиболов представлены удлинённо-призматическими, таблитчатыми кристаллами. Направленное расположение зерен обуславливает субпараллельную текстуру породы. По результатам микрозондового анализа амфиболы относятся к Са-амфиболам. Согласно схеме классификации [6] амфиболы относятся преимущественно к чермакиту, в меньшей степени к паргаситу. Общая формула амфиболов ($n=4$) $(\text{Na}_{0,33}\text{K}_{0,07})_{0,40}(\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}^{2+}_{0,05}\text{Ca}_{1,54}\text{Na}_{0,38})_{2,00}(\text{Ti}_{0,05}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,89}\text{Fe}^{3+}_{0,62}\text{Fe}^{2+}_{1,55}\text{Mg}_{1,90})_{5,01}(\text{Si}_{6,36}\text{Al}^{\text{IV}}_{1,64})_{8,00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Кварц совместно с амфиболом составляет основную массу породы, представлен неправильными зернами. Плагиоклазы № 2–20 представлены бесцветными удлинёнными зернами таблитчатой формы. Эпидот развивается по амфиболам, образует скопления с ильменитом. Хлорит образует чешуйчатые агрегаты, развитые преимущественно по амфиболам. Порфиробласты гранатов характеризуются изометричным строением. Размеры кристаллов достигают 1 мм. Химический состав гранатов характеризуется увеличением альмандинового ($\text{Alm}_{(\text{u})} = 45\text{--}51\%$, $\text{Alm}_{(\text{k})} = 62\text{--}63\%$) и пиропового минералов ($\text{Prp}_{(\text{u})} = 3\text{--}5\%$, $\text{Prp}_{(\text{k})} = 8\text{--}9\%$) от центральных частей к краевым.

Минеральный состав гранатовых амфиболитов (КП-18) аналогичен составу предыдущего образца. Под микроскопом обнаруживается нематопорфирогранобластовая структура. Вытянутое расположение темноцветных минералов обуславливает субпараллельную текстуру породы.

В шлифах минералы группы амфибола образуют удлинённые волокнистые кристаллы. По химическому составу амфиболы относятся преимущественно к чермакиту. Одно значение попадает в поле паргасита. Общая формула амфиболов $\{\text{Na}_{0,40}\text{K}_{0,09}\}_{0,49}[\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}^{2+}_{0,09}$

$\text{Ca}_{1,75}\text{Na}_{0,13}\text{Al}_{2,00}(\text{Ti}_{0,03}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,85}\text{V}_{0,02}\text{Fe}^{3+}_{0,44}\text{Fe}^{2+}_{2,08}\text{Mg}_{1,60})_{5,00}(\text{Si}_{6,25}\text{Al}^{\text{IV}}_{1,75})_{8,00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Порфириобласты гранатов имеют размеры до 4 мм, содержат включения эпидота, плагиоклаза, кварца, амфибола. По химическому составу гранаты однородны, представлены альмандином ($\text{Alm}_{(\text{ш})} = 60\%$, $\text{Alm}_{(\text{к})} = 62\text{--}63\%$). Показатель спессартинового минала ($\text{Spess}_{(\text{ш})} = 13\%$, $\text{Spess}_{(\text{к})} = 8\text{--}9\%$). Плагиоклазы № 1-19 совместно с амфиболом составляют основную массу породы. Среди акцессорных минералов выделяется ильменит.

Результаты расчета термодинамических параметров представлены на рисунке. На приближенной диаграмме фазового соответствия для парагенезиса Amp-Pl Л. Л. Перчука [7] точки ложатся в



P-T-условия метаморфизма на Amp-Pl геотермобарометрах. Диаграммы отношений: а) $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ в Amp и $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ в Pl [7]; б) суммарного Al в Amp и Ca в Pl [1]; в) Al/SiPl и Amp [5]. Условные обозначения: желтые кружки – КП-11, красные кружки КП-18

интервал температур 460–500 °С (рисунок, а). Расчет давления проводился при помощи геобарометра Ферштатера [5]. Полученные значения 9–11 кбар (рисунок, б). Схожее значение температур (500–520 °С) и давлений (около 10 кбар) получено *Amp-P1* геотермобарометром Плюсниной (рисунок, в) [1].

Полученные результаты соответствуют уровню метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений. Эти данные, с учетом ранее полученных результатов и пространственного расположения исследованных образцов пород, подтверждают представления Р. Г. Тимониной [4] и А. М. Пыстина [2] о том, что метаморфизм, определивший современный облик няринского комплекса и окружающих его рифейских толщ, имел зональный характер и проявился в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Литература

1. Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование равновесий метабазитов, геотермобарометрия // эксперимент в решении актуальных задач геологии: сб. науч. трудов. М.: Наука, 1986. С. 174–183.
2. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.
3. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись Уральского докембрия. Екатеринбург, УрО РАН, 2002. 168 с.
4. Тимонина Р. Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 100 с.
5. Ферштатер Г. Б. Эмпирический плагиоклаз-рогообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–335.
6. Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D. IMA report: Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. P. 2031–2048.
7. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. Изд-во: М.: Недра, 1976.

МНОГООБРАЗИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В РАСПЛАВНЫХ ИМПАКТИТАХ ЮЖНОГО СЕКТОРА КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (ПАЙ-ХОЙ)

И. Ю. Пунегов^{1,2}

¹СГУ, ²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

iv.nahlupin@yandex.ru

Карская астроблема является одной из крупнейших в мире. Она изучалась детально в 70–80-х годах XX века [1]. В последние годы изучение данной астроблемы было возобновлено на современном уровне с использованием новых знаний об импактном процессе и применением новых методов исследований [2–4].

Целью работы является выяснение многообразия и минералогических особенностей акцессорных минералов в расплавных импактитах южного сектора Карской астроблемы (Пай-Хой). Материал для исследований был отобран в 2015 году на правом берегу р. Анарога. Изучение акцессорной минерализации производилось на основе выделенных фракций из протолочек тагамитов массой около 0,5 кг. Диагностика минералов производилась микроскопическими методами, включая оптическую и сканирующую электронную микроскопию в совокупности с микрозондовым анализом (Vega 3, Tescan, аналитик Е. М. Тропников). Фазовая принадлежность минералов подтверждалась при помощи рамановской спектроскопии с использованием рамановского спектрометра LabRamHR 800 (HoribaYvon Jobin, аналитик С. И. Исаенко).

Анализ искусственных шлихов позволил установить, что выход тяжелой фракции размером 1 мм составляет всего около 0,1 вес.% (от исходной породы), основу которой составляет немагнитная фракция, представленная преимущественно пиритом (более 90 %).

Среди немагнитных минералов диагностированы: пирит (91 %), сфалерит (4 %), анатаз/рутил (2 %), гранаты (<1 %), хромшпинели (<1 %), Импактные апоугольные алмазы, хлорит, барит, циркон встречаются в виде единичных зерен. Минералы магнитной фракции в протолочках представлены окисленным пиритом и гидроксидами железа (89 %), хромшпинелями (5 %), сфалеритом (3 %), гранатами (1 %), а также единичными зернами амфиболов, кианита, форстерита, эпидота и ильменита.

Среди выявленных акцессорных минералов в тяжелой фракции тагамитов Карской астроблемы наибольший интерес пред-

ставляют минералы импактного генезиса (апоугольные алмазы, алмазоподобный углерод), которые могут быть использованы для анализа условий формирования тагамитов. Выделение апоугольных алмазов из искусственных шлихов без применения химического и термического воздействия имеет значение для уточнения деталей строения данной разновидности алмазов на основе материала, не имеющего техногенного воздействия. Данный материал также позволит выяснить характер техногенного влияния термохимического воздействия при извлечении алмазов из импактитов. Алмазоподобный углерод впервые обнаружен в ассоциации с другими минералами (в виде тонких пленок на минералах), что имеет большое значение для будущих исследований с целью изучения механизма и последовательности образования минеральных фаз в расплавных импактитах Карской астроблемы.

В ходе проведенных исследований установлено, что выделенные из карских тагамитов цирконы не имеют признаков ударного преобразования, поэтому для определения возраста импактного события они являются непригодными. Данное обстоятельство необходимо принимать во внимание и производить тщательную разбраковку зерен при выборе цирконов с целью уточнения времени образования Карской астроблемы.

Автор выражает благодарность Т. Г. Шумиловой за предоставленные образцы для исследований и научные консультации, Е. М. Тропникову и С. И. Исаенко за помощь в проведении аналитических работ. Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ № 17-17-01080.

Литература

1. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Сб. ст. / Ред. Масайтис В.Л., Л.: Наука, 1990. 191 с.
2. Shumilova T. G., Zubov A. A., Isaenko S. I., Karateev I. A. & Vasiliev A. L. Mysterious long-living ultrahigh-pressure or secondary impact crisis // Scientific Reports. 2020. V. 10. № 2591. DOI:10.1038/s41598-020-59520-3
3. Shumilova T. G., Ulyashev V. V., Kazakov V. A., Isaenko S. I., Vasil'ev E. A., Svetov S. A., Chazhengina Y., Kovalchuk N. S. Karite – diamond fossil: a new type of natural diamond // Geoscience Frontiers. 2020. V. 11. № 4. P. 1163–1174. DOI: 10.1016/j.gsf.2019.09.011
4. Shumilova T. G., Lutoev V. P., Isaenko S. I., Kovalchuk N. S., Makeev B. A., Lysiuk A. Yu., Zubov A. A. Spectroscopic features of ultrahigh-pressure impact glasses of the Kara astrobleme // Scientific Reports. 2018. V. 8. № 6923. DOI:10.1038/s41598-018-25037-z

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА ИЗ ТАГАМИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (ПАЙ-ХОЙ)

И. Ю. Пунегов^{1,2}, Т. Г. Шумилова¹

¹СГУ, ²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Карская астроблема входит в десятку крупнейших метеоритных кратеров на Земле [1]. В современных базах данных согласно последним $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определениям возраст Карского импактного события соответствует 70 ± 2.2 млн лет [2]. Однако другие Ar-Ar и K-Ar-определения лежат в широком диапазоне — от 60 до 81 млн лет [1, 3–5]. При этом, наиболее надежная информация о возрасте может быть получена на основе U-Pb-датировок по цирконам, претерпевшим ударное воздействие. В связи с этим, изучение типоморфизма цирконов в карских расплавных импактитах является весьма актуальным вопросом.

В ходе анализа искусственных шлихов из протолочек тагами-тов Карской астроблемы в числе прочих минералов нами выделены зерна циркона, которые были изучены комплексом методов с целью оценки степени ударного воздействия.

Циркон представлен единичными мелкими (до 0.2 мм), как правило, слегка вытянутыми окатанными зернами, иногда заметны слабые признаки кристаллической формы. Зерна прозрачные, практически бесцветные, со слабым желтоватым оттенком, характеризуются алмазным блеском. Характер поверхности различается по степени изменения — встречаются гладкие зерна, а есть со сложным рельефом, вызванным травлением. В составе циркона в качестве примесей присутствуют РЗЭ и Hf (до 1.47 % вес). С помощью рамановской спектроскопии в ряде случаев на поверхности циркона были обнаружены тонкие углеродные пленки, устойчивые под воздействием лазера. Рамановские спектры цирконов в целом аналогичны типичному — 225, 357, 439 1008 см^{-1} . При этом пик 393 см^{-1} отсутствует (или очень слабо проявлен) практически у всех зерен. Согласно рамановским спектрам они имеют довольно хорошую степень кристалличности — ширина пиков почти не отличается от этого параметра в спектрах базы данных RRUFF, как правило находится в пределах спектральной точности измерений (2 см^{-1}).

Таким образом, согласно проведенным исследованиям морфологические и структурные особенности указывают на отсутствие

существенных признаков ударного воздействия у выделенных цирконов из протолочек тагамитов. Проведенные наблюдения показали, что перед измерением изотопных измерений, несмотря на извлечение зерен из продуктов ударного плавления, необходимо тщательное изучение цирконов с выявлением однозначных признаков ударного воздействия, таких как гранулирование и выделение бадделеита, как минимум — проявление интенсивных ударных деформаций.

Авторы выражают благодарность Е. М. Тропникову и С. И. Исаенко за помощь в проведении аналитических работ. Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ № 17-17-01080.

Литература

1. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Сб. ст. / Ред. Масайтис В.Л., Л.: Наука, 1990. 191 с.
2. Tieloff, M. et al. Meteoritics & Planetary Science. 1998. Vol. 33. P. 361–372.
3. Nazarov M. A., Badjukov D. D. Alekseev A. S. The Kara structure as a possible K/T impact site (abstract) // Lunar Planet. Sci. 1992. Vol. 23. P. 969–970.
4. Koeberl C., Sharpton V. L., Murali A. V., Burke K. Kara and Ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event // Geology. 1990. № 18. P. 50–53.
5. Kolesnikov E. M., Nazarov M. A., Badjukov D. D., Lebedeva L. M., Myasnikova V. L. Current results of potassium-argon dating of the Kara impact structure (abstract) // Lunar Planet. Sci. 1990. № 21. P. 649–650.

ПРЕДУПРЕЖДЕНИЕ О ЦУНАМИ НА ОСНОВЕ GPS/ГЛОНАСС ДЛЯ РОССИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

В. В. Пупатенко

ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск

pvv2.dv@gmail.com

Цунами были и остаются одними из наиболее опасных природных катастроф, сочетая в себе сразу несколько особенностей. Работа служб предупреждения о цунами в настоящее время основана на использовании магнитудного критерия. После произошедшего землетрясения, потенциально способного вызвать цунами, определяется его магнитуда и на её основе выдаётся первое предупреждение, которое затем корректируется. Для регионов, находящихся на достаточно большом удалении от эпицентра, этот алгоритм позволяет достичь хороших результатов. Но для ближайших к эпицентру регионов степень опасности определяется исключительно по первому предупреждению, что приводит к высокому проценту ложных тревог: 77—81 % по теоретическим оценкам [1, 2], а по статистике Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России — от 67 до 89 % [2, 3], в зависимости от способа подсчёта.

