

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО,
ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 24-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

25—27 ноября 2015 г.

Сыктывкар



2015

УДК 5±549 (470.1)

Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 24 научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2015. 204 с.

В сборнике представлены материалы 24 научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, петрологии, технологии минерального сырья, геофизики.

*Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов,
с незначительной технической правкой*

Почетные члены оргкомитета

А. М. Асхабов, И. Н. Бурцев

Оргкомитет конференции

И. В. Кряжева (председатель),

И. А. Перовский (зам. председателя),

Е. В. Антропова, М. Н. Буравская, О. В. Гракова, И. И. Даньщикова,
Ю. Е. Езимова, Г. В. Игнатьев, Н. С. Инкина, Г. Н. Каблис, Т. А. Канева,
Н. С. Ковальчук, И. С. Котик, А. А. Кряжев, А. Ш. Магомедова,
Л. В. Соколова, Н. С. Уляшева, А. Н. Шадрин, Р. И. Шайбеков

*Конференция проводится при финансовой поддержке
гранта РФФИ № 15-35-10546 мол_г*

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Т. В. Антоновская
ИГ Коми НЦ УрО РАН,
СыктГУ, Сыктывкар
tvantonovskaya@geo.komisc.ru

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция расположена в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы между Тиманскими и Уральскими (на севере-Пай-Хойскими) горами, охватывающая сушу и акваторию Печорского моря, административно располагаясь на территории Республики Коми и Ненецкого автономного округа.

В тектоническом отношении Тимано-Печорская провинция (ТПП) занимает юго-восточную часть Тиманского кряжа, Печорскую синеклизу, и северо-западные участки Урала и Пай-Хоя. Фундамент представлен разновысотными мегаблоками, преимущественно субмеридионального простирания, постепенно погружающимися в направлении Урала, до глубин 14 км в Предуральском краевом прогибе, осложняющем с востока Печорскую синеклизу [1]. Породы фундамента сложены основными, средними и кислыми эффузивами и интрузивами, которые детально исследованы и описаны в трудах Российских геологов и геофизиков [1, 2]. Фундамент перекрывается осадочным чехлом, представленным палеозойскими (ордовик, силур, девон, карбон, пермь), мезозойскими (триас, юра, мел) и в редких случаях, кайнозойскими (палеоген, неоген) отложениями. Осадочные породы сложены терригенными, карбонатными, глинистыми отложениями и их переходными разностями. Мощность осадочного чехла увеличивается в восточном направлении от ноля на восточных склонах Тимана до 12—14 км в Предуральском краевом прогибе.

Особенности тектонического строения региона позволяют разделить территорию ТПП на ряд тектонических элементов разного порядка: надпорядковые, первого, второго порядков и т. д. Наиболее крупные положительные (приподнятые мегаблоки фундамента и осадочного чехла) и отрицательные (опущенные мегаблоки) тектонические элементы, чередующиеся друг с другом, входят в состав надпорядковых. Например, в состав Печорской синеклизы входят следующие надпорядковые тектонические элементы: Ижма-Печорская синеклиза (отрицательная), Печоро-Колвинский авлакоген (положительный), Хорейверская впадина (отрицательная), Варандей-Адзвинская структурная зона (положительная), Предуральский (на севере — Предпайхойский) краевой прогиб (отрицательный). Каждый из надпорядко-

вых элементов включает чередующиеся тектонические элементы первого порядка и т. д. Тектоническое районирование ТПП детально отработано в годы существования СССР [1, 3]. В 1990-е, 2000-е гг. вышло ряд публикаций по материалам исследований советского периода, в том числе специалистов ФГУП ВНИГРИ [4].

Тектоническое районирование является основой для нефтегазогеологического районирования. Существует районирование по площади и по разрезу. По площади, это нефтегазоносные области (НГО), приуроченные к надпорядковым тектоническим элементам, и нефтегазоносные районы (НГР), связанные преимущественно с тектоническими элементами первого порядка. По разрезу осадочного чехла, это нефтегазоносные комплексы (НГК). С позиции нефтегазовой геологии осадочные отложения представляют наибольший интерес в ТПП, потому что именно в них содержатся залежи нефти и газа в породах-коллекторах терригенного, карбонатного, в разной степени глинистого состава.

Каждый НГК в идеале включает четыре основных составляющих: 1) нефтегазоматеринские породы, 2) породы-коллекторы, 3) флюидоупоры (экран литологический, стратиграфический, тектонический, комплексный), 4) ловушки [5]. В реальности не в каждом НГК присутствуют нефтегазоматеринские породы, а залежи нефти и газа существуют. Это значит, что нефтегазоматеринские толщи нижележащего НГК являются поставщиками УВ для всех гипсометрически вышележащих залежей УВ. Основными нефтегазоматеринскими породами в ТПП являются доманиковые депрессионные отложения, содержащие значительное количество захоронённого органического вещества (ОВ), которое в разных термобарических условиях (зонах мезокатагенеза) генерирует УВ [6].

В осадочном чехле ТПП выделено девять НГК: нижнеордовикский терригенный, среднеордовикско-нижнедевонский карбонатный, среднедевонско-франкий терригенный, доманиково-турнейский карбонатный, нижневерхневизейский терригенный, верхневизейско-нижнепермский карбонатный, нижнепермский карбонатно-галогенно-терригенный, верхнепермский терригенный и триасовый терригенный [7], семь из которых промышленно нефтегазопродуктивны, исключая нижнесреднеордовикский терригенный и нижнепермский карбонатно-галогенно-терригенный. В палеозойской части разреза наблюдается чередование терригенных и карбонатных пород-коллекторов, вмещающих залежи УВ; в мезозое — только терригенные проциаемые интервалы.

Региональным флюидоупором для залежей УВ, находящихся в породах раннепалеозойского возраста, являются тиманско-саргаевские терригенно-карбонатно-глинистые отложения; для залежей УВ — в ловушках позднепалеозойского возраста — раннепермские карбонат-

но-галогенно-терригенные образования. Данные флюидоупоры — литологические экраны, помимо которых важную роль в формировании ловушек играют экраны тектонические, стратиграфические и комплексные [8].

Ловушки, вмещающие залежи УВ в НГК ТПП, подразделяются на антиклинальные (связанные с положительными структурами осадочного чехла) и неантиклинальные или неструктурные (все остальные виды ловушек в толще осадочного чехла). Пластовые флюиды, оказавшиеся в подобных ловушках, распределяются в пределах каждой ловушки, согласно законам гравитации (по удельному весу флюидов). В нижней части располагается пластовая вода, в средней — нефть, в верхней — природный газ. При отсутствии газа в основании залегают вода, выше — нефть; если отсутствует нефть, то в основании — вода, выше — газ. Так формируются залежи нефтяные, газовые, нефтегазовые, газонефтяные, нефтяные с газовой шапкой, газовые с нефтяной оторочкой и др. в ловушках различного типа.

Месторождение УВ включает от одной до нескольких залежей УВ, входящих в один или несколько НГК. При описании месторождения, его территориальная привязка осуществляется приуроченностью к тому или иному НГО и НГР, а вертикальная — к НГК. В ТПП есть шесть НГО с промышленно-продуктивными запасами УВ: Тиманская, Ижма-Печорская, Печоро-Колвинская, Хорейверская, Варандей-Адзвинская, Северо-Предуральская [6]. Каждая НГО включает от двух до девяти НГК, в зависимости от того, какой объём осадочных отложений присутствует в пределах того или иного НГР. В настоящий момент популярно распределение залежей УВ по зонам нефтегазоаккумуляции (ЗНГА), и выявление их связи с зонами нефтегазогенерации (ЗНГГ) [9]. Иные названия, но суть всё та же; речь идёт об НГО и НГР и распространении материнских пород, питающих залежи разных НГК. Вопросами условий формирования и закономерностей размещения залежей нефти и газа в ТПП занимались специалисты, начиная с момента открытия нефтяных, а затем и газовых месторождений, и до наших дней, о чём есть обобщающие научные труды [4, 6, 7, 10]. В настоящий момент в ТПП открыто более 200 месторождений, включающих более 1000 залежей нефти и газа. Основными промышленно-продуктивными НГК являются верхневизейско-нижнепермский карбонатный и среднедевонско-франский терригенный. Нефти встречаются от очень лёгких ($0,790 \text{ г/см}^3$) до очень тяжёлых (более $0,950 \text{ г/см}^3$). Природный газ присутствует в залежах как «сухой», метановый, так и в разной степени «жирный», конденсатный; свободный и растворённый в нефти. Недра ТПП богаты ресурсами и запасами УВ. Шельфовые участки недоисследованы ввиду суровых природно-климатических условий, недостаточно высокого уровня развития технологий по добыче УВ в условиях Арктики и других причин.

Литература

1. *Дедеев В. А., Запорожцева И. В.* Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1985. 98 с.
2. *Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / Л. Т. Белякова, В. И. Богацкий, Б. П. Богданов и др.; ГУП РК ТП НИЦ. Киров: ОАО «Кировская областная типография», 2008. 288 с.*
3. Геология и нефтегазоносность северных районов Тимано-Печорской провинции (Коми АССР и Ненецкий автономный округ Архангельской области). Сб. науч. трудов ВНИГНИ. Выпуск V / Под ред. Б. Я. Вассермана, В. И. Богатского и др. М.: МинГео СССР, 1979. 128 с.
4. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения / М. Д. Белонин, О. М. Прищепа, Е. Л. Теплов и др. СПб.: Недра, 2004. 396 с.
5. Facts 2012. The Norwegian Petroleum Sector / Editors: Jon Шдеgerd Hansen, Ministry of Petroleum and Energy; Vjurnn Rasen, Norwegian Petroleum Directorate. Oslo, Stavanger, 2012. 148 p.
6. Сравнительный анализ онтогенеза углеводородов в Печорском и других осадочных бассейнах мира / В. Н. Данилов, Л. З. Аминов, В. А. Скоробогатов и др. М.: Изд-во Академии горных наук, 1999. 400 с.
7. Природные резервуары нефтегазоносных комплексов Тимано-Печорской провинции / Е. Л. Теплов, П. К. Костыгова, З. В. Ларионова и др.; Мин-во природных ресурсов и окружающей среды Республики Коми, ГУП РК ТП НИЦ. СПб.: ООО «Реноме», 2011. 286 с.
8. *Антоновская Т. В.* Неантиклинальные ловушки среднедевонско-турнейских отложений юго-востока Тимано-Печорской провинции (условия формирования и нефтегазоносность). СПб: ФГУП «ВНИГРИ», 2013. 228 с.
9. *Никонов Н. И.* Выделение зон нефтегазонакопления по литолого-стратиграфическим и тектоническим критериям // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми, Т. III. Сыктывкар, 1999. С. 86—89.
10. *Кремс А. Я., Вассерман Б. Я., Матвиевская Н. Д.* Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М.: Недра, 1974. 336 с.

ИСКОПАЕМЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПОЗВОНОЧНЫЕ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

П. А. Безносков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Beznosov@geo.komisc.ru

Единственная сводка по распространению остатков позвоночных во всем палеозойском разрезе Тимано-Североуральского региона была опубликована более полувека назад [5]. С тех пор было открыто множество новых местонахождений, собраны богатейшие коллекции, описан ряд новых таксонов. Однако объем доклада позволяет упомянуть лишь о наиболее важных и интересных из них.

Древнейшие остатки ископаемых позвоночных в пределах Тимано-Североуральского региона отмечены из отложений верхнего ордовика, где представлены отдельными микроскопическими чешуями телодонтов [12]. В вышележащих силурийских, а также ниже- и большей части среднедевонских осадках они также присутствуют почти исключительно в виде микроостатков [13] и не образуют плотных скоплений. Наиболее древние макроостатки принадлежат остеоостраку *Timanaspis kossovooi*, известному из пржидольского яруса верхнего силура р. Великой (Северный Тиман) [1]. А первые настоящие костеносные слои появляются лишь в пограничных средне-верхнедевонских отложениях Среднего Тимана. Формирование таких слоев происходило в относительно мелководных прибрежно-лагунных и дельтовых обстановках. Линзовидные скопления хорошо сохранившихся макроостатков рыб отмечены в выходах терригенных пород тиманского горизонта в бассейне рр. Цильмы и Пижмы. В них преобладают изолированные пластины панциря пластинокожих рыб, присутствуют также остатки гетеростраков, акантод, двоякодышащих и лопастеперых рыб [10].

В преимущественно морских отложениях франского яруса верхнего девона, широко распространенных на Тимане, остатки позвоночных отмечены практически для всех стратиграфических подразделений и характеризуются высоким таксономическим разнообразием. Здесь встречены представители всех основных групп девонской ихтиофауны, однако при этом их остатки почти нигде не образуют массовых скоплений. Наиболее представительный комплекс позвоночных, включающий более 20 таксонов, известен из относительно глубоководных отложений лыаельской свиты Южного Тимана [10].

Отложения фаменского яруса верхнего девона распространены на Тимане не так широко, и сообщества ихтиофауны в них обычно не отличаются высоким разнообразием. Однако именно из фаменских

отложений происходят наиболее интересные находки девонских позвоночных. Самые ценные из них приурочены к пласту доломитистого известняка, залегающего в верхней части сосногорской свиты и широко известного под названием «рыбный доломит». Формирование этого костеносного слоя происходило в мелководных лагунно-озерных условиях, а массовому захоронению в нем остатков позвоночных, вероятно, способствовали штормовые явления. Основные выходы «рыбного доломита» расположены на правом берегу р. Ижмы в пределах Геологического памятника природы «Сосновский». По количеству находок и степени их сохранности это местонахождение не имеет аналогов в регионе. Здесь обнаружено несколько сочлененных экземпляров антиарха *Bothriolepis jeremejevi* и два скелета поролепиформа *Holoptychius*. Последние являются самыми крупными среди всех известных сочлененных экземпляров представителей этого рода в мире. По всей видимости, они принадлежат новому виду. Еще двумя новыми видами, очевидно, представлены и двоякодышащие рыбы. Среди их остатков также есть частично сочлененные экземпляры. Однако наибольшее научное значение среди всех позвоночных сосногорской свиты имеет новая форма примитивного тетрапода, который пока еще не получил собственного названия. Собранный за последние годы материал позволяет почти полностью реконструировать череп, нижнюю челюсть и плечевой пояс этого животного, что дает возможность считать его наидревнейшим четвероногим, облик которого может быть воссоздан настолько детально. Предварительный анализ морфологических особенностей его скелета показал, что он занимает промежуточное положение между наиболее тетраподообразной рыбой *Tiktaalik* и тремя наиболее рыбообразными тетраподами *Ventastega*, *Acanthostega* и *Ichthyostega*, известными по относительно полным скелетам [2].

Каменноугольные отложения развиты на Тимане, гряде Чернышова и западном склоне Урала. Почти везде они сложены мощными известняковыми толщами морского происхождения. Позвоночные встречаются в них достаточно редко и представлены, главным образом, микроостатками, среди которых преобладают зубы хрящевых рыб [11]. Тем не менее, из нижнетурнейских морских известняков р. Подчерем известна одна очень необычная находка. А. П. Карпинским [6] она была определена как вывернутый наизнанку кожный покров земноводного, сброшенный им во время линьки. Проблематичному ископаемому было предложено дать временное название *Proamphibia problematica*. К сожалению, этот образец, по всей видимости, является безвозвратно утраченными, что не позволяет провести его повторное более детальное исследование.

В начале пермского периода на большей части территории по-прежнему преобладали обстановки мелководных шельфовых морей, в связи с чем осадки этого возраста фациально и литологически остались

близки к подстилающим их каменноугольным. Среди остатков позвоночных здесь продолжают преобладать мелкие зубы различных акул [11]. Кроме них отдельного внимания заслуживают две фрагментарные находки, предположительно относящиеся к роду *Helicoprion*, которые происходят из ассельско-сакмарских отложений р. Воркуты и артинских отложений р. Кожима [8].

В конце раннепермской эпохи, в связи с формированием молодого Уральского горного пояса, на востоке региона местами получили развитие континентальные обстановки. В это время, на рубеже ранней и средней перми здесь обитала своеобразная фауна тетрапод, остатки которой впервые были найдены в 1948 году в одной из угольных шахт г. Инты. Данный ориктоценоз интересен тем, что содержит представителей реликтовых карбоново-раннепермских групп, соответствует интервалу, слабо охарактеризованному в геологической летописи и, к тому же, отличается прекрасной сохранностью фоссилий. Отсюда по целым черепам были описаны батрахоморфные амфибии *Clamrosaurus borealis*, *Intasuchus selvicola* и *Syndyodosuchus tetricus*. Кроме них в этом же пласте были найдены отдельные кости других тетрапод, остатки рыб, насекомых, ракообразных и растений, а в соседней шахте — фрагмент фоссилизированной кожи с головы амфибии [7, 9]. К сожалению, данное поистине уникальное местонахождение было полностью выработано еще в 1950-х гг. Кроме интинского, на территории региона известно еще одно фациально схожее с ним и потенциально столь же перспективное, но пока недостаточно изученное местонахождение пермских позвоночных, расположенное в верховьях р. Печоры. Отсюда происходит находка целого черепа *Clamrosaurus nocturnes* [4].

В среднепермское время континентальные обстановки начали проявляться и в некоторых разрезах Западного Притиманья. Обширные пространства этой территории то затапливались мелководными морями, то превращались в заболоченные равнины, изрезанные рукавами стекающих с континента рек. Одно из погребенных русел такой реки вскрывается теперь в береговом уступе р. Выми в районе Больших Порогов. Это одно из богатейших местонахождений позвоночных казанского возраста на всем северо-востоке европейской части России, получившее название Усть-Коин. Местонахождение представляет собой костеносную линзу косослоистых песчаников мощностью до 2 м и длиной по простиранию более 5 м. Остатки позвоночных встречаются во всех ее частях, они многочисленны, но всегда разрозненны. Местами остатки образуют сплошные скопления на поверхности напластования отдельных слоев. Всего из данного местонахождения отмечено около 30 таксонов позвоночных, в числе которых амфибия *Koinia silantjevi*, тероморф *Parabradysaurus silantjevi*, рептилии *Nyctiboetus cf. kassini*, *Riabininus cf. uralensis*, *Timanosaurus ivachnenkoi*, различные лучеперые, а также хрящевые рыбы [3, 4].

Таким образом, наиболее богатые захоронения остатков ископаемых палеозойских позвоночных в Тимано-Североуральском регионе приурочены к верхнедевонским и ниже-среднепермским отложениям.

Литература

1. *Афанасьева О. Б.* Цефаласпиды Советского Союза (Agnatha). Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 248. М.: Наука, 1991. 144 с.
2. *Безносков П. А., Лукиевич Э. В., Альберг П. Э.* Таксономический состав, условия обитания и захоронения фаменских позвоночных Тимана // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Том II. Сыктывкар, 2014. С. 146—149.
3. *Есин Д. Н.* Раннеказанские палеонисциды севера европейской части России и Прикамья // Палеонтологический журнал, 1995. № 2. С. 119—132.
4. *Ивахненко М. Ф., Голубев В. К., Губин Ю. М.* и др. Пермские и триасовые тетраподы Восточной Европы (Тр. ПИН, том 268). М., 1997. 216 с.
5. *Калашников Н. В.* О находках и стратиграфическом распространении позвоночных в палеозое Северного Урала и Тимана // Изв. Коми филиала Всесоюз. геогр. общ., 1962. № 7. С. 37—44.
6. *Карпинский А. П.* О проблематическом ископаемом из палеозойских слоев Северного Урала // Доклады АН СССР, 1930. № 15. С. 387—390.
7. *Конжукова Е. Д.* Интинская фауна нижней перми Северного Приуралья // Труды ПИН, 1962. Т. 62. С. 5—50.
8. *Чувашев Б. И.* О находке *Helicoprion* sp. в нижнепермских отложениях р. Кожим (Приполярный Урал) // Ежегодник Института геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 18—21.
9. *Юшкин Н. П.* Мумифицированная кожа пермского стегоцефала // Органическая минералогия: Мат. III Российск. совещ. Сыктывкар, 2009. С. 211—213.
10. *Esin, D., Ginter, M., Ivanov, A.* et al. Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 2000. Vol. 223. Pp. 341—359.
11. *Ivanov, A.* Late Devonian — Early Permian chondrichthyans of the Russian Arctic // Acta Geologica Polonica, 1999. Vol. 49. № 3. Pp. 267—285.
12. *Karatajute-Talimaa, V.* Taxonomy of loganiid thelodonts // Modern Geology, 1997. Vol. 21. № 1/2. Pp. 1—15.
13. *Valiukevicius, J.* New Late Silurian to Middle Devonian acanthodians of the Timan-Pechora region // Acta Geologica Polonica, 2003. 53 (3), 209—245.

МИКРОСТРУКТУРЫ НЕКОТОРЫХ СТРОМАТОЛИТОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА МОРСКИЕ БЕНТОСНЫЕ СООБЩЕСТВА ПАЛЕОЗОЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е. С. Пономаренко, В. А. Матвеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

esponomarenko@geo.komisc.ru, vamatveev@geo.komisc.ru

Строматолиты — слоистые органо-минеральные структуры. Они образованы в результате взаимодействия бентосных микробных сообществ с окружающей средой, которое заключается в осаждении и связывании карбонатных частиц с последующей их литификацией [32]. История этих образований насчитывает около 3.5 млрд. лет. В отложениях Североуральского осадочного бассейна строматолиты отмечаются в карбонатных породах практически всех систем палеозоя [7—9, 11, 12, 17]. В распоряжении авторов имеется оригинальный материал по этим органосидиментационным образованиям из силурийских и девонских отложений Приполярного Урала, гряды Чернова и Южного Тимана, в том числе, имеется материал, переданный сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН: силурийские строматолиты р. М. Паток (В. А. Салдин [16]), нижнекаменноугольные строматолиты р. Уньи (А. Н. Сандула). Их изучение позволило выявить различные микроструктуры, их ассоциации. Целью настоящей работы является краткое описание основных типов микроструктур, слагающих строматолиты, а также выявление роли и влияния этих образований на осадконакопление и жизнедеятельность морских бентосных сообществ.