В последнее время интенсивно развивается и уже тестируется на практике новый подход к моделированию цунами — использование данных Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС, GPS/ГЛОНАСС), полученных на прибрежных стационарных пунктах наблюдений [4]. Собираемые и обрабатываемые в режиме реального времени ГНСС-измерения позволяют определять параметры модели очага землетрясения инверсией зарегистрированных косейсмических смещений. Модель очага землетрясения, в свою очередь, представляет собой основную исходную информацию для моделирования процесса распространения цунами и определения высоты и времени прихода волн на заданные участки побережья.

Система раннего предупреждения о цунами на основе ГНСС-данных в Японии (REGARD) уже начала свою работу [5]. Однако неясными остаются возможность и перспективы применения ГНСС-данных для оперативного моделирования цунами, вызванных внутриплитными землетрясениями. Внутриплитные земле-

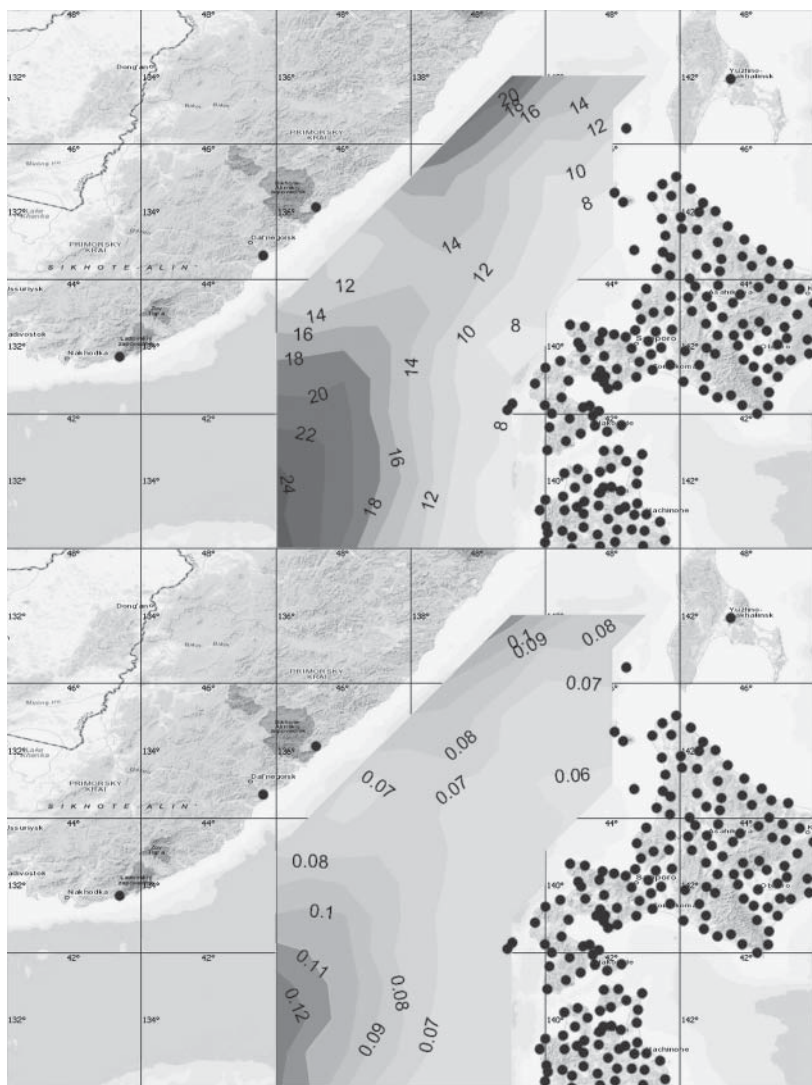
трясения вносят свои сложности в работу ГНСС-подсистем предупреждения о цунами. В системе REGARD, как и в других проектируемых и тестируемых системах, положение поверхности разрыва задаётся с помощью априорных значений, взятых с предварительно построенных карт. Эта априорно задаваемая информация может оказаться неточной или даже неверной, особенно в зонах пересечения разломов или при ошибках определения положения эпицентра.

В историческое время на Дальнем Востоке России зарегистрировано более 100 цунами, в том числе 11 сильных за последние 100 лет [1]. При этом источниками сильных цунами были землетрясения не только в Курило-Камчатской зоне субдукции, но и в северо-восточной части Японского моря у побережья Японии, т. е. внутриплитные. В XX веке там произошло не менее 30 землетрясений, потенциально способных вызвать сильные цунами. В Приморском крае были зарегистрированы пять сильных цунами [6]. В настоящей работе дана оценка потенциальной эффективности системы предупреждения о цунами на основе ГНСС-данных, которая может быть создана для российского побережья Японского моря.

В результате проведения серии численных экспериментов, имитирующих работу системы предупреждения о цунами на основе ГНСС-данных, получены наборы значений невязок определения параметров модели очага. Методика экспериментов подробно изложена в [7]. Для каждого значения магнитуды (7.2, 7.4, 7.6, 7.8) и для каждого взаимного положения эпицентра и ГНСС-станций рассчитывались среднеквадратические ошибки определения параметров модели очага статистическим анализом выборки, содержащей результаты 10000 расчётов.

В результате были построены карты распределения среднеквадратических ошибок определения параметров модели очага (примеры приведены на рисунке). Их анализ показал, что при одной и той же магнитуде, области, в которых ошибки можно считать приемлемыми (10° для угла dip , 15° для углов strike и rake), для разных параметров различны. Наименее точно определяются углы dip и rake , а именно эти параметры, вместе с магнитудой, определяют энергию очага цунами.

Точность определения параметров очага землетрясений существенно падает при удалении от Японских о-вов, при этом даже две станции (Дальнегорск и Терней) позволяют существенно улучшить результат для прилегающих к ним участков акватории. Этот факт



Карты распределения среднеквадратических ошибок определения магнитуды (сверху) и угла падения δ в градусах (снизу) при действительном значении магнитуды 7.4. Кругами отмечено положение существующих ГНСС-станций

показывает, что существенное улучшение возможностей гипотетической системы может дать открытие новых станций на Российском побережье. Проведённые расчёты показали, что в случае добавления шести станций в Приморье и трёх на самом юге о-ва Сахалин значительно расширяются зоны «приемлемых» ошибок определения параметров для всех диапазонов магнитуд, особенно сильно — на удалении до 150 км.

Таким образом, ГНСС-методы могут использоваться в системах предупреждения о цунами, вызванных внутриплитными землетрясениями, существует принципиальная возможность определения положения плоскости сейсморазрыва.

Литература

1. Gusiakov V. K. Tsunamis on the Russian Pacific coast: history and current situation // Russ. Geol. Geophys. 2016. Vol. 57. No. 9. P. 1259–1268.
2. Поплавский А. А., Храмушин В. Н. Методы оперативного прогноза цунами и штормовых наводнений. Москва, 2007. 272 с.
3. Шикотанское землетрясение и цунами 4(5) октября 1994 года. Хроника событий, анализ последствий и современное состояние проблемы: сборник статей / под ред. Тихонова И. Н., Шевченко Г. В. Южно-Сахалинск: ФГБУН ИМГиГ ДВО РАН. 2015. 128 с.
4. Tsushima H., Ohta Y. Review on near-field tsunami forecasting from offshore tsunami data and onshore GNSS data for tsunami early warning // Journal of Disaster Research. 2014. Vol. 9. №. 3. P. 339–357.
5. Kawamoto S. et al. First result from the GEONET real-time analysis system (REGARD): the case of the 2016 Kumamoto earthquakes // Earth, Planets and Space. 2016. Vol. 68. No. 190. P. 1–12.
6. Куркин А. А. и др. Сравнительная оценка цунамиопасности японского побережья России на основе численного моделирования // Океанология. 2004. Т. 44. № 2. С. 179–188.
7. Пупатенко В. В., Шестаков Н. В. Использование Глобальных навигационных спутниковых систем для раннего предупреждения о цунами, вызванных землетрясениями с магнитудой 7–8 // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 30–39.

ВЕРХНЕЩУГОРСКИЕ БОКСИТЫ: РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, ПРОБЛЕМЫ ОБОГАЩЕНИЯ

И. Н. Размыслов

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

razmyslov-i@mail.ru

Верхне-Щугорское месторождение находится примерно в 150 км на северо-восток от крупного промышленного узла, г Ухта, и относится к Ворыквинской группе месторождений. Месторождение разделено на северную и южную залежи.

Рудные тела Верхне-Щугорского месторождения расположены на верхнерифейском кристаллическом фундаменте и перекрываются палеозойским осадочным чехлом [1] и частично позднедевонскими базальтами. Бокситы южной залежи близки к одноименным типам бокситов Вежаю-Ворыквинского месторождения. Бокситы северной залежи по качеству, как правило, превосходят бокситы южной залежи и содержат повышенные концентрации редких металлов.

Верхнещугорские бокситы характеризуются сложным минеральным составом, текстурно-структурными особенностями и имеют большую долю дисперсного материала. Отсутствие детальных работ по формам нахождения элементов-примесей сдерживает комплексное освоение месторождения и инновации в области технологий извлечения редких металлов [2].

Данная работа посвящена выявлению особенностей содержания редких металлов и других микроэлементов верхнещугорских бокситов.

Надежная диагностика минералов получена рентгенографическим фазовым анализом (Shimadzu XRD-6000). Выявление и изучение особенностей рудообразующих минералов и агрегатов, межфазных граничных взаимодействий, а также определение их элементного состава осуществлялись на основе метода электронной микроскопии (SEM, Tescan VEGA-3). Микроэлементный состав был получен масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ISP-MS, Agilent 7700x).

Исследования показали, что бокситы имеют достаточно непостоянный химический состав. Содержание кремнезёма колеблется

от 0,6 до 47 % масс, а содержание глинозёма — от 21 до 82 % масс. Для бокситов типично переменное содержание оксидов железа (0,6–47 % масс), в зависимости от содержания которого бокситы делятся на мало-, средне-, высокожелезистые (МЖБ, СЖБ, ВЖБ). Нами изучено содержания цветных и редких металлов, продолжается изучение характера их распределения и форм вхождения.

По минеральному составу можно выделить три типа бокситов: бёмитовый, каолинит-диаспор-бёмитовый, гематит-бёмитовый. Главным рудообразующим минералом является бёмит, содержание которого колеблется от 45 до 85 %. Присутствуют также диаспор (до 20 % в среднежелезистых бокситах) и гиббсит (до 8 %). Рудообразующими минералами являются гематит, гётит, рутил, анатаз.

Микроэлементы. В силу высокой экономической значимости редкометалльных элементов продолжаются исследования месторождений бокситов в качестве их потенциальных ресурсов [2]. Сумма редких элементов-примесей составляет 0.47 %. Индуктивно-связанный плазменный масс-спектрометрический анализ (ICP-MS) в гидроксидах и оксидах Al и Fe исследованных бокситов даёт значительное содержание редких металлов-примесей, например, Sc — до 70 г/т; Ga — до 80 г/т; Nb — до 160 г/т и др. В работе [2] показано, что бокситы, богатые железом, отличаются по концентрации редких металлов-примесей по сравнению с образцами, обеднёнными железом. Самостоятельные минеральные фазы редких металлов-примесей не были обнаружены. Вероятно, редкие металлы-примеси связаны с гидроксидами и оксидами алюминия и железа в бокситах в виде адсорбированных катионов.

Нужны более детальные исследования, чтобы более достоверно определить формы нахождения редких металлов. Наиболее вероятно, что они присутствуют в сорбированном виде в тонкодисперсном гематит-гётит-диаспор-бёмитовом материале. В этом случае наиболее перспективными могут оказаться сорбционные технологии извлечения металлов.

Промышленно ценные микроэлементы в результате переработки руды на глинозём концентрируются главным образом в красных шлаках.

Технологии переработки с использованием щелочей и кислот позволяют извлекать лишь до 45–50 % скандия и до 70–85 % редких земель. При этом наносится существенный вред окружающей среде. Результаты экспериментов по радиационно-термическому мо-

дифицированию железистых разностей бокситов открывают путь к разработке более рентабельных и при этом менее вредных для окружающей среды способов переработки бокситов и красных шламов. Разработаны режимы процесса фазовой гетерогенизации и концентрации (+0.2 мм) за счет эндокрипно рассеянных в бокситовом веществе промышленно-ценных цветных, редких, в том числе редкоземельных металлов [3] с последующим извлечением обычными методами.

Литература

1. Mordberg L.E. Geochemistry of trace elements in Paleozoic bauxite profiles in northern Russia // Journal of Geochemical Exploration, 1996. Vol. 57. Nos. 1–3. P. 187–199. DOI: [10.1016/S0375-6742\(96\)00036-2](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(96)00036-2)
2. Котова О. Б., Ожогина Е. Г., Шиенг САН, Размыслов И. Н., Симакова Ю. С. Технологическая минералогия как основа комплексного освоения полезных ископаемых. Бокситы Верхне-Шугорского месторождения // Горный журнал. 2021. № 11. DOI: 10.17580/gzh.2021.11
3. Размыслов И. Н., Котова О. Б., Силаев В. И., Ростовцев В. И., Киселёва Д. В., Кондратьев С. А. Микрофазовая гетерогенизация железистых бокситов в результате радиационно-термической обработки // ФТПРПИ. 2019. № 5. С. 127–140. DOI: 10.15372/FTPRPI20190514

ДАЛЕЙШОЕ ЭВСТАТИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ В ГЕМИПЕЛАГИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДЖАУССКИХ СЛОЕВ В РАЗРЕЗЕ ХОДЖА-КУРГАН (ЭМСКИЙ ЯРУС, УЗБЕКИСТАН)

К. П. Рязанов¹, Е. Д. Михайлова², В. С. Стативко²,
Е. С. Цмейрек³

¹ВСЕГЕИ, ²СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия;

³Китабский геопарк, Узбекистан

k-r-i-z26@mail.ru

Разрез джаусских слоев в долине Ходжа-Курган (Китабский геопарк) является единственным в Зеравшано-Гиссарской горной области, где присутствуют депрессионные кремнисто-глинисто-карбонатные битуминозные толщи (кериты) с многочисленными остатками пелагических организмов: гониатитов, тентакулитов, конодонтов и радиолярий.

Стратиграфический объем джаусских слоев определяется от основания конодонтовой зоны *inversus* до нижней части зоны *serotinus* [3]. По тентакулитовой зональности в слоях присутствует последовательность: верхняя часть зоны *N. (Nowakia) zlichovensis*, зоны *N. (Nowakia) barrandei*, *N. (Nowakia) elegans* и нижняя часть зоны *N. (Nowakia) cancellata* [3].

В целом джаусские слои представлены однородной мелко-ритмичной кремнисто-карбонатной толщей, сложенной темными, слоистыми, микритовыми, спаритовыми, часто окремненными известняками, обогащенными глинистым материалом, а также линзовидными прослоями и желваками темных кремнистых пород. Толща содержит кремнистые тела дистальных частей турбидитных потоков с обломками мелководной фауны разной величины и сохранности и остатки растений, типа группы псилофитов. В тонкозернистых разностях отмечаются многочисленные размывы разного типа, следы оползней и эрозионные промоины, заполненные детритовым или грубообломочным материалом.

Формирование джаусских слоев происходило в нижней части подводного каньона или у подножья континентального склона с аноксидными условиями, где присутствовали оползневые массы склоновых шлейфов и дистальных частей турбидитов. Рыхлые

осадки перемещались вниз по континентальному склону по системе подводных каньонов до его подножия, а в период их консолидации происходили неоднократные размывы и переотложения ранее сформировавшихся толщ последующими турбидитными потоками и контуритами, а также изменение химических процессов и битуминозности. Однако, основная масса пород имеет ламинарную слоистость, что свидетельствует о формировании осадка в спокойных гидродинамических условиях однонаправленными ламинарными потоками, которые прерывались кратковременным разрушением поверхности дна мутьевыми потоками и оползнями. Формирование осадков в палеогеографическом плане происходило в пределах северной пассивной окраины Каракумо-Таджикского микроконтинента [1].

Джаусские слои интересны еще тем, что во временном интервале их формирования произошло дальнейшее эвстатическое событие (максимум трансгрессии по Чешскому стандарту), проявление которого в Китабском геопарке можно наблюдать в гемипелагических морских фациях Туркестанского океана. Это важное ступенчатое среднеэмское событие третьего порядка, которое связано с постепенным переходом к черносланцевой седиментации (событие *gracilis* или *cancellata*). Вымирание ранних гониатитов, появившихся ранее, происходит в основании зон *Nowakia elegans* и *N. cancellata* (между верхней частью зоны *Po. gronbergi* и зоной *Po. laticostatus*). Снижается разнообразие трилобитов и других бентосных групп [2]. К сожалению, биостратиграфические и, частично, геохимические критерии, позволяющие идентифицировать границы этого события в разрезах запада Зеравшанского хребта, пока не найдены.

В настоящее время, для этого можно использовать только литологический метод, основанный на выявлении интервала разреза, сложенного наиболее тонкозернистыми карбонатно-глинистыми осадками [4].

Литологическая смена пелагических отложений на гемипелагические (в нижней трети джаусских слоев) с учетом хемотратиграфической корреляции соотносится с дальнейшим эвстатическим событием и отражением бескислородных условий в осадочных породах (сохранение рассеянной органики, кериты) (рисунок).

Изотопный состав углерода и кислорода показал общий разброс значений, где $\delta^{13}\text{C}$ находится в интервале от -5.1 до 1.7 ‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{среднее}} = -0.3 \pm 1.6$ ‰), $\delta^{18}\text{O}$ от 22.4 до 28.9 ‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средняя}} = 26.3 \pm 1.7$ ‰) (рисунок).

Кривые изменения изотопного состава кислорода и углерода по разрезу изобилуют резкими и сильными отрицательными выбросами, что достаточно типично для толщ, подвергшихся неравномерным постседиментационным изменениям. Корреляция изотопного состава кислорода и углерода между собой в образцах из разреза джаусских слоев отсутствует, однако не следует преувеличивать значение этого критерия для идентификации постседиментационных изменений — она возникает только тогда, когда в эпигенетических растворах содержания растворенного неорганического углерода соизмеримы с содержанием кислорода в воде, что бывает редко.

В рассматриваемом разрезе не удастся выделить никаких стратиграфически значимых изотопно-углеродных экскурсов, в том числе на уровне предполагаемого дальнейшего события. Вероятно, «первичные» значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах этого разреза находились в интервале 0...1 ‰, что, в целом, характерно для эмского яруса [6].

Такое же эвстатическое событие отмечается на Пай-Хое и Полярном Урале во второй половине эмса. Здесь в этом возрастном интервале начинается трансгрессия, шельф резко погружается и формируется некомпенсированный склон, в котором происходит накопление пелагитов и гемипелагитов нижних частей падейской свиты (бельковская градация) и изьяшорской толщи (эмский ярус). Отложения сложены тонким пелитовым материалом с криноидными известняками и сформировались у подножья «карбонатной платформы» [5]. По этим признакам фации разреза Ходжа-Курган, вероятнее всего, имели общую геодинамическую историю с Уралом и Пай-Хоем в пределах крупного морского осадочного бассейна в палеозое. В отличие от Уральского сооружения, где сохранились автохтонные островные дуги, на пассивной окраине Каракум-Таджикского микроконтинента такого не наблюдается. Что, в целом, говорит о сходимости альпинотипной природы Южно-Тяньшанской области с Пай-Хоем [1].

Литература

1. Biske Yu. S. The Southern Tian-Shan: Upgrading the geologic synthesis // Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences, 63(4), pp. 416—462. doi: 10.21638/spbu07.2018.403.
2. Chlupáč I., & Lukeš P. Pragian/Zlnchovian and Zlnchovian/ Dalejan boundary sections in the Lower Devonian of the Barrandian area, Czech Republic. Newsletters in Stratigraphy, 1999, 37, 75—100.

3. Kim A.I., Elkin E.A., Erina M.V., Kim I.A., Meshankina N.A., Salimova F.A., Karimova F.S., Rakhmonov U.D., Bakharev N.K., Yazikov A.Yu., Izokh N.G., Sennikov N.V. & Khromykh V.G. Lithostratigraphy of the Devonian section of the Say Khoja-Kurgan section in the stratotype area of the Emsian stage boundary (Zeravshan-Gissar mountainous region, Uzbekistan) // *Paleontol. news and stratigraphy*. 2011. Issue 15, pp. 7—24. App. to the journal. *Geology and Geophysics*, vol. 52. This issue.

4. Naglik C., Baets K.D. & Klug C. Early Devonian ammonoid faunas in the Zeravshan Mountains (Uzbekistan and Tadjikistan) and the transition from a carbonate platform setting to pelagic sedimentation. *Bulletin of Geosciences*. 2019.

5. Ryazanov K.P. Lithological and biostratigraphic characteristics of Paleozoic sediments of the North-Eastern part of the Pai-Khoi [Text] / K.P. Ryazanov, R.A. Schekoldin // Technische University Bergakademie Freiberg, Germany Publisher: Medienzentrum der TU Bergakademie Freiberg Printed in Germany ISSN: 2190-555X, vol. 1, 2016. P. 28—30.

6. Saltzman M.R., Thomas E. Carbon isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale* (Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.). Boston, USA. Elsevier. 2012. Ch. 11. P. 207—233.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ТУФОВ ТОУПУГОЛЬЕГАРТСКОЙ ТОЛЩИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

И. Д. Соболев¹, А. Н. Плотницын², В. Б. Хубанов³

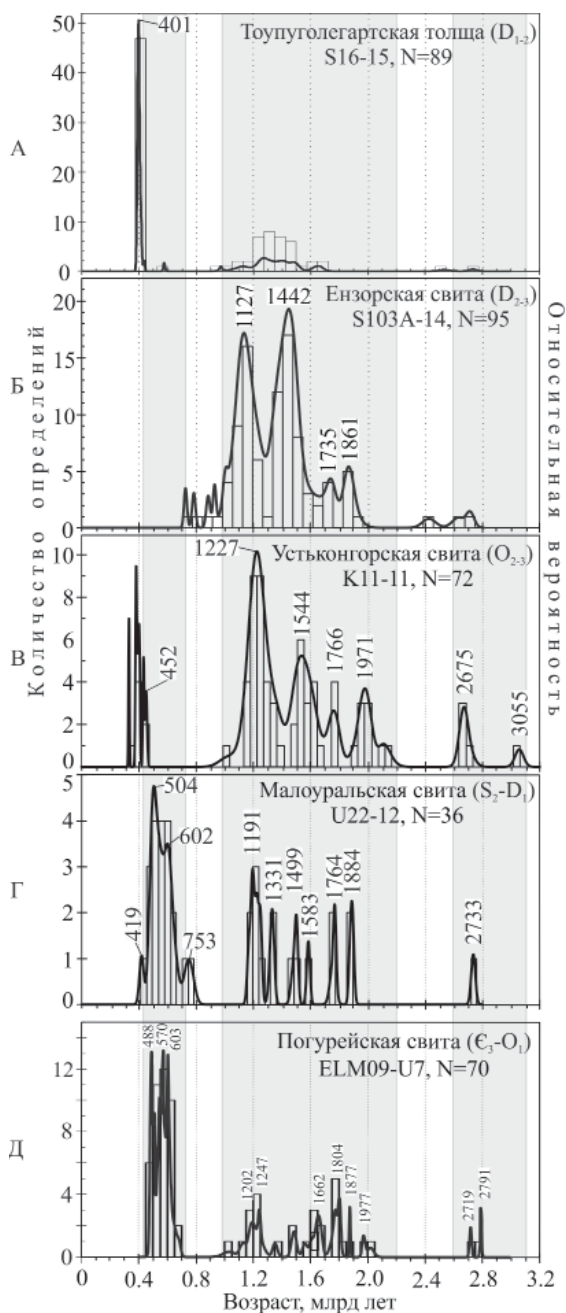
¹ИГЕМ РАН, Москва; ²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

³ГИН СО РАН, Улан-Удэ

sobolev_id@mail.ru

В Войкарской зоне Полярного Урала, на северном фланге месторождения Новогоднее-Монтонами исследованы туфы андезибазальтов (обр. S16/15; 66°48'58.3" с.ш., 66°29'9.8" в.д.) с отдельными маломощными горизонтами вулканомиктовых конгломератов и гравелитов, предположительно относящиеся к верхней пачке ниже-среднедевонской тоупугольегартской толщи. Туфы андезибазальтов характеризуются кристаллолитокластической псаммитовой структурой, массивной текстурой. Породы сложены вулканокластами плагиофировых лейстовых андезибазальтов и кристаллокластами плагиоклаза. По химическому составу туфы сопоставимы с низкотитанистыми натриевыми андезибазальтами островных дуг. Впервые нами были исследованы и датированы цирконы из этих туфов. По морфологическим признакам можно выделить две основные группы циркона, представленные идиоморфными и в различной степени окатанными зернами.

Всего проанализировано 110 индивидуальных зерен циркона. Результаты для 21 зерна были исключены из рассмотрения по причине высокой дискордантности (критерий отбраковки анализов $-10 \leq D \leq 10$). По оставшимся 89 анализам получен широкий диапазон возрастов от 388 до 2639 млн. лет (рисунок, А). Идиоморфные цирконы с наиболее молодыми возрастами (46 зерен) имеют позднесилурийско-среднедевонские возрасты — 388–423 млн лет, с максимумом плотности вероятности — 401 млн лет. Зерна с более древними возрастами чаще всего окатанные и полуокатанные. Из них два циркона имеют лландоверийский (439 ± 5 млн лет) и эдиакарский (576 ± 6 млн лет) возрасты. Для 39 зерен получен широкий непрерывный диапазон возрастов 972–1674 млн лет, со слабо выраженными максимумами плотности вероятности 1286 и 1414 млн лет. Два наиболее древних зерна имеют неогаргейский возраст (2535 ± 32 , 2735 ± 25 млн лет).



Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов (древнее 800 млн лет) цирконов из вулканогенных и терригенных пород тоупуголегартской (А), энзорской (Б), устьконгорской (В) и малоуральской (Г) свит Войкарской зоны Полярного Урала, а также песчаников погурейской свиты (Д) Лемвинской зоны Западно-Уральской мегазоны Полярного Урала

Возраст туфов определен по самой молодой группе когерентных датировок циркона (388–411 млн лет) с помощью алгоритма TuffZirc [6, 7] и составляет 400+2–3 млн лет (вероятность 95 %, по 39 анализам), что хорошо согласуется с эмско-раннеэйфельскими палеонтологическими датировками тоупуголегартской толщи [2]. Анализ биостратиграфического распространения конодонтов, кораллов, радиолярий, криноидей, брахиопод, строматопороидей, водорослей и фораминифер позволил расширить стратиграфический объем тоупуголегартской толщи до карпинско-лангурского горизонтов эмского и эйфельского ярусов нижнего и среднего девона [1].

Распределения возрастов детритовых цирконов с датировками 972–2735 млн лет из исследованных туфов (рисунок, А) близки к распределениям, установленным нами ранее [3, 4] для цирконов из средне-верхнедевонских песчаников ензурской толщи (рисунок, Б), средне-верхнеордовикских песчаников туффитовустьконгорской свиты (рисунок, В) и верхнесилурийско-нижнедевонских вулканомиктовых песчаников малоуральской свиты (рисунок, Г), а также близки к распределениям возрастов детритовых цирконов из верхнекембрийско-нижнеордовикских песчаников погурейской свиты Западно-Уральской мегазоны [5]. Применение теста Колмогорова-Смирнова (K-S теста) для части возрастных наборов, включающих датировки древнее 800 млн лет, показало, что P(KS)

Результаты K-S-теста для возрастов детритовых цирконов (>800 млн лет)

	Устьконгор- ская свита, O_{2-3}	Малоураль- ская свита, S_2-D_1	Погурейская свита, ϵ_3-O_1	Ензурская толща, D_{2-3}	Тоупуголь- гартская толща, D_{1-2}
Устьконгорская свита, O_{2-3}		1.00	0.89	0.08	0.14
Малоуральская свита, S_2-D_1	1.00		0.90	0.24	0.24
Погурейская свита, ϵ_3-O_1	0.89	0.90		0.09	0.12
Ензурская толща, D_{2-3}	0.08	0.24	0.09		0.26
Тоупугольгарт- ская толща, D_{1-2}	0.14	0.24	0.12	0.26	

для палеозойских обломочных пород Полярноуральской островной дуги (тоупугольгартская, ензорская толщи, устьконгорская и малоуральская свиты) и верхнекембрийско-нижнеордовикских песчаников погурейской свиты Западно-Уральской мегазоны (базальные горизонты уралид) схожи между собой более чем на 95 % ($P(KS) > 0.05$) (таблица). Это свидетельствует о преобладании близких по возрасту питающих провинций, поставлявших обломочный материал как на уральскую континентальную окраину Аркт-Европы (начиная со среднего силура — Аркт-Лавруссии), так и в ордовикско-девонские вулканогенные породы Полярноуральской островной дуги.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта Минобрнауки № 075-15-2020-802.