По микроскопическим признакам обычно выделяют поростроматовые и спонгиостроматовые образования (см. рисунок).

Спонгиостроматы относятся к микробияльным образованиям с хорошо определенными формами роста, но с очень редкими сохранными микроструктурами [19]. Спонгиостроматовые микроструктуры очень изменчивы, включая микритовые, губчатые, червеобразные, фенестровые и пеллоидные структуры [20].

Сопоставимые структуры встречаются в современных и древних строматолитах [25]. Среди спонгиостромат можно выделить следующие различия:

Слоистая пелитоморфная масса (нижний девон рр. Илыч и Кожым, верхний силур рр. Кожым и Падимейтывис) представлена скрытокристаллическим кальцитом, показывающим неправильную волнистую слоистость. Текстурные особенности обусловлены развитием более темного плотного (возможно, немного глинистого) и более светлого микритов. Изучение ламинарных структур тонкозернистых из-

		СПОНГИОСТРОМАТЫ				ПОРОСТРОМАТЫ	
		Слоистая пелитоморфная масса	Сгустковое микростроение	Сгустковые дендролиты	«Кератозные» спонгиозстроматы	Скелетные	Дендролитные
Возраст	Разрез						
Нижний карбон	Унья-85						
Верхний девон	Седью-14						
Нижний девон	Ильч-144						
Нижний девон	Кожым-236						
Верхний силур	Кожым-236						
Верхний силур	Падимейтывис						
Нижний силур	Малый Паток						

Основные микроstructures изученных строматолитов

вестняков с микроstructures, продуцированными бактериями в лабораторных экспериментах показало, что они были образованы микробами, которые способствуют осаждению донного аутомикрита [19]. Слоистая пелитоморфная масса широко распространена в верхнесилурийских и раннедевонских строматолитах Урала и гряды Чернова.

Сгустковое микростроение (нижний девон р. Кожым, верхний силур р. Падимейтывис) характеризуется обилием пелоидов (бесструктурных пелитоморфных зерен до 0.2 мм) с нечеткими «облаковидными» краями — сгустками. Эти образования не имеют тонкослоистой текстуры, но могут слагать отдельные ламины в строматолитах. По данным [напр. 22] сгустковое микростроение является продуктами *in situ* кальцифицированных матов бентосных коккоидных цианобактерий. Такие микроstructures отмечаются в строматолитах нижнего девона Приполярного Урала и верхнесилурийских строматолитах гряды Чернышева.

Сгустковые дендролиты (нижний карбон р. Унья, верхний девон р. Седью, нижний девон р. Кожым, верхний силур р. Падимейтывис) сложены преимущественно мелкими сгустками, сросшимися в кустовидные и древовидные образования. Эти образования по свидетельству [31] продуцированы кальцифицированными микробами.

«Кератозные» спонгиостроматы (нижний девон и верхний силур р. Кожым, верхний силур р. Падимейтивис, нижний силур р. М. Паток) сложены плотным пелитоморфным материалом, в котором отмечаются тонкие разнонаправленные каналы, заполненные мелким спаритовым кальцитом. В последнее время подобные структуры определяют как губки [23, 24, 26]. Действительно, модель образования автомикритов по губкам (The Lizard Island model [27, 29]) подчеркивает взаимодействия между активностью биопленок, развитием губок и развитием микробиалитов. Микробы и губки играют центральную роль в образовании древних автомикритов, начиная с кембрия [21]. Прекрасным примером являются известные Уолсортские иловые холмы [18]. Взаимодействие между губками и микробиальными пленками не ограничивается скрытыми нишами в тропических рифах, а также встречается в холодноводных и полярных губковых холмах [19].

Поростроматы включают формы, показывающие трубчатое микростроение [19]. Так как эти трубки описывают организмы разной систематической позиции, Р. Ридинг [30] для таких образований предложил термин «скелетные строматолиты». Нами термин «поростроматы» понимается более широко: в противоположность к спонгиостроматам, поростроматы — это образования с хорошо определимыми биогенными микроструктурами.

Скелетные поростроматы (нижний карбон р. Унья, верхний девон р. Седью, нижний силур р. М. Паток) характеризуются трубчатым строением. Трубки обычно расположены веерообразно и отходят от одного центра. В некоторых случаях в них можно определить цианобактерии, как, например, *Garwoodia* sp. в верхнем девоне Южного Тимана (определения А. Л. Анфимова) или *Ortonella kershopenensis* Garw. в строматолитах нижнего карбона (определения Р. М. Ивановой).

Дендролитовые поростроматы (верхний девон р. Седью, нижний девон р. Илыч) характеризуются хорошо определимыми нарастаниями цианобактерий друг на друга. В частности, на примере органогенной постройки на р. Седью, это *Schuguria flabelliformis* Antrop. (определения А. Л. Анфимова и Р. М. Ивановой) с редкими *Epihyton* sp. [13].

Таким образом, приведенный фактический материал позволяет выделить две ассоциации структур строматолитов: силурийско-нижнедевонская и верхнедевонско-нижнекаменноугольная. Для силурийско-нижнедевонской ассоциации характерными являются «кератозные» спонгиостроматовые структуры, которые совместно с микробиальными структурами формируют микробиально-губковую ассоциацию. Для верхнедевонско-нижнекарбонных — скелетно-поростроматовые и дендролитное строение, преимущественно микробиальная ассоциация.

Обсуждение материала

Изученные строматолиты за некоторыми исключениями в основном ассоциируются с ооидными либо микробиальными известняками.

По данным А. И. Антошкиной [2], появление строматолитово-ооидной ассоциации является свидетельством переломных моментов в гидробиологии морского бассейна и структуре бентосных сообществ. Согласно [5], в поперечном разрезе микробильных матов, в том числе формирующих строматолитов, имеются зоны окисленного фотосинтеза, анаэробного фотосинтеза и зоны сульфат-редукции, что свидетельствует о присутствии в них как продуцентных, так и консументных бактерий. Г. А. Заварзин и С. В. Рожнов [6] предполагают, что трофическая структура строматолита могла быть замкнутой. Изучение ооидов современного Большого Солёного озера США [28] показало, что в их формировании привнесенное органическое вещество играло определенную роль, а исследования методом сканирующей электронной микроскопии указали на незначительное присутствие в них цианобактерий. Большинство мелких бактерий (500 нм—1 μm) являются грам-отрицательными. Только некоторые показали грам-положительное окрашивание (возможно, протеолитические или сахаролитические микробы) [28]. По данным [4], грамм-отрицательные бактерии используют для метаболизма органические вещества, то есть, по сути являются гетеротрофными. Таким образом, трофическая петля строматолитов «наращивается» другой петлей — строматолитово-ооидной. Присутствие в раннепалеозойских строматолитах «кератозных» спонгиозстроматовых структур, интерпретируемых как губки [24], добавляет новую петлю в эту трофическую структуру. Верхнефранские кальцисферовые известняки, ассоциирующиеся с преимущественно строматолитовым «рифом» на р. Седью [13], имеют в своем строении фенестры, образованные в результате разложения органического вещества [3], что также можно отнести к деятельности гетеротрофных бактерий. Считая фенестровые известняки в качестве образований полуизолированных лагун [14], можно представить строматолитовые постройки и лагуны как целостную трофическую систему [6, 15], где автотрофная «рифовая» экосистема питает гетеротрофную лагунную. С нижнекаменноугольными строматолитами также ассоциируются кальцисферовые и микробильные известняки. Несмотря на то, что фенестровое строение в них представлено слабо, однако, можно также предположить для них замкнутую трофическую петлю типа «постройка-лагуна».

Вся пищевая цепочка, образуемая организмами, строящими строматолиты, ооиды, фенестровые известняки, можно представить как «детритную пищевую цепь» (цепь разложения), где большая часть продукции растений не потребляется непосредственно растительноядными животными, а отмирает, подвергаясь затем разложению *сапротрофными организмами* и *минерализации*. В детритных системах усилена регенерация и повторное использование элементов питания, поскольку растительные, микробные и животные компоненты сочетаются в этих системах таким образом, что высвобожденные элементы

питания сразу же снова поглощаются другими организмами [10]. Такие короткие детритные пищевые цепи обычно встречаются в эвтрофных условиях [10].

Заключение

Строматолиты и ассоциирующиеся с ними породы при всем их разнообразии, образованы организмами, являвшихся отдельными звеньями детритной пищевой цепи. Их появление обычно связывается с кризисными рубежами или этапами развития в истории развития Земли. Эвтрофикация осадочных бассейнов несомненно должна была приводить к укорачиванию трофических цепей и замыканию круговорота питания на нескольких функциональных типах организмов. Так, например, раннепалеозойская детритная цепь включала автотрофных цианобактерий, гетеротрофные бактерии и губки, которые в тех или иных конфигурациях были представлены на морском дне. Позднепалеозойская детритная пищевая цепь имела несколько другую конфигурацию: автотрофная строматолитовая ассоциация включала продуцентов цианобактерий и консументные бактерии, а гетеротрофная лагунная часть — преимущественно гетеротрофные бактерии. Однако, в случае с верхнефранской органогенной постройкой на р. Седью, в гетеротрофной части экосистемы также присутствовали губки-амфипоры [3, 14], которые незначительно усложняли трофическую структуру. Считается, что массовые вымирания на границе франа/фамена и фамена/турне уничтожили рифы. Действительно, по данным Антошкиной [1] рифы в палеозое Урала формировались только в позднем ордовике—раннем девоне, когда как с позднего девона развиваются только органогенные постройки типа холмов со значительным вкладом микробных сообществ. Однако, проявление детритных пищевых цепей уже в позднефранское время указывает на более раннее наступление кризисного рубежа в Тимано-Североуральском морском палеобассейне, которое, вероятно, было связано с среднефранским событием *punktata*.

Таким образом, на кризисных рубежах палеозоя, по всей видимости, происходила эвтрофикация морских вод, что приводило к укорачиванию трофических цепей и появлению детритной пищевой цепи, организмы-звенья которой формировали строматолиты, ооиды, микробиальный ил и другие специфические компоненты. Эти компоненты в настоящее время помогают геологу воссоздавать условия былых геологических эпох, а также писать историю жизни этих организмов.

Работа выполнена в рамках проекта УрО РАН №15-18-5-47 «*Лито-генез осадочных толщ фанерозоя Тимано-Североуральского региона*» и при поддержке программы Президиума УрО РАН № 15-18-5-37 «*Тимано-Североуральский палеобассейн в палеозое. Закономерности динамики биотических комплексов, палеобиогеография и палеоклиматология*».