Литература

1. Плотицын А. Н., Соболев И. Д., Матвеева Н. А. и др. Новые данные о стратиграфии тоупугольгартской толщи (нижний-средний девон, Полярный Урал) // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 2022. Статья в печати.
2. Прямоносков А. П., Бороздина Г. Н., Прямоноскова М. А. Тоупугольгартская толща и варчатинская свита Войкарской СФЗ на Полярном Урале // Уральский геологический журнал. 2009. № 3 (69). С. 52—55.
3. Соболев И. Д., Соболева А. А., Удоратина О. В. и др. Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел Геологический. 2017. Т. 92. Вып. 4. С. 3—26.
4. Соболев И. Д., Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д. Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из средне-верхнедевонских островодужных песчаников Щучинской зоны Полярного Урала // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Мат-лы IV Всероссийской научной конференции с международным участием. Владивосток: Дальнаука, 2018. С. 103—104.
5. Соболева А. А., Кузнецов Н. Б., Миллер Э. Л. и др. Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралид (Полярный Урал) // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 5. С. 570—576.
6. Ludwig K. R., Isoplot 3.60: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2008, n. 4, 77 p.
7. Ludwig K. R., Mundil R., Extracting reliable U—Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. J. Conf. Abstr. 12th Goldschmidt Conf. 2002.

ПОЛИФАЗНЫЕ УГЛЕРОДНЫЕ АГРЕГАТЫ В ПРОДУКТАХ ИМПАКТНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

В. В. Уляшев

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vvulashev@geo.komisc.ru

Интенсивному импактному воздействию может подвергаться не только графит, но и другие разновидности углеродистого вещества, в том числе органическое вещество осадочных пород мишени. К настоящему времени известны только два объекта с апоугольными алмазами, которые были обнаружены и впервые описаны около 30 лет назад на Карской (65 км в диаметре) и Усть-Карской (25 км в диаметре) астроблемах (Пай-Хой, Россия) [1, 2]. Глубокие исследования по изучению импактных алмазов данных астроблем проводились в 80-х годах двадцатого века [1, 2]. Работы по изучению импактнометаморфизованного углеродного вещества данной астроблемы возобновлены нами на современном исследовательском уровне в последние годы [3, 8, 9]. В этой работе приводятся результаты исследований апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных веществ методом просвечивающей электронной микроскопии высокого разрешения (ВРПЭМ).

Углеродные частицы извлечены из импактитов Карского ударного кратера путем термохимического растворения импактных пород [8]. Для изучения использованы препараты, изготовленные из порошковых образцов в виде суспензии, которые наносились на специальные перфорированные углеродные подложки. Предварительные исследования проведены в ЦКП Геонаука (ИГ ФИЦ Коми НЦ, г. Сыктывкар) с помощью просвечивающего электронного микроскопа (ПЭМ) Tesla BS 500 при 60 кВ, для высокого разрешения использовался JEM-2010 с напряжением 200 кВ (ТИСНУМ, Троицк).

В результате исследований установлено, что в продуктах импактного метаморфизма Карской астроблемы возникают полифазные углеродные наноструктурированные агрегаты. Фазовое разнообразие представлено ультрананокристаллическим алмазом, стеклоподобным углеродом, полым луковичноподобным углеродом, графитом. Доказано, что предложенный ранее Езерским В. А. «то-

горит», описанный им как новый самостоятельный природный высокобарный углеродный полимер [1, 2], является плотным агрегатом нанокристаллического алмаза, покрытого стеклоуглеродной «рубашкой» [8]. Впервые проанализирована пространственная взаимосвязь стеклоподобного углерода и нанокристаллического алмаза на наноуровне, отчетливо наблюдается зона срастания. Все изученные углеродные фазы без признаков механических деформаций. Наноструктурные особенности стеклообразного углерода позволяют предположить, что температура образования углерода для исследуемых частиц составляла не менее 2600 °С [7].

Помимо импактных алмазов, особый интерес имеет полый луковичноподобный углерод [4, 5], который ранее никогда не встречался в пределах природных импактных объектов. По литературным данным луковичноподобные структуры образуются различными способами: 1) трансформация графита под высоким давлением, 2) отжиг наноалмазов, 3) вакуумное осаждение, 4) отжиг сажи, 5) дуговой разряд, 6) облучение сажи электронным пучком, 7) имплантация ионов углерода в металлическую матрицу [5]. Из перечисленных способов образования углеродных луковичных структур при импактном процессе в нашем случае удовлетворяет единственный вариант — отжиг наноалмазов остаточными высокими температурами, когда происходит обратное преобразование.

Однако нельзя исключить реликтовое происхождение луковичноподобного углерода из углеродистых веществ исходных осадочных пород, таких как шунгит и уголь, содержащие подобные структуры [6]. Луковичноподобные структуры, получаемые в экспериментальных условиях [4], имеют размер 3—5 нм, обнаруженные в наших образцах структуры много больше. Увеличение размера луковицы и числа слоев его слагающих связано с ростом давления [4, 5], при давлениях 55 ГПа образуются луковицы размерами 25 нм. Наличие нескольких типов структур одновременно в одном агрегате указывает на разные условия преобразования вещества в локальном объеме вещества.

Исследуемые углеродные полифазные агрегаты образовались при давлениях не менее 55 ГПа с вероятной температурой около 2500 °С. Полифазный характер импактных апоугольных углеродных агрегатов указывает на существенную неравномерность распределения углеродных фаз в локальном объеме на микроуровне в связи с очень неравновесными Р-Т-условиями импактного процесса. Дальнейшие детальные исследования позволяют получить боль-

ше информации о полиморфизме углерода при ударных процессах с возможным обнаружением новых фаз углерода.

Автор благодарен Т. Г. Шумиловой за научные консультации и ценные замечания, а также сотрудникам ТИСНУМа Б. А. Кульницкому и И. А. Пережогину за помощь в аналитических исследованиях с применением просвечивающей электронной микроскопии.

Литература

1. Езерский В.А. Ударно-метаморфизованное углистое вещество в импактитах // Метеоритика, 1982. Вып. 41. С. 134–140.
2. Езерский В.А. Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном преобразовании углей // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1986. Вып. 1. С. 26–33.
3. Уляшев В.В., Шумилова Т.Г., Кульницкий Б.А., Пережогин И.А., Бланк В.Д. Наноструктурные особенности углеродных полифазных агрегатов апоугольных продуктах импактного метаморфизма // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 8(284). С. 26–33.
4. Blank V.D., Denisov V.N., Kirichenko A.N., Kulnitskiy B.A., Martushov S.Yu., Mavrin B.N., Perezhogin I.A. High pressure transformation of single-crystal graphite to form molecular carbon–onions // Nanotechnology. 2007. Vol.18. P.345601 (4 pages).
5. Blank V.D., Kulnitskiy B.A., Dubitsky G.A., Alexandrou I. The Structures of C60-phases, formed by thermobaric treatment: HREM-studies. // Fullerenes, Nanotubes, and Carbon Nanostructures. 2005. Vol. 13. P. 167–177.
6. Buseck P.R., Galdobina L.P., Kovalevski V.V., Rozhkova N.N., Zaidenberg A.Z., Valley J.W. Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia // The Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. № 6. P. 1363–1378.
7. Harris P.J.F. Structure of non-graphitizing carbons // Int. Mater. Rev. 1997. Vol. 42. P. 206–218.
8. Shumilova T.G., Isaenko S.I., Ulyashev V.V., Kazakov V.A., Makeev B.A. Aftercoal diamonds: enigmatic type of impact diamonds // European Journal of Mineralogy. 2018. V. 30. P. 61–76.
9. Shumilova T.G., Ulyashev V.V., Kazakov V.A., Isaenko S.I., Vasil'ev E.A., Svetov S.A., Chazhengina Y., Kovalchuk N.S. Karite – diamond fossil: a new type of natural diamond // Geoscience Frontiers. 2020. V. 11. Issue 4. P. 1163–1174.

ГЕОХИМИЯ ДУНИТОВ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н. С. Уляшева

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nataliaulyashewa@yandex.ru

На Полярном Урале в зоне Главного Уральского разлома в верхнепротерозойских отложениях няровейской серии Центрально-Уральской тектонической зоны локализованы тела дунит-гарцбургитового состава [6] с неясным генезисом. Согласно одним работам [3] они относятся к ультрамафитам ампельшорского комплекса нижнего-среднего ордовика, что подразумевает их формирование при рифтогенных процессах в окраинно-континентальной обстановке. По другим предположениям массивы принадлежат сымкеускому дунит-гарцбургитовому офиолитовому комплексу нижнего-среднего ордовика Тагило-Магнитогорской зоны [2] и являются тектонически-эрозионными клипами.

Для установления геодинамических обстановок формирования дунит-гарцбургитовых массивов зоны ГУР Полярного Урала исследованы дуниты из массива, расположенного к югу от озера Ингилор. Изучение петрографических и петрогеохимических особенностей этих пород позволило уточнить генезис ультрамафитовых тел.

Петрографические исследования дунитов позволили выделить среди них два типа. Ультрамафиты первого типа имеют пегматоидную протогранулярную петельчатую структуру и массивную текстуру. Порода состоит из (об. %) оливина (80–85), серпентина (10–15), клинопироксена (1–2), хромшпинелида (2–3) и других рудных минералов (1–2).

Дуниты второго типа представлены породами с мелко-среднезернистой, мозаичной порфирокластовой структурой и полосчатой, линейной текстурой. Они состоят из (об. %) оливина (90–93), серпентина (3–4), хромшпинелида (1–3) и рудных минералов (1–2).

Ультрамафиты отвечают натриевым магматическим образованиям нормального ряда. Породы имеют низкие содержания (в мас. %) оксида титана – 0.01, кремнезема – 36–37 и высокое количество оксида магния – 42–46 (табл. 2). Суммарное содержание

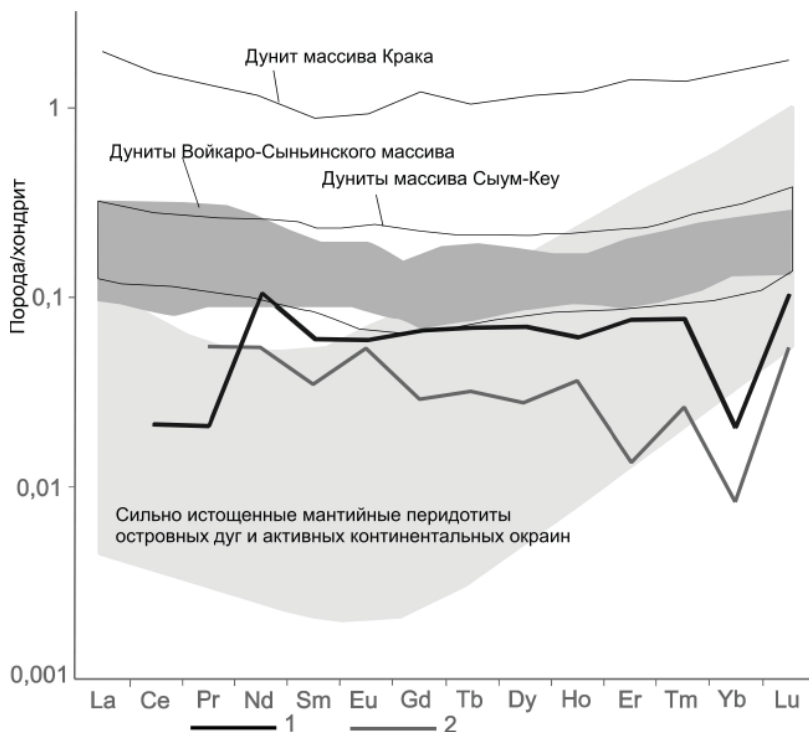
редкоземельных элементов для дунитов крайне низкое ($\Sigma\text{РЗЭ} = 0.06\text{--}0.14$ г/т). На диаграмме, где составы пород нормированы относительно состава хондрита [11], наблюдается пологий тренд распределения редкоземельных элементов из дунитов с четкими минимумами по иттербию (рисунок). Дунит с порфировкластовой структурой характеризуется меньшим содержанием редкоземельных элементов, Cr (670 г/т), но повышенным Ni (2500 г/т) по сравнению с пегматоидным дунитом (Cr — 1400 г/т, Ni — 2100 г/т).

Отсутствие кумулятивных структур в изучаемых дунитах, пониженные содержания в них глинозема (0.76—0.99 %), оксида кальция (0.1—0.2 %), оксида титана (0.01 %) и общей железистости (0.06) (табл. 1) по сравнению с дунитами расслоенных интрузивов [1], позволяют считать эти образования мантийными породами.

Кальций-алюминиевое отношение и распределение РЗЭ являются важными критериями деплетированности ультрабазитов [8]. Предельно низкие значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в дунитах, соответствующие 0.13—0.2, свидетельствуют о сильной истощенности пород. Подобные низкие значения имеют гипербазиты офиолитового типа зоны ГУР и Миасс-Куликовского пояса Южного Урала, сформировавшихся в океанической и надсубдукционной обстановках [9].

Низкие содержания редкоземельных элементов, в 10—50 раз ниже хондритовых, также указывает на сильную деплетированность ультрамафитов. Спектры распределения РЗЭ располагаются в области сильно истощенных мантийных перидотитов островных дуг и активных континентальных окраин, выделенной Е. Е. Лазько [4] при проведении типизации мантийных субстратов (рисунок). В отличие от этих перидотитов, имеющих U-образный профиль, изучаемые дуниты образуют пологий субхондритовый спектр распределения редкоземельных элементов. Для сравнения (рисунок) приведены спектры содержаний РЗЭ элементов в дунитах из окраинно-континентального рифтогенного массива Крака западной тектонической зоны Южного Урала и массивов офиолитового типа Полярного Урала [7, 8, 10]: Войкаро-Сыньинского и Сыум-Кеуского. Изучаемые дуниты отличаются от дунитов массива Крака существенным пониженным количеством РЗЭ и близки к аналогичным породам из полярноуральских массивов.

Петрографические и петрохимические исследования дунитов из дунит-гарцбургитового массива зоны ГУР Полярного Урала показали, что они представляют собой мантийные образования с признаками деформационных структур: протогранулярной и пор-



Спектры содержаний редкоземельных элементов в протогранулярном (1) и порфирокластовом (2) дунитах, нормированных относительно содержаний их в хондрите [11]. Для сравнения приведены спектры содержаний РЗЭ в ультрамафитах из массивов — Крака [8], Сыум-Кей [10], Войкаро-Сынынского [7] и мантийных перидотитов островных дуг [4]

фиркластовой. По геохимическим особенностям — концентрации и распределению редкоземельных элементов и кальций-алюминиевому отношению в породах они отличаются от подконтинентальных рифтогенных гипербазитов Южного Урала и отождествляются с дунитами из крупных мантийных комплексов офиолитового типа. Сильная истощенность дунитов редкоземельными элементами может свидетельствовать о надсубдукционной природе пород.

Литература

1. Алексеев А. А., Алексеева Г. В., Ковалев С. Г. Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа, 2000. 188 с.
2. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание

второе. Серия Полярно-Уральская. Лист R Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.

3. Зылёва Л. И., Коновалов А. Л., Казак А. П., Жданов А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 — Салехард. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.

4. Лазько Е. Е., Шарков Е. В., Богатиков О. А. Мантийные субстраты, их геохимическая типизация и роль в образовании подкорковых магм // Геохимия. 1993. № 2. С. 165—189.

5. Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геол. ин-та АН СССР. 1949. 87 с.

6. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдаванцев, А. П. Казак и др. Новосибирск: Наука, 1977. Вып. 368. 221 с.

7. Прудников И. А. Генетическая типизация дунитов альпинотипных массивов Урала на основе характера распределения редкоземельных элементов // Разведка и охрана недр. 2021. № 3. С. 11—25.

8. Савельев Д. Е. Хромотоносность гипербазитовых массивов Южного Урала: автореф. дис. ... д-ра геол.—минерал. наук. Пермь, 2012. 42 с.

9. Савельев Д. Е., Сначёв В. И., Сначёв А. В., Романовская М. А. Геолого-геохимическая зональность базит-гипербазитового магматизма Южного Урала // Вестник Московского университета, 2006. №1. С. 27—33.

10. Шмелев В. Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 649—672.

11. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. № 42. pp. 313—345. DOI: [10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19)

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА "УРОЧИЩЕ ШИРОКОЕ" (Р. УНЬЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anshadrin@geo.komisc.ru

Разрез «Урочище Широкое» (обн. 11¹) в западной полосе выходов на р. Унья является наиболее полным и, по результатам биостратиграфических исследований, был предложен в качестве опорного для расчленения визейских отложений западной части бассейна Верхней Печоры и сопредельных областей [3]. В связи с чем становится актуальным установление особенностей вариаций изотопного состава углерода и кислорода пород данного разреза, которые могут быть использованы в качестве дополнительной характеристики при выяснении условий осадконакопления и восстановления палеогеографии Верхнепечорского палеобассейна на поздне-визейском этапе развития.

Обнажение «Урочище Широкое» расположено на правом берегу р. Унья, в её нижнем течении, в 4.5 км выше д. Усть-Бердыш, в 400 м выше о. Степанов. Оно представляет собой ряд скальных выходов высотой до 30 м при длине более 200 м. Залегание моно-клинальное. Элементы залегания: азимут падения (магнитный) — 85°, угол падения — 60°. Видимая мощность вскрытого здесь интервала — 192 м. Выше и ниже по реке наблюдаются большие (более 100 м²) закрытые интервалы. Снизу вверх по разрезу выделяются все горизонты верхневизейского подъяруса: тульский, алексинский, михайловский, венецкий (рисунок) [3].

Тульский горизонт (видимая мощность составляет 3 м). Значения $\delta^{13}\text{C} = 1.6...1.8\text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O} = 27.6...29.9\text{‰}$ ³ (2 анализа из 3 образцов). Горизонт представлен пачкой темно-серых известняков, биокластовых, доломитизированных, часто тонкослоистых. В составе пород встречаются многочисленные членики криноидей и обломки створок брахиопод, а также желвачки вторичных темно-серых кремней размерами от 2х2 до 12х25 см (до 10 % породы).

1 Номера обнажений даны по В. А. Варсанофьевой [1].

2 Здесь и далее указываются мощности не обнажённых участков.

3 Анализы проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН И. В. Смолевой.

Не обнаженный участок — 9 м.

Алексинский горизонт (43.35 м). Значения $\delta^{13}\text{C} = +2.1...+3.4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +24.6...+28.9\text{‰}$ (12 анализов из 15 образцов). В основании горизонта выделяется пачка (14.35 м) чередования серий плитчатых серых и темно-серых доломитизированных биокластовых известняков (0.5—2.5 м) и слоев вторичных мелкозернистых доломитов (0.25—1.3 м). Наблюдаемые органические остатки включают обломки члеников криноидей, створки мелких брахиопод, одиночные ругозы, колонии сиригнатор. Снизу вверх количество крупных органических остатков возрастает. В породах нижней части пачки характерно наличие желваков темно-серых кремней (от 1.5х1.5 до 15х50 см). Остальная часть горизонта сложена массивными серыми и темно-серыми биокластовыми известняками с члениками криноидей, редкими колониями сиригнатор и брахиоподами. В общем, количество крупных органических остатков несколько меньше, чем в нижней части разреза.

Не обнаженный участок — 4 м.

Михайловский горизонт (73.5 м). Значения $\delta^{13}\text{C} = -3.7...+3.4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +24.6...+31.3\text{‰}$ (42 анализа из 52 образцов). Сложен в основной своей массе биокластовыми известняками. Реже наблюдаются доломитизированные биокластовые известняки и доломиты. В виде единичных прослоев встречаются разности с окатанным детритовым материалом, микробиальные и пелитоморфные. Характерно (но не обязательно) наличие в породах крупных органических остатков, таких как членики криноидей, створки брахиопод, фрагменты и целые одиночные и колониальные кораллы, губки, редкие раковинки гастропод. По отдельным прослоям фоссилии формируют скопления. Часто наблюдается тонкая горизонтальная или косая слоистость, редко — волнистая. Порода разбита на плитки по 0.1—1.3 м.

Нужно отметить, что вариации изотопного состава углерода и кислорода в целом подтверждают дробное расчленение горизонта, приведенное ранее [3]. Так, в нижней пачке (C_1mh_1) $\delta^{13}\text{C}$ постепенно меняется от +3.2 ‰ до +0.9 ‰, в то же время $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в пределах +25.2...+27.5 ‰, за исключением обр. У11/23, где $\delta^{18}\text{O} = +31.1\text{‰}$. Во второй пачке (C_1mh_2) значения $\delta^{13}\text{C}$ уходят в отрицательную область (−3.7...0 ‰), $\delta^{18}\text{O} = +25.4...+26.1\text{‰}$. В третьей пачке (C_1mh_3) $\delta^{13}\text{C}$ снова становятся положительными (+2.7...+3.4 ‰), а $\delta^{18}\text{O}$ скачкообразно варьируют в пределах +25.6...+31.3 ‰. В пачке C_1mh_4 соотношения изотопов углерода колеблется около нуля (−1.3...+1.7 ‰), а $\delta^{18}\text{O} = +24.6...+26.1\text{‰}$.

Не обнаженный участок — 10 м.

Веневский горизонт (54 м). Значения $\delta^{13}\text{C} = +0.2...+3.4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +23.9...+27.9\text{‰}$ (20 анализов из 23 образцов). Только в одном случае $\delta^{13}\text{C}$ падает до -1.5‰ (обр. У11/63-2), и в трех образцах (У11/58-1, 69, 72) $\delta^{18}\text{O}$ становится выше $+30\text{‰}$.

В разрезе горизонта наблюдается переслаивание плитчатых доломитов, биокластовых и доломитизированных биокластовых известняков. Как и в подстилающих породах михайловского возраста, здесь часто встречаются остатки различных брахиопод. Несколько реже наблюдаются разнообразные кораллы, губки и членики криноидей. Местами отмечается окремнение некоторых органических остатков.

Выводы:

В изученном разрезе верхневизейских карбонатных отложений $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ варьируют в пределах $-3.7...+3.4\text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +23.9...+32.2\text{‰}$. Как можно заметить, область полученных значений находится за пределами поля осадочных морских карбонатов: $\delta^{13}\text{C} = -2...+2\text{‰}$ (PDB); $\delta^{18}\text{O} > +30\text{‰}$ [2]. В то же время, большая часть полученных нами данных попадает в поле изотопного состава карбонатов Восточно-Европейской платформы и Урала: $\delta^{13}\text{C} = 0...+5\text{‰}$ (PDB); $\delta^{18}\text{O} = +26...+29.8\text{‰}$ (SMOW) [4—6].

Составы изотопов углерода и кислорода изученных пород в данном разрезе зависят не столько от литологической принадлежности пород, сколько от времени их формирования, что наиболее хорошо заметно на примере отложений михайловского горизонта. Единичные же аномальные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, вероятно, могут быть связаны с вторичными процессами.

Литература

1. Варсанюфьева В. А. Предварительный отчет о работах 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 124-го листа (бассейн р. Уньи). М.—Л.: Тр. Всесоюзн. Геол. Разв. объедин. НКТП СССР (289), 1933. 47 с.
2. Кулешов В. Н. Эволюция изотопных систем углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 491—508.
3. Шадрин А. Н., Иванова Р. М. Урочище Широкое — опорный разрез верхневизейского подъяруса в бассейне Верхней Печоры (р. Унья, Северный Урал) // Литосфера. 2021. № 21(2). С. 207—221. DOI: [10.24930/1681-9004-2021-21-2-207-221](https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-2-207-221)

4. Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics // Chemical Geology. 1999. № 161. P. 127–163.

5. Grossman E. L., Bruckschen P., Mii H.- S., Chuvashov B. I., Yancey T. E., and Veizer J. Carboniferous paleoclimate and global change: Isotopic evidence from the Russian Platform // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 61–71.

6. Mii H.-S., Grossman E. L., Yancey T. E., Chuvashov B., Egorov A. Isotopic records of brachiopod shells from the Russian Platform – evidence for the onset of mid-Carboniferous glaciation // Chemical Geology. 2001. № 175. P. 133–147.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ БАЗАЛЬТОИДОВ КАНИНО-ТИМАНСКОГО РЕГИОНА

А. М. Шмакова^{1,2}

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

alex.sch92@yandex.ru

На территории полуострова Канин и Тиманском кряже развиты девонские интрузивные и субвулканические породы основного состава, сформировавшиеся в результате процессов рифтогенеза. Данные породы выделяются в канино-тиманский долеритовый комплекс ($\beta D_3 kt$) [1]. Базальты исследуемого комплекса установлены большей частью на территории Среднего и Северного Тимана. Они представлены покровами, обнажающимися преимущественно по берегам рек (Цильма, Валса, Печорская Пижма, Светлая, Белая, Волонга). На п-ове Канин проявления магматизма представлены преимущественно в виде дайковых тел, в меньшей степени покровами базальтов. На Южном Тимане обнажений, выходящих на дневную поверхность, не установлено, породы комплекса обнаружены только в скважинах.

Базальты канино-тиманского комплекса образуют покровы мощностью от 1,5 до 30 м. Породы темно-серого цвета имеют массивную или миндалекаменную текстуру, порфиоровую, реже пойкилоофитовую, структуры в сочетании с интерсертальной микроструктурой основной массы. Содержание миндалинов в породе варьирует от 2 до 15 %. Выделяется два типа миндалинов. Первый — амёбовидные, иногда округлые, размером 0,3—3 мм, миндалины, выполненные хлоритом, иногда с каймами карбонатов (железосодержащий доломит) и кварца. Второй тип — крупные трубчатые, реже уплощенные миндалины размером от 1 до 20 см, сложенные агатами. На п-ове Канин установлены секрестии аметиста и кварца размером до 20 см. Порфиоровые вкрапленники представлены плагиоклазом (до 1,5 мм) и пироксеном (1,25 мм).

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза (размер 0,1—0,3 мм), часто замещенного альбитом и изометричными зернами пироксена (размер 0,1—0,3 мм).

Долериты слагают дайки мощностью 1,5—50 м. Породы исследуемого комплекса темно-серые, голубовато- или зеленовато-се-

рые. Текстура породы — массивная, миндалекаменная. Миндалины мелкие (до 1 мм), зональные, выполнены сидеритом, кальцитом и кварцем. Микроструктура пород офитовая, реже порфировая, пойкилоофитовая. Порфировые включения представлены плагиоклазом (до 1,8 мм). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза (0,2 — 1,5 мм) и изометричными зернами пироксена (0,25 — 1,5 мм).

Порфировые включения в базальтоидах канино-тиманского комплекса представлены зональными плагиоклазами и пироксенами.