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Антошкина А. И. Ассоциация ооидов и строматолитов — стресс для бентосных экосистем // Известия вузов. Геология и разведка, 2015. № 3. С. 19—25.
3. Антошкина А. И., Пономаренко Е. С., Канева Н. А. Фенестровые известняки как индикатор специфики позднедевонских морей, Тимано-Североуральский регион // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 493—505.
4. Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
5. Герасименко Л. М. Фотосинтез и актуалистическая палеонтология цианобактерий // Проблемы ранней эволюции фотосинтеза / Серия «Гео-биологические системы в прошлом» М: ПИН РАН, 2011. С. 37—65.
6. Заварзин Г. А., Рожнов С. В. Рифы в эволюции гео-биологических систем. Постановка проблемы // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы / Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2011. С. 4—25.
7. Калашиников Н. В., Калашиников Н. В. Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Уньи / Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 1970. С. 25—40. (Тр. Института геологии Коми филиала АН СССР; вып. 11).
8. Матвеев В. А. Строматолитовые постройки венлока поднятия Черно-ва: основные морфотипы, микроструктура // «Вестник» ИГ Коми НЦ, 2011. № 11. С. 2—5.
9. Матвеев В. А. Основные морфотипы и микроструктура лландоверийских строматолитовых построек на западном склоне Приполярного Урала // «Вестник» ИГ Коми НЦ, 2013. № 2. С. 17—20.
10. Одум Ю. Экология. Том 1. М.: Мир, 1986. 328 с.
11. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала / Сост. В. С. Цыганко, В. А. Черных. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1983. 136 с.
12. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала / Отв. редакторы В. С. Цыганко, В. А. Черных. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. 94 с.
13. Пономаренко Е. С., Антоновская Т. В. Верхнедевонские разнофациальные отложения Южного Тимана / Путеводитель полевой экскурсии Всеросс. литол. сов. «Геология рифов» 10—14 июня. Сыктывкар: Геопринт, 2015. 35 с.
14. Пономаренко Е. С., Канева Н. А. Верхнефранские карбонатные отложения на р. Седью (Южный Тиман, юг Ухтинской антиклинали) // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия / Мат-лы III Всеросс. совещ. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. С. 179—181.
15. Преображенский Б. В. Современные рифы. М.: Наука. 1986. 244 с.
16. Салдин В. А., Сокерин М. Ю. Силурийские отложения на р. Малый Паток (Приполярный Урал) / Литогенез и геохимия осадочных формаций Ти-

мано-Уральского региона. Сыктывкар, 2007. С. 24—31. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УРО РАН. Вып. 121).

17. *Чернов Г. А.*, Силурийские строматолиты поднятия Чернова (Большеземельская тундра) // Стратиграфия и палеонтология северо-востока Европейской части СССР. М.-Л., «Наука», 1966. С. 90—105.

18. *Bourque P. A., Neuweiler F., Boulwain F.* The mud-mound system: products and processes // 32 d IGC Florence 2004 — Scientific Sessions: abstr. (pt 22). 2004. P. 1079.

19. *Flygel E.* Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin Heidelberg Springer-Verlag. 2004. 976 p.

20. *Gьrich G.* Les spongiostromides du Visiien de la Provence de Namur. — Musée Royal d'Histoire naturelle de Belgique, Мѣmoires, 1906. v. 3, pp. 1—55.

21. *James N. P., Gravestock D. I.* Lower Cambrian shelf and shelf margin buildups, Flinders Range, South Australia / *Sedimentology*, 1990. v. 37, pp. 455—480.

22. *Kazmierczak J., Coleman M. L., Gruszczynski M., Kempe S.* Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. — *Acta Palaeont. Polon.*, 1996. v. 41, pp. 319—338.

23. *Kwon S.-W., Park J., Choh S.-J., Lee D.-C., Lee D.-J.* Tetradiid-siliceous sponge patch reefs from the Xiazhen Formation (late Katian), southeast China: A new Late Ordovician reef association // *Sedimentary Geology*, 2012. v. 267—268. pp. 15—24.

24. *Lou C.* “Keratose” sponge fossils and microbialites: a geobiological contribution to the understanding of metazoan origin // Dissertation zur Erlangung des mathematisch-naturwissenschaftlichen Doktorgrades, 2015. 159 p.

25. *Monty C.* The origin and development of cryptalgal fabrics. — In: Walter, M. R.: *Stromatolites*. — *Dev. Sedimentol.*, 1976, v. 20, pp. 193—249. Amsterdam (Elsevier).

26. *Park J., Lee J.-H., Hong J., Choh S.-J., Lee D.-C., Lee D.-J.* An Upper Ordovician sponge-bearing micritic limestone and implication for early Paleozoic carbonate successions // *Sedimentary geology*, 2015. v. 319. pp. 124—133.

27. *Reitner J.* Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia): formation and concepts / *Facies*, 1993. v. 29, pp. 3—40.

28. *Reitner J., Arp G., Thiel V., Gautret P., Galling U., Michaelis W.* Organic matter in Great Salt Lake ooids (Utah, USA) — First Approach to a formation via organic matrices // *Biosedimentology of Microbial Buildups IGC Project No. 380 Proceedings of 2nd Meeting, Göttingen/Germany 1996/Facies*, 1997. v. 36. pp. 210—219.

29. *Reitner J., Gautret P., Marin F., Neuweiler F.* Automicrite in modern microbialite — formation model via organic matrices (Lizard Island, Great Barrier Reef, Australia). / *Bull. Inst. Oceanogr. Monaco*, num. spec. 13 p.

30. *Riding R.* Skeletal stromatolites. — In: Flygel E. (ed.): *Fossil algae. Recent results and developments*, 1977. pp. 57—60.

31. *Riding R.* Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. / *Sedimentology*, 2000. v. 47. pp. 179—214.

32. *Walter M. R.* *Stromatolites / Developments in Sedimentology*, 1976. v. 20. 790 pp. Amsterdam: Elsevier.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ПОСЛЕДНЕГО ЦИКЛА ОЛЕДЕНЕНИЯ НА РЕЗЕРВУАРЫ ГЛУБИННОГО ФЛЮИДА

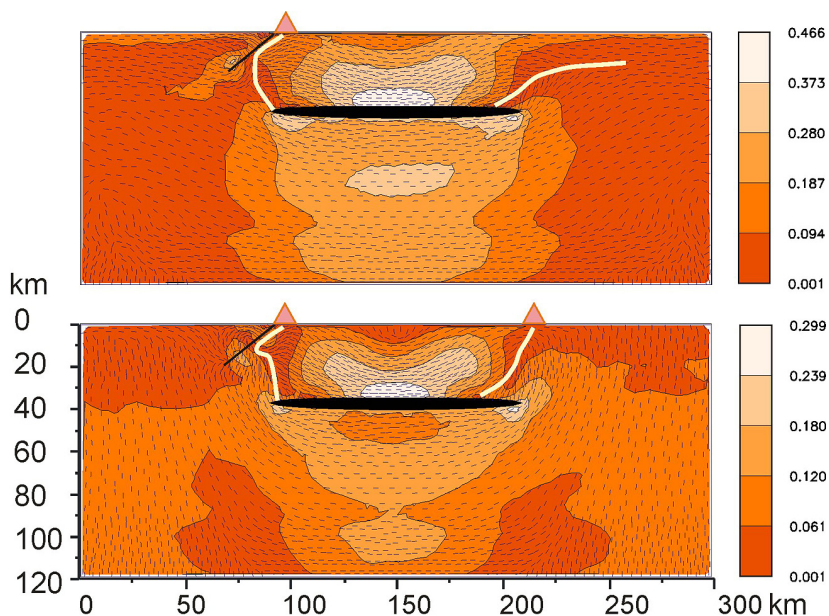
А. Г. Симакин^{1, 2}

¹ ИЭМ РАН, Черноголовка, ² ИФЗ РАН, Москва

simakin@iem.ac.ru

Последнее оледенение (с максимумом 18—20 тыс. лет назад) уступало по масштабу более древним четвертичным. Тем не менее, на Камчатке в это время сформировались протяженные долинные ледники, смыкающиеся местами в покровы несколько сотен километров в поперечнике. На островах окаймляющих бассейн Баренцева моря также образовалась система ледниковых покровов с максимальной мощностью, которую можно оценить по [1] до 1.5 км. Ледники оказывают дополнительную нагрузку на нижележащие породы. Необычной по сравнению с другими породами является большая скорость таяния ледников, которая превосходит, на порядки, максимальные скорости денудации осадочных пород. Большая скорость гравитационной разгрузки имеет важные последствия. Проведено численное моделирование ледникового воздействия с представлением реологии пород коры и мантии в вязкоупругом и поро-вязкоупругом приближениях. В некоторых конфигурациях были включены маловязкие зоны и глубинные разломы. Показано, что глубина воздействия ледника пропорциональна его горизонтальной протяженности, а это значит, что покровы с поперечником несколько сотен километров оказывают воздействие до глубины верхней мантии. Рассмотрено два типа глубинных флюидов: восстановленный углекислый флюид в верхней мантии и нижней коре под Камчаткой и нефтегазовый в районе Баренцева моря.

В зонах субдукции преобладает водный флюид, выделяющийся при дегидратации погружающейся океанической плиты. В тоже время в момент аккреции крупных океанических островов может происходить разрушение контакта острова и океанической плиты и при возобновлении субдукции большие (многокилометровые) массы островных пород могут попасть под мантийный клин [2]. Если среди пород много карбонатов и органики, то при всплывании в мантийном клине, они «заражают его углеродом» и формируют в мантии зоны генерации восстановленного углекислого флюида. Проведенные нами эксперименты подтверждают представление о том, что калиевые мантийные магмы связаны с существенно углекислым флюидом. Калиевые базальты Срединного Хребта, вулкана Толбачик и др. мы связываем с проявлением локальной карбонатизации мантии и с сухим флюидом. Мы предполагаем, что после ледниковой «прокачки» сформировались глубинные коллекторы с сухим углекислым флюидом, в связи, с чем первые



Пример рассчитанных девиаторных стрессов (нормированы на максимальную ледниковую нагрузку) в коре и мантии под растаявшим ледником. На первом рисунке упругая реакция, на втором через 3000 лет. Пунктиром указаны траектории максимального сжимающего напряжения. Сплошными линиями проведены траектории от линзы магмы на глубине МОХО к поверхности. Сплошная черная линия — разлом, треугольник — вулкан

извержения в голоцене вулканов СХ и КГВ были чрезвычайно эксплозивными [3].

Моделирование в поро-вязкоупругом приближении показывает, что под ледниковыми покровами происходило выдавливание нефте-газового флюида на шельф между островами или к поверхности. Это происходило в каждом из серии четвертичных оледенений (см., например, в [4]). Также в результате расчетов показано, что на стадии постледниковой релаксации между двумя ледниками, расположенными достаточно близко друг от друга, происходит подъем поверхности. При максимальной мощности ледника 1000 м максимальная амплитуда подъема составляет 80—100 м. Это достаточно большая амплитуда, обеспечивающая надводное положение дна некоторых шельфовых участков Баренцева моря 11—10 (9.5?) тыс. лет назад. Если исходить из современных глубин без учета временного подъема поверхности, они были под водой.