Включения плагиоклазов базальтоидов п-ова Канин встречаются редко, они представлены удлиненными лейстами размером до 1,8 мм. По химическому составу в центре соответствуют битовниту An_{83-87} , по периферии менее кальциевому битовниту An_{71-81} . Включения базальтов Среднего Тимана представлены удлиненными лейстами размером до 0,7 мм, в породах Южного Тимана включения имеют более изометричную форму (размер до 1,5 мм). Включения базальтов Среднего и Южного Тимана обладают прямой и «сложной» зональностью. Прямая зональность характеризуется понижением содержания кальция от центра к краю: в центре кристалл плагиоклаза соответствует битовниту An_{71-80} или лабрадору An_{64-69} , а по краям — лабрадору An_{50-67} или андезину An_{44-49} . При «сложной» зональности состав плагиоклазов в центре зерна соответствует битовниту An_{70-72} или лабрадору An_{63-65} , далее к периферии состав становится более кальциевым и соответствует лабрадору An_{69} или битовниту An_{75-80} . На самом краю зерна содержание кальция падает и состав соответствует лабрадору An_{51} или андезину An_{37-48} .

Плагиоклазы основной массы также, как и включения зональные, по составу варьируют от битовнита An_{77} до олигоклаза An_{33} . Концентрация оксида калия в минералах варьирует от 0 до 0,69 мас. %.

Пироксеновые включения пород обладают прямой зональностью, которая обусловлена уменьшением концентрации MgO и увеличением FeO от центра зерна к периферии. В породах Среднего Тимана включения клинопироксенов представлены удлиненными кристаллами размером до 0,9 мм. По химическому составу зерна клинопироксенов в центре соответствуют авгиту, по краям — ферроавгиту. В базальтах Южного Тимана клинопироксены чуть крупнее (размер до 1,25 мм) и имеют преимущественно изометричную форму зерен. В центре кристаллов соответствуют эндопси-

ду или авгиту, по периферии авгиту, реже ферроавгиту. В остальных районах Канино-Тиманского региона вкрапленники пироксенов в породах не установлены.

В клинопироксенах основной массы также отмечается прямая зональность. Клинопироксены долеритов и базальтов канино-тиманского долеритового комплекса в центре зерен по химическому составу соответствуют преимущественно авгиту или субкальциевому авгиту. К периферии содержание железа увеличивается, и состав пироксена меняется в сторону ферроавгита, в единичных случаях в породах п-ова Канин — субкальциевого авгита.

В породах центральной части п-ова Канин и на Среднем Тимане (р. Цильма) отмечаются структуры распада твердого раствора в клинопироксене, характеризующееся наличием составов магнезиального, промежуточного и железистого пижонита в авгите [2].

Рудные минералы базальтоидов канино-тиманского долеритового комплекса представлены преимущественно титаномagnetитом. В значительно меньшей степени (единичные зерна) встречаются ильменит, пирит, халькопирит, галенит. В породах п-ова Канин установлены скелетные кристаллы титаномagnetита со структурами распада, с различными содержаниями TiO_2 и FeO в ламеллях. Размер кристаллов достигает 0,5 мм, в единичных случаях 1 мм. В породах Среднего и Южного Тимана титаномagnetит представлен гомогенными изометричными или скелетными кристаллами (размер до 0,2 мм). В породах Южного Тимана наблюдается замещение силикатных минералов поздним титаномagnetитом (до 0,6 мм), который развивается по ним в трещинах.

Калиевый полевой шпат замещает некоторые зерна плагиоклаза в базальтах юго-востока п-ова Канин. Также минерал встречается в остальных породах исследуемого комплекса в виде единичных изометричных зерен (размер до 0,1 мм). В породах п-ова Канин и Южного Тимана установлены микроскопические зерна апатита. Минерал образует округлые агрегаты (0,004 мм) в породах Южного Тимана ($\text{CaO} = 38,67$ мас. %, $\text{P}_2\text{O}_5 = 27,91\%$), игольчатые и скелетные кристаллы в долеритах п-ова Канин (0,01–0,03 мм). Содержание $\text{CaO} = 50,28$ – $51,18$ мас. %, $\text{P}_2\text{O}_5 = 38,42$ – $39,6$ мас.%. В межзерновом пространстве долеритов наблюдается стекло, полностью замещенное палагонитом, в базальтах Среднего Тимана часто наблюдаются карбонаты. Также в породах комплекса отмечаются хлоритовые агрегаты, образовавшиеся вероятно, в результате влияния гидротермальных процессов.

Таким образом, установлено, что основными породообразующими минералами базальтоидов канино-тиманского долеритового комплекса являются клинопироксены и плагиоклазы, представленные как вкрапленниками, так и кристаллами основной массы. Все минералы зональные. У клинопироксенов отмечается прямая зональность, при которой наблюдается уменьшение концентрации MgO и увеличение FeO от центра зерна к периферии. Также установлена структура распада твердого раствора в долеритах п-ова Канин и базальтах Среднего Тимана. У вкрапленников плагиоклазов базальтов Среднего и Южного Тимана наблюдается прямая и «сложная» зональность. Прямая зональность характеризуется понижением содержания кальция от центра к периферии. При «сложной» зональности состав плагиоклазов в центре зерна соответствует битовниту или лабрадору, далее к периферии состав становится более кальциевым, а на самом краю зерна содержание кальция падает и состав соответствует андезину или лабрадору. Прямая зональность пироксенов основной массы указывает на постепенное остывание расплава. «Сложная» зональность вкрапленников плагиоклазов может свидетельствовать о смене РТ-условий во время кристаллизации минералов.

Литература

1. Журавлев В. А., Куприн В. Ф., Лукьянова Л. И., Парамонова М. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-38. Мезень. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 311 с. + 3 вкл
2. Шамова А. М. Особенности породообразующих минералов позднедевонских долеритов полуострова Канин // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента.: Материалы 29-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2020. С. 125—127.

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ТОЛЩИ ИЗВЕСТНЯКОВ С *THALASSINOIDES* И ДОЛОМИТОВ С *CYCLOCYCLICUS* EX. GR. *DIBULIFORMIS* SCHEW, *DIANTHOSCOELOMA* SP. (ВЕРХНИЙ ОРДОВИК, Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Л. А. Шмелёва

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

lyubov.shmeleva@inbox.ru

На Северном Урале фациальный характер ордовикских отложений выдержан в меридиональном направлении, однако с запада на восток состав пород и характеризующей их фауны изменяется для отложений одного и того же стратиграфического интервала. В связи с этим В. А. Варсанофьевой [3] были выделены западный (шежимский) и восточный (шантымский) комплексы, сменяющие друг друга в широтном направлении. Исторически сложилось так, что, начиная с 1940-х годов, стратификация ордовикских отложений в бассейне р. Илыч дается по этим комплексам раздельно.

Карбонатные отложения верхнего ордовика в пределах западного (шежимского) комплекса развиты в бассейне среднего течения р. Илыч, на ее широтном отрезке, и достаточно хорошо изучены [1, 2, 5, 6]. Восточный комплекс обнажается в районе меридианального течения р. Илыч и по её притокам — рекам Ыджид-Сотчемъель, Ичет-Ляга, Ыджид-Ляга и ручью Закола-Ёль. Фрагментарный характер выходов, тектонические границы большинства вскрытых фрагментов разреза и бедность остатков фауны не позволяет выделить в восточном комплексе валидные свиты. В связи с чем, их стратификация в уральской стратиграфической схеме дается литостратиграфическими подразделениями — толщами [4].

В бассейне р. Илыч стратиграфически выше толщи переслаивания известняков с *Thalassinoides* и кварц-хлорит-известковых сланцев сандбийского яруса по тектоническому контакту (надвиг, осложняющий ядро Шантымской антиклинали) залегает толща серых глинистых, иногда горизонтально слоистых тонкозер-

нистых известняков, доломитистых органогенно-обломочных известняков и тонкозернистых доломитов. Мощность ее, по данным Б. Я. Дембовского соавторами [6], условно оценивается в 150 м. Она согласно перекрывается толщей доломитов, доломитов «червячковых» с кремнями и криноидеями *Bystrowicrinuscf. bullosus* (Yelt. et Stuk.) среднего катия.

В единственном доступном для описания обнажении 33Г толща вскрывается на протяжении около 500 м. Скальные выходы высотой до 20 м начинаются напротив устья р. Ыджид-Сотчемель, где далее вниз по реке и вверх по разрезу автором были выделены следующие пачки (рисунок, а, б):

1. Известняк тонкозернистый, доломитовый, серый, массивный (рисунок, в). Характеризуется грубой полосчатостью на поверхности выветривания в виде рельефных борозд разной толщины, слегка извилистых. 2.5 м

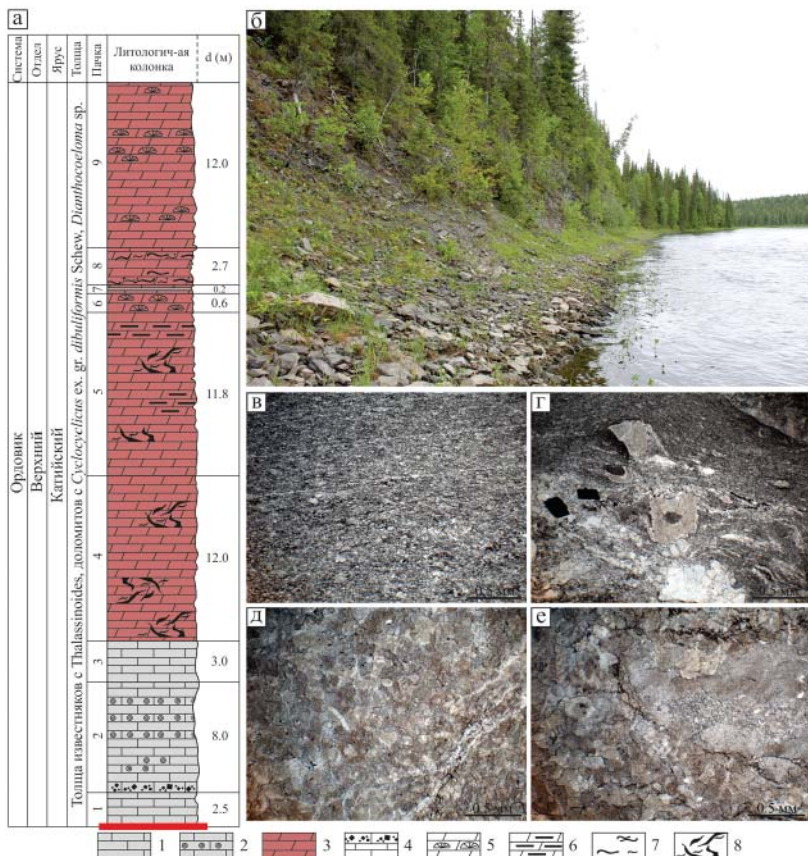
2. Известняк темно-серый, тонкозернистый, доломитистый разноплитчатый. В основании — прослой со значительным присутствием пирита и халькопирита. Выше в известняках появляются мелкие членики криноидей и другие перекристаллизованные до неопределимых органические остатки (рисунок, г). Встречены мелкие редкие табуляты *Catenipora* и единичные перекристаллизованные мшанки. 8.0 м

3. Известняк серый, тонкозернистый, доломитистый, слабо рассланцованный. 3.0 м

4. Доломит темно-серый, до черного, тонкозернистый, разноплитчатый с включениями кремней разнообразной формы и ходами роющих организмов, которых в верхней части пачки ставится заметно больше. Прослоями переходит в брекчиевидный за счет трещиноватости (до 50 см по мощности). 12.0 м

5. Доломит серый, тонкозернистый, толстоплитчатый, участками глинистый, трещиноватый (рисунок, д). В нижней части пачки глинистость слабая, выше — в виде пятен, иногда образует полосчатость. 11.8 м

6. Доломит серый, тонкозернистый, плитчатый, мелкопористый с тонкими и мелкими скоплениями белого кальцита. В них отмечаются округлые и овальные, частично окремненные образования (возможно по строматопороидеям), выделяющиеся светло-серым цветом, ориентированные по простиранию пород, встречаются небольшие колонии перекристаллизованных *Catenipora* (рисунок, е). 0.6 м.



Разрез толщи известняков с *Thalassinoides*, доломитов с *Cyclocyclicus* ex. gr. *dibuliformis* Schew., *Dianthocoeloma* sp., вскрытой в обнажении 33Т: а — литология; б — общий вид на обнажение; в — известняк тонкозернистый (пачка 3); г — известняк тонкозернистый с рассеянным биокластовым материалом (пачка 2); д, е — доломиты тонкозернистые с реликтами биокластов; 1 — известняк тонкозернистый; 2 — известняк тонкозернистый с биокластовым материалом доломитистый; 3 — доломит тонкозернистый; 4 — скопления пирита и халькопирита в тонкозернистых известняках; 5 — окремненные строматопороидеи; 6 — доломит глинистый; 7 — следы жизнедеятельности роющих организмов; 8 — доломит трещиноватый, брекчированный

7. Доломит серый, тонкозернистый, массивный и слоистый. Слоистость неравномерная, горизонтальная, представлена чередованием светлых полос на фоне серого доломита. 0.2 м

8. Доломит серый, микрозернистый, массивный с округлыми и овальными неопределимыми ветвистыми образованиями, расположенными субпараллельно простиранию (ходы илоедов *Thalassinoides*), кремнями, иногда отмечается неясная горизонтальная слоистость. 2.7 м.

9. Доломит серый, темно-серый, тонкозернистый, неровно плитчатый с комковатой отдельностью, трещиноватый, выветрелый, с частично окремненными строматопороидеями, размеры которых варьируются от 1 см до 30 см в длину и до 15 см в толщину. 12.0 м

Общая мощностьразреза составляет 52.8 м

По данным Б. Я. Дембовского и др. [6], эти породы содержат остатки табулят *Labechia* sp., *Catenipora* sp., криноидей *Dianthocoeloma* sp., *Dentiferocrinus* sp., *Cyclocyclicusex* gr. *Dibuliformis* Schew., *Egiasarowicrinus* sp. и трилобитов *Asaphus* sp., *Stenopareia* sp. По сборам автора из доломитов Т. Ю. Толмачевой дополнительно были определены позднеордовикские конодонты *Scabardellaaltipes* (Henningsmoen), *Drepanoistodus* sp., *Paroistodus* sp., *Protopanderodus* sp. Таким образом, по фаунистической характеристике и положению в разрезе эти отложения отвечают основанию катийского яруса и могут быть сопоставлены с пальникшорскими слоями ашгиллского яруса Приполярного Урала или рассохинским горизонтом Урала [4].

В настоящее время разновозрастные отложения в бассейне р. Илыч известны также в нижнем течении р. Ичет-Ляга (западное крыло Шантымвожской антиклинали, территория Печоро-Илычского заповедника), где выше толщи переслаивания известняков с *Thalassinoides* и кварц-хлорит-известковых сланцев сандбийского яруса в разрозненных выходах обн. 66Д залегает толща мощностью 40 м серых, синевато-серых («сизых») глинистых известняков с «червячковыми» образованиями (= текстура биотурбации) и прослой органогенно-детритовых и доломитизированных битуминозных известняков [6]. Большая часть этих отложений ранее относилась к шугорской свите схемы К. А. Львова [8] или к ичетлягской (среднийордовик) и амбаркыртинской свитам (верхний ордовик) [7]. Криноидные известняки обн. 66 на контакте с вышележащими доломитами содержат

криноидей *Trigonocyclicus (Trilobocystis) cf. vajgattschensis* (Yelt. et Stuk.), *Bystrowicrinus cf. compositus* (Yelt. et Stuk.), *Fascicrinus cf. oides* Milicina (inlitt.), *Apertocrinus sp.*, позволяющих отнести эти отложения к рассохинскому горизонту ашгиллского яруса верхнего ордовика [4], или основанию катийского яруса по современной стратиграфической схеме верхнего ордовика.

Таким образом, толщасерых глинистых тонкозернистых известняков, доломитистых органогенно-обломочных известняков и тонкозернистых доломитов, вскрытая в обн. 33Т и 66Д, по литологической и палеонтологической (наличие *Thalassinoides*, конодонтов *Scabardellaaltipes* (Henningsmoen), криноидей *Dianthocoeloma sp.*, *Dentiferocrinus sp.*, *Cyclocyclicus ex. gr. dibuliformis* Schew., *Egiasarowicrinus sp.*, *Fascicrinus cf. oides* Milicina (inlitt.), *Apertocrinus sp.*) характеристикам может уверенно датироваться основанием катийского яруса и быть сопоставлена с пальникшорскими слоями Приполярного Урала или рассохинским горизонтом Урала.

Работа проводилась в рамках государственного задания ИГ Коми ФИЦ НЦ УрО РАН (номер государственной регистрации № АААА-А17-117121270034-3).

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в Палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.

2. Антошкина А. И., Пономаренко Е. С., Силаев В. И. Биохеомогенная природа ордовикских шамозитов на Северном Урале // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. №9. С. 12–22.

3. Производственные силы Коми АССР. Том 1. Геологическое строение и полезные ископаемые. Издательство академии наук СССР. 1953. 465 с.

4. Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой) / под ред. Н. Я. Анцыгин, Б. А. Попова, Б. И. Чувашова / ИГиГУРО РАН, 1993.

5. Шмелёва Л. А. Верхнеордовикский риф Большая Косью, р. Илыч, Северный Урал (структура, палеобиоценозы, микрофации, модель формирования)// Литосфера, 20(4), 2020. С. 557–572. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-4-557-572

Фондовая:

6. Дембовский Б. Я., Дембовская З. П. Отчет по объекту: «Производство опытно-методических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов западного склона Северного Урала (Щугоро-Уньинский район)» за 1989–1992 гг. Воркута, 1992. 218 с.

7. Кондяин О. А. (отв. исп.) Разработка сводной легенды госгеол-карты м-ба 1:1000000 (новая серия) и научное обоснование разработки

порайонных опорных легенд госгеолкарты м-ба 1:50000 для Урала. (Отчет по теме №22 за 1983—1986 гг.). Ленинград, 1986.

8. Лямин А. З. (отв. исп.) Отчет по объекту: «Проведение геолого-поисково-съемочных работ масштаба 1:50000 на территории листов Р-40-81-Г, Р-40-82-В, Р-40-93-Б и Р-40-94-А» (Отчет Южной партии по работам 1976-1978 гг.). Воркута, 1979.

ТЕМПЕРАТУРА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГЕРДИЗСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. С. Шуйский, О. В. Удоратина

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

self88@yandex.ru

Гранитоиды Гердизского массива выведены на поверхность в истоках рр. Паэтарка, Гердиз-Шор на Полярном Урале. Структурно они локализованы в северной части Марункеуского блока. Гранитоиды развиты в поле высокометаморфизованных пород ханмейхойской свиты (PR1hn) и сам массив вытянут в северо-восточном направлении (15х6 км), согласно общему простиранию складчатых структур.

Ранее тела гранитного состава слагающие Гердизский массив входили в полярноуральский комплекс (O_1) [3]. На картах нового поколения масштаб 1: 200 000 Q-42-I, II (Лаборовая) гранитоиды в составе Гердизского массива рассматриваются в составе двух магматических комплексов: евыюганского древнего мигматит-плагиогранитового (*mrgrPR1e*) и более молодого сядатаяхинского гранитового (*gV-Є_{1s}*) [1].

Возраст пород массива принят согласно легенде [4]: гранитоиды евыюганского комплекса — раннепротерозойские, сядатаяхинского — венд-кембрийские. Возраст гранитоидов евыюганского комплекса обоснован геологическими данными, так и изотопно-геохронологическими данными (1.73—2.22 млрд. лет) [1]. Возраст гранитоидов сядатаяхинского комплекса обоснован только геологическими данными [4]. На картах масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) Q-42 Салехард гранитоиды Гердизского массива рассматриваются в составе единого магматического комплекса — евыюганский (гердизский) комплекс метагранитовый (*γV-Є?e*). Возраст определен по цирконам U-Pb методом (SIMS) и составляет 529 ± 6 млн лет [2].

Согласно полученным нами за последние годы U-Pb (SIMS) данным по единичным цирконам из гранитоидов Гердизского массива, породы северной и южных частей были сформированы в разное время. Мусковитовый гранит (северной части) — 496 ± 7 млн лет [10], плагиогранит (южной части) 573 ± 10 млн лет [5].

Гранитоиды северной части Гердизского массива наблюдаются в виде маломощных в основном послойных тел среди высокометаморфизованных пород ханмейхойской свиты. Породы розового и светло серого цвета, среднезернистые, мелкозернистые с массивной и гнейсовидной текстурами, катаклазированные и милонитизированные. Под микроскопом наблюдается гранобластовая и лепидогранобластовая микроструктуры. Породы состоят (об. %) из КППШ (микроклина) — 20–25, плагиоклаза (альбита) 25–35, кварца 30–35, слюды (мусковита) 5–10. Акцессорные минералы: циркон, алланит, гранат, торит, флюорит, титанит, F-апатит. Вторичные минералы: клиноцоизит, хлорит, кальцит, рудный минерал представлен магнетитом и пиритом. Почти все наблюдаемые (породообразующие) минеральные парагенезисы гранитоидов Гердизского массива (северная часть) сформированы при метаморфических преобразованиях первично магматических пород на уровне зеленосланцевой фации.

По своему химическому составу породы относятся к семейству гранитов умеренно-щелочного ряда (SiO_2 от 69.9 до 79.64 мас. %, при $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — 7.42 до 8.59 мас. %), насыщенными глиноземом ($\text{ASI} = 0.89\text{—}0.97$).

Суммарное содержание редкоземельных элементов (среднее значение) — 200 г/т. В спектрах распределения РЗЭ характерно небольшое преобладание легких над тяжелыми ($(\text{La/Yb})_N - 7.9$), наблюдается незначительный европиевый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* - 0.19$). Спайдер-диаграммы изученных пород показывают, что породы обогащены крупно-ионными элементами (Rb, Th, Pb) и имеют повышенное содержание высокозарядных элементов (Nd, Zr, Sm, Gd), а также отмечаются минимумы по Eu, Ti, Sr и P. По субстратной классификации гранитоиды относятся к A_2 -типу гранитов [6]. Имеющиеся изотопно-геохимические характеристики (Sm-Nd_{wr} , $\text{Lu-Hf}_{\text{Zrn}}$, O_{Zrn}) подтверждают это [11]. $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$ исследованных пород имеет положительные значения +0.7, T_{DM} 1.181, изотопный состав кислорода цирконов характеризуется значениями +6.9‰, $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$ также характеризуется положительными значениями варьирующими от +2.15 до +4.82, T_{DM} 1.16–1.03. Таким образом, источником гранитоидов являлась либо мантия при значительном участии более древней коры (контаминация), либо обогащённая мантия.

На диаграммах реконструкций геодинамических обстановок точки составов гранитоидов северной части Гердизского массива попадают в поля внутриплитных гранитоидов, что свидетельству-

ет, с учетом возраста пород (497.3 ± 7.4 [11]), о том, что гранитоиды формировались в рифтогенную стадию заложения палеоуральского океана на окраине Восточно-Европейского континента.

При проведении геохронологических исследований U-Pb (SIMS) в Стэнфордском Университете (США) получены данные по содержанию РЗЭ в цирконах, а также содержания Hf, Y и Ti.

Спектры распределения РЗЭ в цирконах нормированные к хондриту характеризуются ярко выраженным увеличением тяжелых РЗЭ и положительной Ce аномалией (рис. 1), что характерно для цирконов магматического генезиса [9].

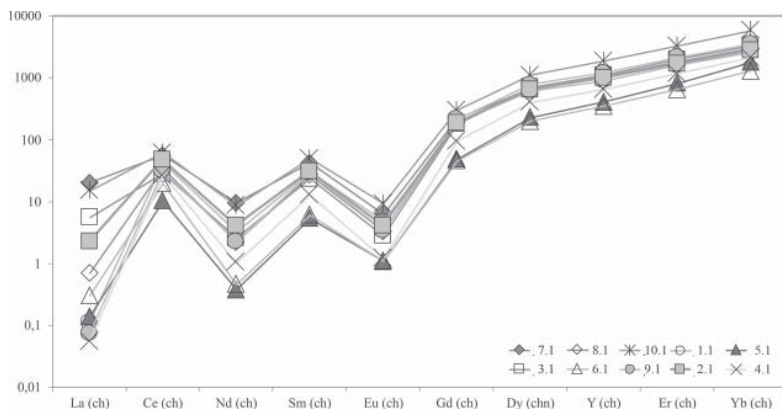


Рис. 1. Спектр распределения РЗЭ в цирконах из гранитоидов северной части Гердизского массива (обр. А52/14)

Расчет температуры кристаллизации пород проведен по содержанию титана в цирконе [12], кроме того, использованы химические составы гранитоидов (мас. %), полученные классическим химическим методом в ЦКП «Геонаука» и данные по содержанию циркония (г/т) полученные методом ICP MS в ЦЛ ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург [11].

Температура формирования продатированных нами цирконов (рис. 2 и таблица) варьирует в интервале 728 до 645 °C (при $a_{\text{SiO}_2}=1$ и $a_{\text{TiO}_2}=0.7$).

Расчетные температуры формирования гранитоидов, полученные на основании термометрии насыщения циркония в породе по методике предложенной [8] находятся в диапазоне 840–679 °C (рис. 3 и таблица) и перекрывают диапазон температур полученные по содержанию Ti в цирконе.

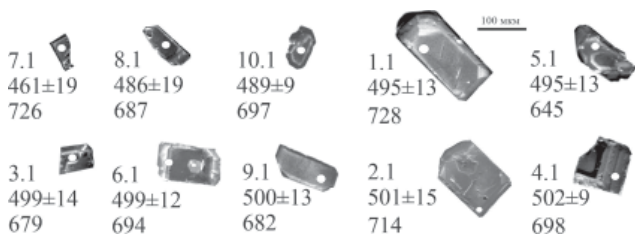


Рис. 2. Изображения цирконов в катодolumинесцентном излучении с номерами датированных зерен, аналитическими кратерами (белые круги), возрастом (млн лет) и температурой кристаллизации цирконов ($^{\circ}\text{C}$) (обр. A52/14)

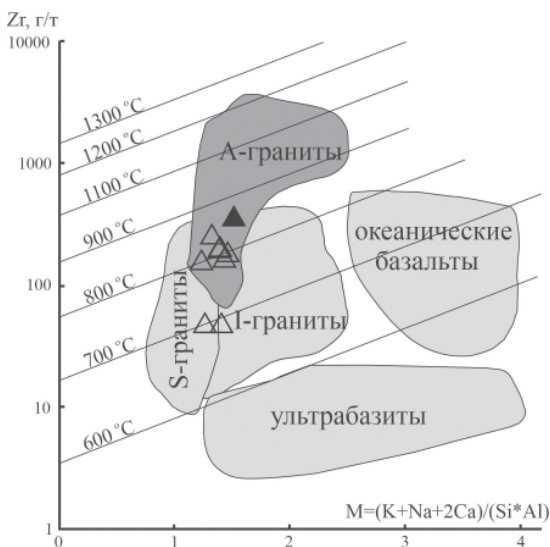


Рис. 3. Концентрации насыщения цирконием расплавов разного состава (параметр M) и генезиса гранитов при различных температурах по [10], экспериментальные данные по [7]. Условные обозначения: Δ — гранитоиды Гердизского массива, $\blacktriangle$ продатированный образец (A52/14)

Таким образом, проведенные исследования метагранитоидов Гердизского массива (северная часть), относимых к первичномагматическим породам — гранитам умеренно-щелочного ряда, показали, что они кристаллизовались в достаточно узком интервале температур $840\text{--}679\text{ }^{\circ}\text{C}$ (температура насыщения расплава цирконием), $728\text{--}645\text{ }^{\circ}\text{C}$ (оцененные по содержанию титана в цирконе). Учитывая имеющиеся изотопно-геохимические (Sm-Nd_{wr} , $\text{Lu-Hf}_{\text{Zrn}}$, O_{Zrn}) и геохронологические данные источником гранитоидов

Содержания титана в цирконе (г/т) – температуры кристаллизации (°С)
в исследованных цирконах (обр. А52/14) и содержания циркония
в породе (г/т) – температуры кристаллизации (°С) породы

Циркон				Порода			
Кристалл	⁴⁸ Ti	⁴⁹ Ti	T _{zm} °С	№ обр.	М	Zr (г/т)	T _{wt} °С
7.1 ц	4.00	3.90	726				
8.1 к	2.50	2.60	687	А34а/14	1.32	240	828
10.1ц	2.80	2.70	697	А34в/14	1.41	181	795
1.1 ц	4.00	4.10	728	А35/14	1.34	121	766
5.1ц	1.50	1.50	645	А41/14	1.33	230	823
3.1к	2.30	2.30	679	А51/14	1.24	143	787
6.1к	2.80	2.80	694	А52/14	1.49	316	840
9.1ц	2.40	2.40	682	А53/14	1.34	103	752
2.1к	3.40	3.30	714	А54/14	1.27	42	688
4.1к	2.90	3.00	698	А54а/14	1.42	42	679

Примечание: ц – центр, к – край. Выделенный шрифтом – продатированный образец

являлась либо мантия при значительном участии более древней коры (контаминация), либо обогащённая мантия. Формирование гранитоидов происходило (496 млн лет) рифтогенную стадию заложения палеоуральского океана на окраине Восточно-Европейского континента.