Работа была поддержана грантом РФФИ № 13-05-00994.

Литература

1. *Ng F.S.L., Barr I.D., Clark C.D.* Using the surface profiles of modern ice masses to inform palaeo-glacier reconstructions. *Quat. Sci. Rev.*, 2010, v. 29, p. 3240—3255.
2. *Simain A. G.* Numerical modelling of the late stage of subduction zone transference after an accretion event. *Terra Nova*, 2014, v. 26 (1), p. 22—28.
3. *Simakin A., Salova T., Devyatova V., Zelensky M.* Reduced carbonic fluid and possible nature of high K magmas of Tolbachik. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2015, published online, doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.10.018
4. *Sobolev P.* Cenozoic uplift and erosion of the Eastern Barents Sea — constraints from offshore well data and the implication for petroleum system modelling. 2012, *Z. dt. Ges. Geowiss.*, v. 163/3, p. 323—338.

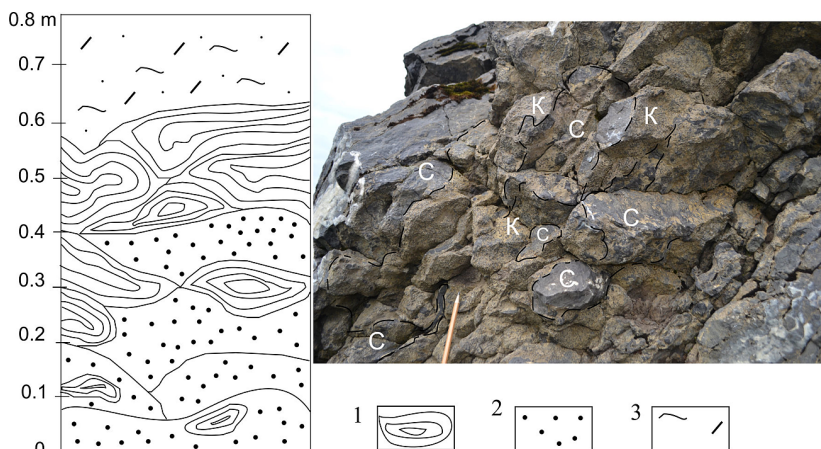
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СИЛУРИЙСКИХ СТРОМАТОПОРОИДЕЯХ Р. БЕЗЫМЯННОГО (ПОДНЯТИЕ ЧЕРНОВА)

Е. В. Антропова
ИГ Коми НЦ УрО РАН
antropova@geo.komisc.ru

Выходы силурийских отложений на ручье Безымянном (бассейн р. Падымейтывис, НАО) впервые были описаны и установлены Г. А. Черновым в 1941 г. [4]. В последующем изучались А. И. Антошкиной, Т. В. Майдль, П. Э. Мянником, В. Ю. Лукиным, В. А. Матвеевым и автором. Органические остатки изучались в разное время И. А. Ляшенко и Т. М. Безносовой (брахиоподы), П. Э. Мянником и Л. В. Соколовой (конодонты), В. Ю. Лукиным (табуляты), В. С. Цыганко (ругозы), Г. А. Черновым и В. А. Матвеевым (строматолиты), А. Ф. Абушик (остракоды), О. В. Богоявленской и автором (строматопороидеи).

Довольно долгое время не существовало единого заключения о возрасте толщи, слагающей разрез «Безымянный», что свидетельствовало о сложности биостратиграфической проблемы и недостаточно веских палеонтологических данных [2, 3]. Коллективом авторов недавно была установлена принадлежность толщи к венлокскому возрасту [2].

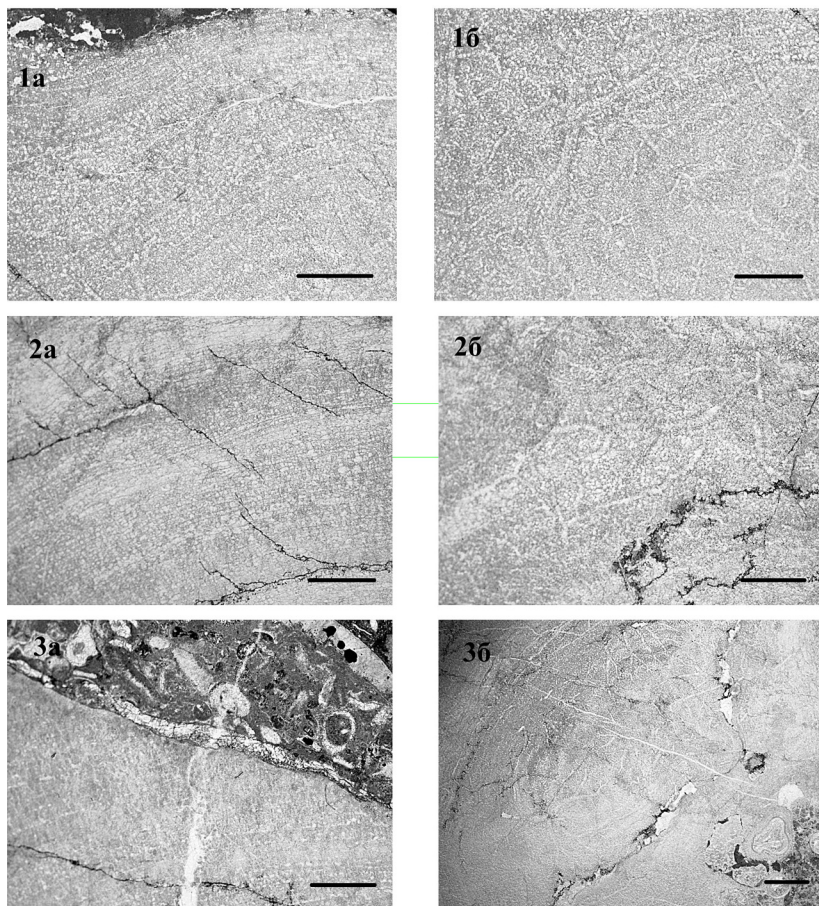
Толща представляет собой переслаивание различных известняков, большей частью иловых, пятнисто-иловых, биокластово-иловых, строматолитовых, ракушняков, иногда с примесью глинистого мате-



Кораллово-строматопоратовый биостром силурийских отложений р. Безымянного. 1 — строматопороидеи, 2 — кораллы, 3 — органогенно-обломочный известняк; С — строматопороидеи, К — кораллы

риала. Отложения разделены Т. М. Безносовой с соавторами на три пачки [2], к первой из которых приурочен кораллово-строматопоратовый биостром (слой 15), опробованный на фауну строматопороидей (см. рисунок). Он имеет мощность 0.8 м. Строматопороидеи крупные массивные, шаровидные, колюмнарно-массивные, диаметром до 0.4 м. Кораллы внешне выглядят как сирингопориды и приурочены в

Таблица



Пояснения к таблице

1а, б – *Desmostroma confertum* Bolshakova, обр. № 122/1;

2а, б – *Araneosustroma astroplexum* Antropova, обр. № 119/1;

3а, б – *Densastroma himmestum* (Riabinin), обр. № 147/1.

Все образцы отобраны с поднятия Чернова (бассейн р. Падымейтывис), ручей Безымянный, слой 15 (биостром). Шкала 2 мм.

большинстве к нижней части прослоя. Кроме того, обнаружены мелкие брахиоподы и гастроподы, редкие ругозы. Определена фауна: ругозы *Phaulaciscyathophylloides* Ryder, *Palaeophyllum fasciculum* Kutorga, *P. tubuliferum* Reiman; табуляты *Rifaeolites lamelliformis* Klaamann, *Parastriatopora priva* Klaamann, *Romengeria* sp. [2], что подтверждает целесообразность отнесения толщи биострома к венлокскому возрасту.

Нами из слоя определены следующие строматопороидеи: вид *Araneosustroma astroplexum* Антропова, известный из лудлова западного склона Приполярного Урала, *Plexodictyon savaliense* (Riabinin) известный из лудловских отложений Урала, Подолии, Монголии, Канады, *Plectostroma intertextum* (Nicholson), встречающийся в венлоке Урала, Подолии, Эстонии, Англии, *Densastroma himmestum* (Riabinin), распространенный в венлоке и лудлове Подолии и Урала, лудлове Эстонии. Наиболее распространенные в биостроме виды строматопороидей изображены на таблице (см. таблицу).

Таким образом, таксономический состав строматопороидей является смешанным, содержит формы, характерные как для венлока, так и для лудлова, что подтверждает сложную специфику осадконакопления и расселения фауны строматопороидей в период существования биострома, а также требует продолжения исследований. Для уточнения возраста требуются дополнительные исследования каждой из групп фауны, и подробное изучение условий седиментации участка палеобассейна, а именно такие особенности, как переотложение осадков, штормовые осадки и тектонические процессы.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума УрО РАН № 15-18-5-37 «Тимано-Североуральский палеобассейн в палеозое. Закономерности динамики биотических комплексов, палеобиогеография и палеоклиматология».

Литература

1. Антошкина А. И., Безносова Т. М. Новые данные по стратиграфии венлокских отложений Большеземельской тундры // Бюл. МОИП. Отд. Геол 1988. Т. 63. Вып.6. С. 32—39.
2. 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. № 3. 2014. С.14—17.
3. Князев С. А. Силурийские отложения центральной части поднятия Чернова // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1965. Вып. 6. С. 112—120.
4. Чернов Г. А. Силурийские отложения поднятия Чернова // Докл. АН СССР, 1964. С. 843—846.

СПИРИФЕРИДЫ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕФРАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА НОВОЙ ЗЕМЛИ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Д. В. Безгодова

Горный университет, Санкт-Петербург

bezgodovadaria@yandex.ru

На протяжении долгого времени для расчленения франских отложений Новой Земли использовалась схема по характерным спириферидам, предложенная Д. В. Наливкиным для Арктики в 1930х гг. Для франских отложений в ней выделялось три уровня: слои с *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., слои с *Cyrtospirifer "disjunctus"* Sow. и слои с *Theodossia*. Позже эти уровни рассматривались С. В. Черкесовой в качестве зон [1] и лон [6]. Однако, новоземельские спириферида не переизучались монографически с 1938 г. С этим связано условное проведение границ между лонами в субрегиональной схеме, а также неоднократное изменение в публикациях разных лет названий видов-индексов и интервалов распространения характерных видов [1, 6].

В 1982 г. Н. Н. Соболевым и Р. А. Щеколдиным предложена унифицированная схема верхнедевонских отложений Новой Земли [4], согласно которой в состав франского яруса вошли два горизонта: жандровский и меньшеиковский. В период с 1981 по 2000 гг. для франских отложений Новой Земли разными авторами были разработаны зональная субрегиональная конодонтовая схема [3], схемы по характерным ругозам [6] и ринхонеллидам [5]. Однако, в районе пролива Карские Ворота (восток Саханинской структурно-формационной зоны (СФЗ)), где расположены стратотипы франских горизонтов, распознаются не все выделенные авторами зоны шкал по ринхонеллидам и ругозам, и только одна зона по конодонтам: зона *asymmetricus* (см. таблицу).

Автором изучены спириферида из трех разрезов среднего и верхнего франа, расположенных на берегу пролива Карские Ворота, в том числе из стратотипического разреза меньшеиковского горизонта. Разрезы сложены мелководно-морскими осадками терригенно-карбонатного и карбонатного состава с остатками брахиопод (преимущественно спириферид и ринхонеллид) пелеципод, ругоз и криноидей.

Среди спириферид определено 11 видов, относящихся одному надсемейству подотряда Delthyridina и трем надсемействам подотряда Spiriferidina, в том числе три новых вида: *Th. kagarmanovi* sp. nov., *Th. novosemelica* sp. nov. и *Th. tcherkesovae* sp. nov.

В результате проведенного морфофункционального анализа установлено, что в спириферидовой фауне среднего и верхнего франа Новой Земли преобладают виды, для которых было характерно якорное прикрепление усложненного подтипа (по классификации Е. А. Ивановой

**Сопоставление предлагаемых уровней по спириферидам с ОСШ, субрегиональными подразделениями
и местными подразделениями Саханнской СФЗ**

ОСШ		Субрегиональные подразделения					Саханнская СФЗ, Карские Ворота			
Уровень	Зона	Зона (Соболев, 2003)		Лона (Черксов и др., 1988)	Рикомеллиды (Черксова, 2000)	Ритоны (Талов, 1984, 1988)	Ритоны (по Талову, 1984)	Уровни, предлагаемые автором	Слож с флутой по спириферидам	
		Зона (Соболев, 2003)	Лона (Черксов и др., 1988)							
Флангек	Pa triangu-laris	Сахан-нав-скоби	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Сахан-нав-скоби
Флангек	Pa liguiformis	Мешковск	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Мешковск
Флангек	Pa rhyzaria	Мешковск	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Мешковск
Флангек	Pa lamisae	Мешковск	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Мешковск
Флангек	Pa hazzi	Мешковск	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Мешковск
Флангек	Pa punctata	Мешковск	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Мешковск
Жилетск	Pa transiens	Жанр овекити	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Жанр овекити
Жилетск	Pa falci-ovalis	Жанр овекити	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Жанр овекити
Жилетск	Pa diccailli-Schmidt	Жанр овекити	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Жанр овекити
Жилетск	Pa hermanni-Pol-cristatus	Жанр овекити	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	L'ornont	
										Жанр овекити

[2]). Среди них встречаются обладатели раковин, приспособленных для опоры на грунт ареей или макушками, присутствуют указания на образование банок, возможно, есть также представители супербентоса. Основной подтип якорного типа представлен одним видом.

Как показало изучение особенностей распространения спириферид в разрезах, наибольший интерес среди них представляют виды рода *Theodossia* Nalivkin, характеризующие почти все слои в верхней части жандровского и меньшеиковском горизонтах и представленные большим количеством экземпляров. Основная сложность при диагностировании видов этого рода связана с тем, что морфологически они очень близки. Для повышения надежности видовой диагностики этой группы автором были проведены статистические исследования, которые, в сочетании с результатами морфофункционального анализа позволили разработать комплекс наиболее значимых видовых критериев для новоземельских теодоссий.

В изученных разрезах выделено пять интервалов с характерными спириферами. Четыре из них, установленные на основании последовательной смены видов рода *Theodossia* Nalivkin, предлагаются в ранге слоев с фауной. К верхнежандровскому подгоризонту относятся отложения, содержащие комплекс *Cyrtospirifer acutus* и слои с *Theodossia kagarmanovi* — *Th. novosemelica*, к меньшеиковскому горизонту — слои с *Th. tanaica* слои с *Th. tcherkesovae* и слои с *Th. evlanensis*. Их привязка к субрегиональной шкале и ОСШ дана в таблице.

Наиболее существенное изменение состава комплексов спириферид отмечается в верхней части верхнежандровского подгоризонта. Этот уровень соответствует нижней границе слоев с *Theodossia kagarmanovi* — *Th. novosemelica*. Перестройка характеризуется сменой низкоарейных циртоспириферид (*Cyrtospirifer acutus* Nalivkin) высокоарейными (*C. tenticulum* (Verneuil)) и появлением представителей рода *Theodossia* Nalivkin (см. таблицу). Таким образом, в рассматриваемых разрезах, кроме слоев с видами-индексами, можно выделить два более крупных интервала, которые характеризуются комплексами спириферид. Первый комплекс включает в себя виды *C. acutus* Nalivkin, *Eoreticularia pachyrincha* (Verneuil) и *Adolfia* sp. Второй включает семь видов рода *Theodossia* Nalivkin, виды *C. tenticulum* (Verneuil) и *Adolfia multifida* (Scupin).

Состав двух комплексов соответствует составу двух принятых в настоящее время в новоземельском субрегионе лон (табл. 1): лоны *Cyrtospirifer "disjunctus"* и лоны *Theodossia anosofi*, *C. tenticulum*. Однако граница между интервалами распространения комплексов в разрезах востока Саханинской СФЗ находится ниже границы между лонами, условно принятой в основании меньшеиковского горизонта [6].

Четкая смена двух комплексов спириферид во франских отложениях востока Саханинской СФЗ позволяет говорить о необходимости пересмотра границы субрегиональных лон *Cyrtospirifer "disjunctus"* и

Theodossia anosofi, *C. tenticulum*. Кроме того, поскольку род *Theodossia* Nalivkin в интервале своего распространения представлен несколькими последовательно сменяющимися друг друга видами, а вид *Th. anosofi* (Verneuil) не встречен ни в разрезах востока Саханинской СФЗ, ни в коллекции Д. В. Наливкина (по результатам ревизии, проведенной автором), целесообразно заменить название лоны *Theodossia anosofi*, *C. tenticulum* на *Theodossia*, *C. tenticulum*.

Сравнение особенностей стратиграфического распространения средне-верхнефранских спириферид района пролива Карские Ворота и других регионов показало, что их комплексы обнаруживают наибольшее сходство по систематическому составу с одновозрастными комплексами таких областей Восточно-Европейской платформы (ВЕП), как Главное и Центральное девонские поля, в то время как для других групп фауны (конодонты, ругозы) отмечается сходство преимущественно с такими областями ВЕП, как Волго-Уральская область и Южный Тиман.

Опираясь на данные корреляции по конодонтам, можно отметить, что на Новой Земле расцвет рода *Theodossia* Nal. (по массовости и широкому распространению) наступает раньше, чем на ВЕП. Кроме того, можно констатировать более раннее появление на Новой Земле вида *Th. tanaica* Nal., что может объясняться условиями, существовавшими в конце среднефранского и начале позднефранского времени на территории ВЕП, где для отложений этого возраста характерна значительная фациальная изменчивость и широкое распространение терригенных фаций, в то время как на юге Новой Земли, напротив, на протяжении всего средне- и позднефранского времени существовал морской бассейн с карбонатным осадконакоплением.

Литература

1. Геология СССР. Том XXVI. М.: Недра, 1970. С. 183—198.
2. Иванова Е. А. Экология и развитие брахиопод силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов // Труды ПИН, том LXXXVIII. М., 1962. 150 с.
3. Соболев Н. Н. Стратиграфия и конодонты девонских отложений Новой Земли. Автореферат. Л., 1981. 24 с.
4. Соболев Н. Н., Шеколкин Р. А. Унифицированная региональная схема верхнедевонских отложений Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. Л.: ПГО «Севморгеология», 1982. С. 5—24.
5. Черкесова С. В. Распространение живетско-франских ринхонеллид (брахиопод) на Новой Земле // Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 19—22.
6. Черкесова С. В., Соболев Н. Н., Смирнова М. А., Лахов Г. В. Новые данные по стратиграфии девона Новой Земли // Советская геология, №12, 1988. М. С. 55—68.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ РАССЕИВАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ ДИСТАНЦИОННОМ ЗОНДИРОВАНИИ В КОРОТКОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ РАДИОВОЛН

С. Ю. Белов

МГУ, Москва

Belov_Sergej@Mail.Ru

Проблема измерения и учёта рассеивающей способности земной поверхности в коротковолновом диапазоне радиоволн важна для решения ряда задач, например, при диагностике свойств среды с помощью методов, использующих этот радиодиапазон, когда на трассе происходит промежуточное отражение (рассеяние) от земной поверхности, что представляет интерес для геологоразведочных исследований.

Оперативная и надёжная оценка параметра β_K имеет общезначимый интерес (радиофизика, геофизика, оптика и т. д.), конкретизация осуществлена для ионосферного случая. Данный диапазон позволяет диагностировать и подповерхностный слой земли, поскольку параметр рассеяния формируется и неоднородностями диэлектрической проницаемости подповерхностных структур (толщины порядка длины волн падающего излучения).

В фиксированной точке приёма на поверхности земли (в скалярном приближении) ИС, узкополосный случайный процесс $E(t)$ представляет собой суперпозицию «зеркальной» $E_0(t)$ и рассеянной $E_p(t)$ по нормальному закону компонент:

$$\begin{aligned} E(t) &= E_0(t) + E_T(t) = E_{00} \cdot e^{i(\omega_0 t - \varphi(t))} + E_T(t) = \\ &= R(t) \cdot e^{i(\omega_0 t - \Phi(t))} = [E_C(t) + i \cdot E_S(t)] \cdot e^{i\omega_0 t}, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\varphi(t), \Phi(t), R(t), E_m(t)$, $m = c, s$ — медленные на периоде случайные процессы; $E_{00} = \text{Const}$.

Параметр рассеяния определяется отношением:

$$\beta_k^2 = \frac{\text{мощность зеркальной компоненты}}{\text{мощность рассеянной компоненты}} = \frac{E_{00}^2}{2 \cdot E_T^2}. \quad (2)$$

Здесь и ниже черта «—» означает статистическое усреднение. $E_C(t) = R(t) \cdot \cos \Phi(t)$ и $E_S(t) = R(t) \cdot \sin \Phi(t)$ — низкочастотные квадратуры ИС, $R(t)$ — огибающая, $\Phi(t)$ — суммарная фаза.

При этом индекс $K = E4, R2, R4$ означает экспериментально регистрируемые первичные случайные процессы и соответствующий ме-

год их регистрации: E4 — когерентный; R2, R4 — некогерентные амплитудные.

Достаточно широко используется для оценки β_K (2) стандартный некогерентный R2-метод, основанный на соотношении [1]:

$$\frac{\overline{R^2}}{(\overline{R})^2} = f(\beta_{R2}) = \frac{4}{\pi} \cdot \frac{(1 + \beta_{R2}^2) \cdot \exp(\beta_{R2}^2)}{\left[(1 + \beta_{R2}^2) \cdot I_0(\beta_{R2}^2/2) + \beta_{R2}^2 \cdot I_1(\beta_{R2}^2/2) \right]^2}. \quad (3)$$

$I_n(x)$ — функция Бесселя n-го порядка от чисто мнимого аргумента.