Литература

1. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская серия – Лист Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
2. Зылева Л. И., Коновалов А. Л., Казак А. П., Жданов А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия – Лист Q-42 (Салехард). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2013. 387 с.
3. Охотников В. Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.
4. Шишкин М. А., Криночкин В. Г. Легенда для геологической карты донеогеновых образований Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200. Санкт-Петербург, 1999. 198 с.

5. Шуйский А. С., Удоратина О. В., Кобл М. А. Гердизский массив, южная часть (Полярный Урал): U-Pb (SIMS) данные // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 568–572.
6. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.* 1974. V. 8. P. 173–174.
7. Hanchar J. M., Watson E. B. Zircon Saturation Thermometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* 2003. № 53 (1). P. 89–112.
8. Harrison T. M., Watson E. B. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. Vol. 48. P. 1467–1477.
9. Hoskin P. W. O., Schatlgtegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in mineralogy & geochemistry.* 2003. V. 53. P. 27–62.
10. Kostitsyn Y. A., Belousova E. A., Silant'ev S. A. et al. Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks // *Geochem. Int.* 53(9). 2015. P. 759–785.
11. Shuyskiy A. S., Udoratina O. V., Miller E. L., Coble M. A. Granites of the Gerdiz massif (Polar Urals): new data // *Vestnik of Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS.* 2018. № 12(288). P. 23–30.
12. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology* 2006. 151 (4). P. 413–433.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

ВИРГ-Рудгеофизика — Общество с ограниченной ответственностью «Научно-производственное предприятие Всероссийский институт разведочной геофизики»

ВСЕГЕИ — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. А. Карпинского

ГИН СО РАН — Геологический институт Сибирского отделения РАН

ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН — Институт биологии ФИЦ Коми научного центра УрО РАН

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН — Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина ФИЦ Коми научного центра УрО РАН

ИГЕМ РАН — Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

ИГМ СО РАН — Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева Сибирского отделения РАН

ИТиГ ДВО РАН — Институт тектоники и геофизики имени Ю. А. Косыгина Дальневосточного отделения РАН

ИХ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН — Институт химии ФИЦ Коми научного центра УрО РАН

КГТУ — Калининградский государственный технический университет

МГУ — Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова

СГУ — Сыктывкарский государственный университет имени Питирима Сорокина

СПбГУ — Санкт-Петербургский государственный университет

ТОО «Корпорация Казахмыс» — Товарищество с ограниченной ответственностью «Корпорация Казахмыс»

УГТУ — Ухтинский государственный технический университет

ФИЦ КолНЦ РАН — ФИЦ Кольский научный центр РАН

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аббасов Н. А.	36, 41	Маринина А. К.	123
Аббасова Г. Н.	3, 10	Матвеев В. А.	128
Абдрахманова З. Т.	70	Михайлова Е. Д.	177
Агашева Е. В.	49	Мячина Е. А.	136
Алиев М. И.	41	Наухацкий И. А.	121
Алматов И. М.	16	Нечаев М. С.	141
Большакова М. А.	100	Осколкова М. Д.	144, 148
Бронников А. К.	18	Паникоровский Т. Л.	157
Бушнев Д. А.	63	Пархачева К. Г.	153
Вихоть А. Н.	22	Перовский И. А.	157
Вовчина Т. А.	27	Плотицын А. Н.	182
Воробьев Н. Н.	31	Попвасев К. С.	162
Гудимова А. И.	49	Пунегов И. Ю.	166, 168
Гусейнова А. Н.	36, 41	Пупатенко В. В.	170
Даньшикова И. И.	55	Размыслов И. Н.	174
Денисова Ю. В.	60	Рустамова Р. Е.	36, 41
Деревесникова А. А.	63	Рыбалко С. Ю.	121
Езимова Ю. Е.	66	Рязанов К. П.	177
Ефименко С. А.	70	Сандула А. Н.	193
Жангуров Е. В.	75	Соболев И. Д.	182
Журавлева О. А.	78	Стативко В. С.	177
Зубов А. А.	83	Степанова Е. А.	105
Игнатьев Г. В.	85	Стругацкий М. Б.	121
Инкина Н. С.	89	Сычев С. Н.	94
Исаков В. А.	31	Удоратин В. В.	66
Кан А. Н.	70	Удоратина О. В.	208
Караман А. А.	94	Ульныров И. Л.	55
Касторный Н. А.	94	Уляшев В. В.	186
Кожанов Д. Д.	100	Уляшева Н. С.	189
Кокшарова Ю. А.	105	Хубанов В. Б.	182
Королева М. С.	85	Цмейрек Е. С.	177
Котик О. С.	113	Шадрин А. Н.	193
Кушманова Е. В.	116	Широбокова Ю. В.	100
Лютоев В. А.	22	Шмакова А. М.	198
Магомедова А. Ш.	66	Шмелёва Л. А.	202
Майорова Т. П.	123	Шуйский А. С.	208
Макаров Д. В.	70	Шумилова Т. Г.	83, 118, 168
Максименко Н. И.	118	Шушков Д. А.	85
Максимов Г. С.	121	Юн Р. В.	70
Максимова Е. М.	121	Юсупходжаев А. М.	16

СОДЕРЖАНИЕ

Прибрежная зона Каспийского моря — уникальное место в ландшафтной палитре рельефа региона <i>Г. Н. Аббасова</i>	3
Основные климатические особенности на восточном побережье Среднего Каспия <i>Г. Н. Аббасова</i>	10
Перспективы комплексной переработки горючих сланцев Республики Узбекистан <i>И. М. Алматов, А. М. Юсупходжаев</i>	16
Фазовый тензор в магнитотеллурических зондированиях <i>А. К. Бронников</i>	18
Двумерная интерполяция и аппроксимация параметров вибрационного поля города <i>А. Н. Вихоть, В. А. Лютоев</i>	22
Анализ петрохимических данных позднедокембрийских вулканитов морозовской и сокольнинской свит с помощью диаграмм А. Харкера <i>Т. А. Вовчина</i>	27
Строение четвертичных отложений в долине р. Сейды <i>В. А. Исаков, Н. Н. Воробьев</i>	31
Условия локализации шелала-пъязбашининского рудного поля (Мисхано-Зангезурская зона, юг Малого Кавказа) <i>Н. А. Аббасов, Р. Е. Рустамова, А. Н. Гусейнова</i>	36
Рудоконтролирующее значение гранодиорит-гранитовой интрузии и условия локализации медно-порфирового оруденения в Мисхано- Зангезурской зоне Альпийско-Гималайского коллизионного пояса <i>Н. А. Аббасов, М. И. Алиев, Р. Е. Рустамова, А. Н. Гусейнова</i>	41
Состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районе высокоалмазоносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): на основании данных по химическому составу гранатов и хромдиопсидов <i>А. И. Гудимова, Е. В. Агашева</i>	49
Литолого-петрографические особенности верхнесилурийских карбонатных отложений на примере вала Гамбурцева и гряды Чернышева <i>И. И. Даньщикова, И. Л. Ульириков</i>	55

Т-условия образования гранитов Кузьпуаюского массива (Приполярный Урал) по монациту <i>Ю. В. Денисова</i>	60
Полициклические биомаркеры в составе битумоидов среднедевонско- нижнефранских отложений Тимано-Печорской провинции <i>А. А. Деревесникова, Д. А. Бушнев</i>	63
Результаты третьего года мониторинга радона в пределах Четдинской аномалии <i>Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин, А. Ш. Магомедова</i>	66
Online-мониторинг химического состава руд на технологических конвейерах жезказганских обогатительных фабрик <i>З. Т. Абдрахманова, А. Н. Кан, Р. В. Юн, С. А. Ефименко, Д. В. Макаров</i> ...	70
Минералого-микроморфологические особенности северотаежных почв на средне-основных породах Тимана <i>Е. В. Жангуров</i>	75
Морфология, осадки и пионерные растительные сообщества береговой зоны северо-востока Самбийского полуострова (Балтийское море) <i>О. А. Журавлева</i>	78
Особенности фазового состояния расплавных импактитов Карской астроблемы (Пай-Хой) <i>А. А. Зубов, Т. Г. Шумилова</i>	83
Электрические свойства керамических материалов на основе золы уноса ТЭЦ <i>Г. В. Игнатьев, Д. А. Шушков, М. С. Королева</i>	85
Вещественный состав верхнекаменноугольно-нижнепермских пород лосиноостровской свиты (Приполярный Урал) <i>Н. С. Инкина</i>	89
Позднедевонский магматизм Лаптапайского блока Войкарской зоны Полярного Урала <i>Н. А. Касторный, С. Н. Сычев, А. А. Караман</i>	94
Вычегодский прогиб (северная часть Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна). Предпосылки нефтегазоносности <i>Д. Д. Кожанов, М. А. Большакова, Ю. В. Широбокова</i>	100
Особенности Кольельшорского-1 и Кольельшорского-2 месторождений пресных питьевых подземных вод <i>Ю. А. Кокишарова, Е. А. Степанова</i>	105

Органическое вещество юрских отложений Шапкинской площади севера Тимано-Печорского бассейна <i>О. С. Котик</i>	113
Геохимические особенности метабазитов неркаюского комплекса Приполярного Урала <i>Е. В. Кушманова</i>	116
Геолого-минералогическая и структурно-вещественная характеристика зювитов р. Малая Вануйта (Карская астроблема) <i>Н. И. Максименко, Т. Г. Шумилова</i>	118
Исследование состава минеральных грязей сакского курорта <i>Г. С. Максимов, И. А. Наухацкий, Е. М. Максимова, С. Ю. Рыбалко, М. Б. Стругацкий</i>	121
Типоморфные особенности золота участка Естошор (Манитанырд, Полярный Урал) <i>А. К. Маринина, Т. П. Майорова</i>	123
Литолого-фациальная характеристика отложений верхнего венлока и нижнего лудлова на р. Падимейтивис (поднятие Чернова) <i>В. А. Матвеев</i>	128
Интерактивная карта «Геологические памятники Республики Коми» <i>Е. А. Мячина</i>	136
Литологическая характеристика и коллекторские свойства карбонатных отложений нижнего девона Черпаюской структуры вала Гамбурцева <i>М. С. Нечаев</i>	141
Базальты фундамента Малоземельского-Колгуевского мегаблока <i>М. Д. Осколкова</i>	144
Сланцевая нефть <i>М. Д. Осколкова</i>	148
Морфология и химический состав золота из современного аллювия р. Покью (Кыввожский район, Средний Тиман) <i>К. Г. Пархачева</i>	153
Синтез титаносиликата со структурой иванюкита <i>И. А. Перовский, Т. Л. Паникоровский</i>	157
Минералогические особенности и Р-Т-условия основного этапа метаморфизма метабазитов няргинского комплекса (Приполярный Урал) <i>К. С. Поповасев</i>	162

Многообразие акцессорных минералов в расплавных импактитах южного сектора Карской астроблемы (Пай-Хой) <i>И. Ю. Пунегов</i>	166
Типоморфные особенности циркона из тагамитов Карской астроблемы (Пай-Хой) <i>И. Ю. Пунегов, Т. Г. Шумилова</i>	168
Предупреждение о цунами на основе GPS/ГЛОНАСС для российского побережья Японского моря <i>В. В. Пупатенко</i>	170
Верхнечугорские бокситы: редкие металлы, проблемы обогащения <i>И. Н. Размыслов</i>	174
Далейское эвстатическое событие в гемипелагических отложениях джаусских слоев в разрезе Ходжа-Курган (эмский ярус, Узбекистан) <i>К. П. Рязанов, Е. Д. Михайлова, В. С. Стативко, Е. С. Цмейрек</i>	177
Первые результаты датирования цирконов из туфов тоупугольгартской толщи Полярного Урала <i>И. Д. Соболев, А. Н. Плотицын, В. Б. Хубанов</i>	182
Полифазные углеродные агрегаты в продуктах импактного преобразования Карской астроблемы <i>В. В. Уляшев</i>	186
Геохимия дунитов из ультрамафитового массива Полярного Урала <i>Н. С. Уляшева</i>	189
Изотопная характеристика верхневизейских отложений разреза «Урочище Широкое» (р. Унья, Северный Урал) <i>А. Н. Шадрин, А. Н. Сандула</i>	193
Минералогия позднедевонских базальтоидов Канино-Тиманского региона <i>А. М. Шамакова</i>	198
Состав, строение и стратиграфическое положение толщи известняков с <i>Thalassinoides</i> и доломитов с <i>Cyclocyclicus</i> ex. gr. <i>Dibuliformis</i> Schew, <i>Dianthocoeloma</i> sp. (верхний ордовик, р. Илыч, Северный Урал) <i>Л. А. Шмелёва</i>	202
Температура кристаллизации гранитоидов северной части Гердизского массива (Полярный Урал) <i>А. С. Шуйский, О. В. Удорткина</i>	208

Научное издание

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 30-й научной конференции
Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

Оформление обложки

О. П. Велегжанинов

Компьютерная верстка

Г. Н. Каблис

Компьютерный набор. Подписано в печать 16.11.2021

Формат 60×90^{1/16}. Бумага офсетная. Печать РИЗО

Тираж 300

Усл. печ. л. 13.8

Заказ 1169

Издательско-информационный отдел

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

geoprint@geo.komisc.ru