Используя когерентный E4-метод, когда β_{E4} оценивается по эксцессу γ_{E4} квадратур [2]:

$$\gamma_{E4}(\beta_{E4}) = \frac{\overline{E_m^4}}{(\overline{E_m^2})^2} - 3 = -\frac{3}{2} \cdot \frac{\beta_{E4}^4}{(1 + \beta_{E4}^2)^2}; \quad m = c, s. \quad (4)$$

Следует заметить, что измеряемыми первичными параметрами являются отношения моментов $\overline{R^2}/(\overline{R})^2, \overline{E_m^4}/(\overline{E_m^2})^2$ соответственно. Естественно, соотношения (3), (4) получены с учётом определённых моделей структуры ИС. Исследования показали, что вероятностные свойства ИС (1) отражений первой кратности достаточно хорошо описываются моделью Райса со смещённым спектром (РС-модель) [3], на основе которой получены выражения (3), (4). Априори заметим, что выражение (4) когерентной методики E4 обеспечивает на порядок более высокую относительную аналитическую точность оценки параметра β_K [4].

В настоящей работе предлагается новый некогерентный R4-метод определения β_{R4} по эксцессу γ_{R4} огибающей для РС-модели [5]:

$$\gamma_{R4}(\beta_{R4}) = \frac{\overline{R^4}}{(\overline{R^2})^2} - 3 = \gamma_{R4}(\beta_{R4}) = -1 - \frac{\beta_{R4}^4}{(1 + \beta_{R4}^2)^2}. \quad (5)$$

Для сопоставления приведённых методов в смысле относительных погрешностей, допускаемых при вычислении β_K , обусловленных видом функциональных зависимостей $f(\beta), \gamma_{E4}(\beta)$ и $\gamma_{R4}(\beta)$, получим выражения (6):

$$\varepsilon_k = \left| \frac{\Delta \beta_K}{\beta_K} \right| = \left| \frac{1}{\beta_K} \cdot \frac{dG_K}{dZ_K} \cdot \Delta(Z_K) \right|, \quad (6)$$

где $K = R2, E4, R4; G_K = f, \gamma_{E4}, \gamma_{R4}; \Delta(Z_K)$ — абсолютные статистические ошибки измеряемых величин:

$$Z_K = \frac{\overline{R^2}}{(\overline{R})^2}, \frac{\overline{E_m^4}}{(\overline{E_m^2})^2}, \frac{\overline{R^4}}{(\overline{R^2})^2}.$$

Погрешности (включая статистические) для разных методик определения β_K :

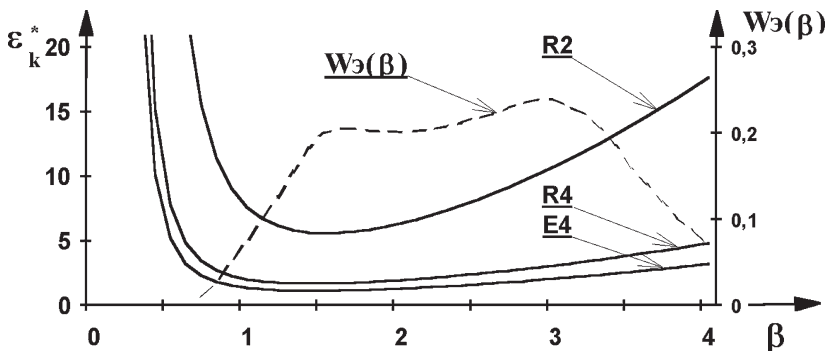
$$\varepsilon_{R2}(\beta) = \frac{\pi}{8} \cdot \frac{\left[(1+\beta^2) \cdot I_0(\beta^2/2) + \beta^2 \cdot I_1(\beta^2/2) \right]^3}{\beta^2 \cdot \exp(\beta^2) \cdot I_1(\beta^2/2)} \cdot \Delta(Z_{R2}); \quad (7a)$$

$$\varepsilon_{E4}(\beta) = \frac{(1+\beta^2)^3}{6 \cdot \beta^4} \cdot \Delta(Z_{E4}); \quad (7б)$$

$$\varepsilon_{R4}(\beta) = \frac{(1+\beta^2)^3}{4 \cdot \beta^4} \cdot \Delta(Z_{R4}). \quad (7в)$$

Чтобы акцентировать внимание на погрешностях за счёт различия функциональных зависимостей (3) — (5), нормируем (7) на $\Delta(Z_K)$.

Графики зависимостей для $\varepsilon_K^* = \frac{\varepsilon_K}{\Delta(Z_K)} \beta_{R2}$, β_{E4} и β_{R4} приведены на рисунке.



Графики зависимостей ε_K^* , $K = R2, R4, E4$ (сплошные линии) и экспериментальное распределение $W_{Э}(\beta)$ (пунктир) (слой F2, 4,5—9,5 МГц, единичный сигнал)

Из выражений (4) и (5) видно, что $\varepsilon_{E4}^* = \frac{2}{3} \cdot \varepsilon_{R4}^*$ — одного порядка и существенно (на порядок) превосходят точность измерения стандартной R2методики [6]. В итоге, анализ аналитических погрешностей оценки параметра β_K позволил рекомендовать метод R4 вместо стандартного R2. При этом достаточно высокая аналитическая (относительная) точность оценки параметра β_K может быть достигнута с помощью некогерентной аппаратуры, используя выражение (5) метода R4 [7].

Литература

1. Белов С. Ю. Методы оценки параметра сигнал/шум в коротковолновом диапазоне радиоволн // Физические проблемы экологии (Экологическая

физика) №16. Сборник научных трудов под ред. В. И. Трухина, Ю. А. Пирогова, К. В. Показеева. М.: МАКС Пресс, 2010. С. 31—38.

2. Белов С. Ю. Дистанционная диагностика рассеивающей способности земной поверхности в декаметровом диапазоне радиоволн // XVI Международный симпозиум с элементами научной школы для молодежи «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». 2009 г., Томск, С. 279—280.

3. Белов С. Ю., Белова И. Н. Выявление экологического риска при мониторинге поверхности земли методом дистанционного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн // Сборник трудов II Всероссийской научной конференции «Экология и космос» имени академика К. Я. Кондратьева / Под общ. ред. Ю. В. Кулешова. 461 с., СПб.: ВКА имени А. Ф. Можайского, 2015 г. С. 70—76.

4. Белов С. Ю., Белова И. Н. О параметре «возмущённости» неоднородного флуктуирующего дифракционного экрана // Международный Симпозиум «Атмосферная Радиация и Динамика» (МСАРД-2015). СПб., 2015. С. 103.

5. Belov S. Yu. New measurement method of estimation signal/noise parameter // European Geosciences Union General Assembly 2010 Vienna, Austria, Geophysical Research Abstracts. 2010, Vol. 12, p. 2233.

6. Белов С. Ю., Белова И. Н. Мониторинг поверхности земли методом дистанционного зондирования в КВ-радиодиапазоне // V Международная молодёжная научная конференция «Экология-2015»: Материалы докл. Всероссийской конференции с международным участием, 22—24 сентября 2015 г. ISBN 978-5-91378-098-0. Архангельск, 2015. С. 6—7.

7. Белов С. Ю. О некоторых характеристиках рассеивающей способности земной поверхности при дистанционном зондировании в коротковолновом диапазоне радиоволн // Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли: материалы II Междунар. науч. конференции (РПД33-2015), 22—25 сентября 2015 г., науч. ред. Е. А. Ваганов. ISBN 978-5-7638-3306-5. Красноярск, Сиб. федер. ун-т, 2015. С. 101—104.

ГАЗОПОГЛОЩЕНИЕ SiO ТИТАНОМ

И. М. Беляев

ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

belyaev-im@chemi.komisc.ru

Одним из перспективных методов переработки лейкоксенового сырья является технология карботермического восстановления. Газ SiO, образующийся при этой технологии, является нежелательным побочным продуктом вследствие его конденсации на внутренних деталях печного оборудования при температурах ниже 1100 °С [1]. В связи с этим важно разрабатывать методы химического связывания газообразного SiO с газопоглотителями. Анализ научной литературы указывает на недостаток информации о химических свойствах газа SiO, но из работы [2] известно, что газообразный SiO проявляет себя как силицирующий реагент, а эффективным источником газовой атмосферы SiO может выступать эквимольная порошковая смесь Si и SiO₂. Таким образом, химическое связывание газа SiO с газопоглотителями можно исследовать при помощи процессов силицирования.

В качестве газопоглощающих веществ наиболее часто применяют нераспыляемые порошки металлов или пористые изделия на их основе [3], в связи с этим в данной работе объектом силицирования был выбран титан, как в порошковой форме, так и в виде металлической проволоки. В первом случае был взят титан марки ТПП-8 («Ависма», фракция 0.16 мм), во втором — титановая проволока марки ВТ-1.00, прокатанная на стальных вальцах до толщины приблизительно 70—80 мкм. Реакционным источником газа SiO являлась эквимольная порошковая смесь Si и SiO₂.

Исследования по силицированию титана газообразным SiO проводили в многосекционном реакторе, который состоял из вложенных друг в друга стеклоуглеродных тиглей. Реакционный источник газа SiO помещали в нижний тигель, а газовая атмосфера SiO распространялась по системе через узкие газопроводящие каналы (рис. 1). Термообработку образцов проводили в вакуумной электропечи с постоянной откачкой газообразных продуктов. При силицировании титана ТПП-8 режим термообработки включал в себя: нагрев со скоростью 2000 °С/ч до 1350 °С, изотермическую выдержку при 1350 °С в течение 1 часа, охлаждение со скоростью 4000 °С/ч до температуры 100 °С. Силицирование титановой проволоки проводили в режиме: нагрев со скоростью 1000 °С/ч до 1350 °С, изотермическую выдержку при 1350 °С в течение 1 часа, охлаждение со скоростью 2000 °С/ч до температуры 100 °С.

Фазовый состав продуктов силицирования определяли с помощью рентгенофазового анализа (РФА) на дифрактометре SHIMADZU XRD 6000 (Cu K_α излучение) в интервале углов 2θ от 10° до 80°. Обработку

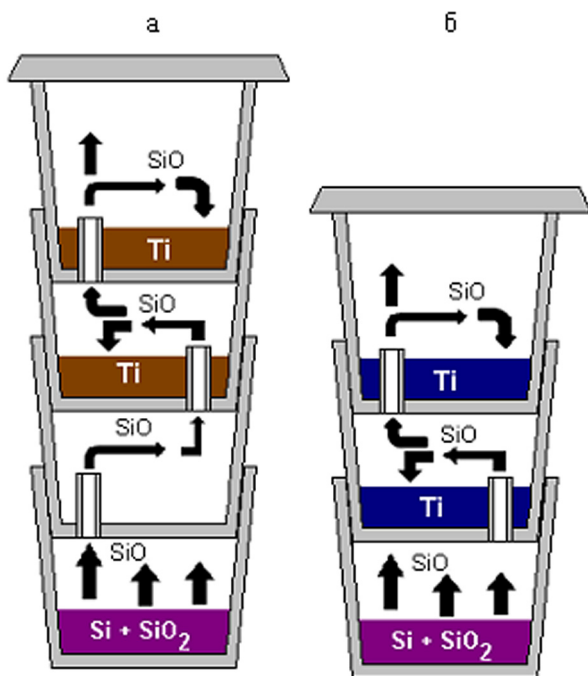


Рис. 1. Схема реактора для силицирования титана ТПП-8, б — силицирование титановой проволоки В Т-1.00

полученных порошковых рентгенограмм проводили с помощью программы Powder Cell 2.4 по методу Ритвельда. По данным РФА в продуктах силицирования титана ТПП-8 присутствуют кристаллическая фаза Ti_5Si_3 и фаза TiO , фаза $\alpha-Ti$ отсутствует. Это говорит о полноте химического взаимодействия исходного титана в виде порошка с газом SiO . В продуктах силицирования титановой проволоки присутствуют кристаллическая фаза Ti_5Si_3 и фаза $\alpha-Ti$. Оксиды титана в образцах не обнаружены.

Микроструктуру и локальный элементный состав продуктов изучали с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 SBU в режиме упруго-отраженных электронов (BSE) совместно с энергодисперсионным спектрометром (EDX). Анализ просилицированного титана ТПП-8 показал, что вся поверхность образца покрыта кристаллическими зёрнами фазы Ti_5Si_3 , а фаза TiO распределена внутри растущих зёрен. Исследование продуктов силицирования титановой проволоки показало, что в ходе силицирования на поверхности титана формируется слой, состоящий из кристаллической фазы Ti_5Si_3 (рис. 2). Выявлено, что в конечных продуктах силицирования присутствует

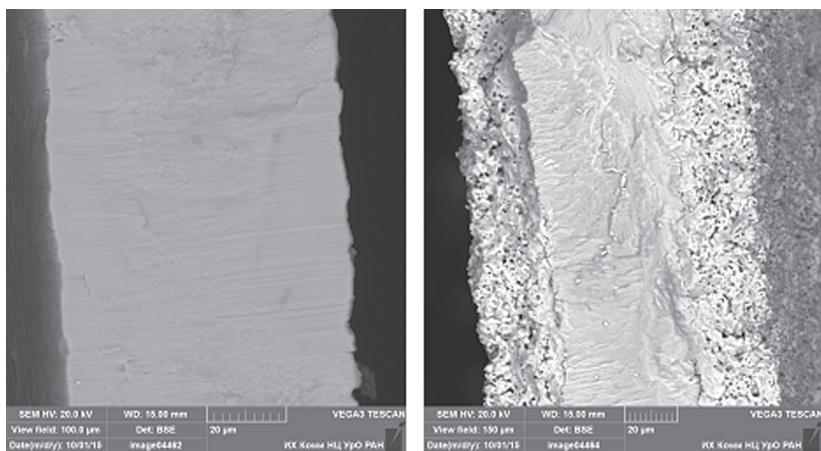


Рис. 2. Микроструктура титановой проволоки до и после силицирования кислородом, который равномерно распределен в фазе б-титана. Это указывает на внедрение атома кислорода в кристаллическую структуру титана с образованием твердого раствора $\alpha\text{Ti(O)}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы УрО РАН (проект 15-6-3-42).

Работа выполнена с использованием оборудования Центра Коллективного Пользования (ЦКП) «Химия» Института химии Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. *Голдин Б. А., Рябков Ю. И., Истомин П. В., Грасс В. Э.* Высокотемпературная восстановительная переработка оксидного минерального сырья (магнетитовые бокситы и лейкоксен). Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 216 с.
2. *Истомина Е. И., Истомин П. В., Надуткин А. В.* // Журн. неорганической химии. 2012. Т. 57. № 8. С. 1134.
3. *Нестеров А. В.* Высоковакуумный нераспыляемый поглотитель. Краткие сообщения ОИЯИ №1[93]. 1999.

ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН (В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА)

Р. Ф. Вафин, Н. Ю. Ильин,
А. П. Федотовская, А. А. Агафонов
ИГНТ КФУ, Казань
varus13@mail.ru

В настоящей работе изучалась возможность выделения геологических границ с использованием хемотратиграфического метода в отложениях нижнего девона на западном склоне Южно-Татарского свода (ЮТС).

Актуальность данной работы обусловлена низкой степенью литолого-петрографической и геохимической изученности отложений нижнего девона северо-восточных территорий Республики Татарстан, в частности западного склона ЮТС.

Основные задачи настоящей работы: 1) выявление литостратиграфического и хемотратиграфического строения разреза нижнего девона, франского яруса; 2) корреляция литостратиграфических и хемотратиграфических зон и границ в разрезе.

Методы исследований:

— теоретические: использование концепций литостратиграфии и хемотратиграфии;

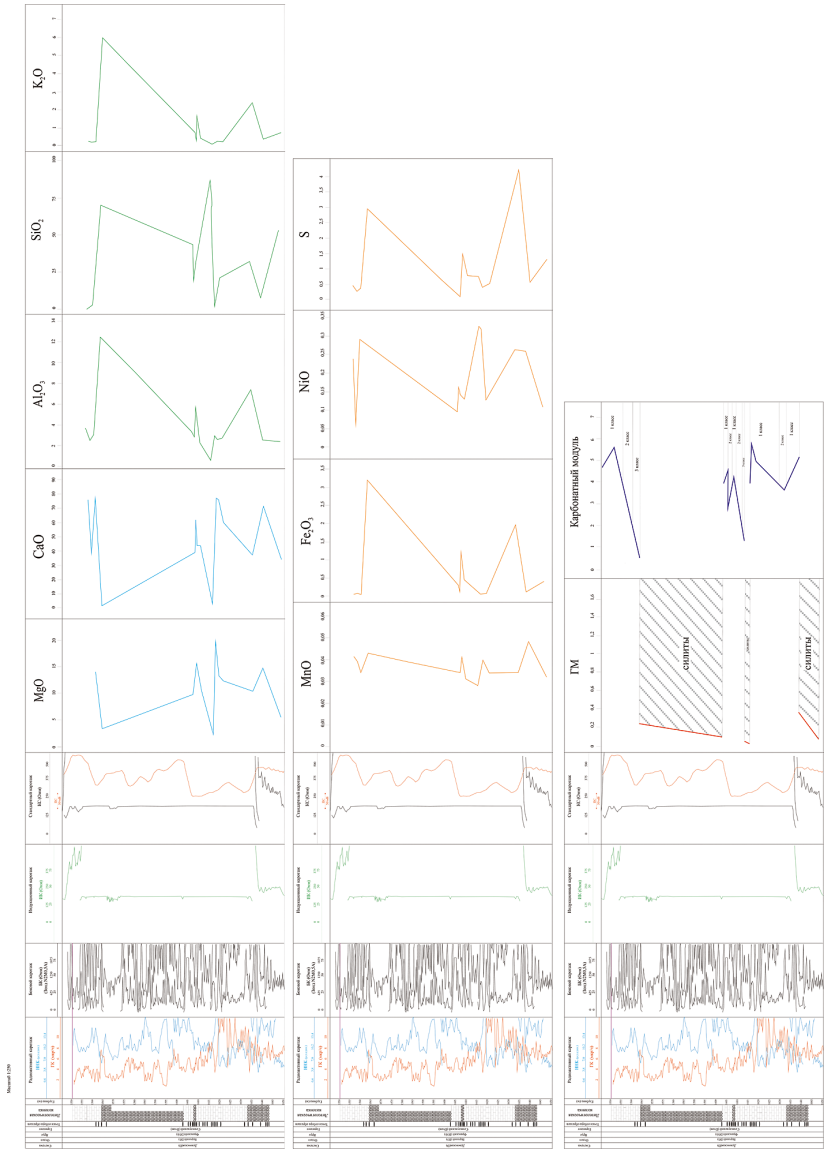
— лабораторные: рентген-флуоресцентный анализ (РФА).

При написании данной работы был сделан литературный обзор по методам стратиграфии [3, 5]; по геологии района исследований [1]; по общей литохимии горных пород [4].

В данной работе исследуется возможность применения хемотратиграфии при расчленении разрезов франского яруса западного склона ЮТС. Для этой цели была выбрана скважина под условным номером 2, так как это — наиболее полный разрез, представленный керном с максимальным его выносом на данной территории. Исходным материалом для исследований послужил: керновый материал, каротажные диаграммы.

Керн отобран из интервала 1550—1566; 1603—1644 м, то есть длина каменного материала составляет 57 м. Перед началом исследований был построен вариант разреза по увязке с каротажной диаграммой (см. рисунок).

Основным лабораторным методом исследований послужил рентген-флуоресцентный анализ (РФА). Им было проанализировано 15 образцов, отобранных по разрезу.



Данные по химическому составу осадочных пород используются для построения кривых и диаграмм распределения тех или иных элементов в горных породах для целей лито- и хемостратиграфии, а также палеогеографии.

По данным измерений были построены вариации содержания химических элементов и их отношений по разрезу. В результате было установлено, что семилукский горизонт имеет разный литохимический состав по разрезу. Это четко выделяется по вариациям литохимических параметров (см. рисунок).

Для классификации пород по их химическому составу была использована литохимическая классификация осадочных пород [4]. Так как в разрезе преобладают карбонатные и терригенные породы, эффективными для классификации оказываются два отношения (модуля): гидролизатный модуль (ГМ), который используется при изучении как обломочных, так и глинистых отложений и позволяет разделять породы, содержащие продукты гидролиза (каолинит, оксиды алюминия, железа, марганца) от пород, в которых преобладает кремнезем. Чем выше величина этих модулей в глинистых породах или песчаниках, тем более сильное выветривание претерпели исходные комплексы в областях размыва и тем выше зрелость осадочных пород; и отношение $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$. По вариациям значений этих двух модулей были установлены характерные хемотипы (см. рисунок):

Силиты. Класс силиты ($\text{ГМ} < 0.30$) обнимает кремневые (аквагенные) и существенно кварцевые (литогенные) породы, но сюда же могут попасть, как ни странно, породы вовсе бескварцевые, но зато бедные глиноземом и железом. Это специфические образования, весьма богатые магнием, — либо пирогенные (пикритовые туфы), либо аквагенные (пальгорскитовые глины). Наличие таких пород вынуждает предусматривать выделение двух подтипов, которые отличаются по магнезиальности: собственно силиты и *псевдосилиты* ($\text{MgO} > 3\%$). В данном случае имеем дело с псевдосилитами.

Карбонатолиты. В этот тип попадают все карбонатные породы и многие «мергели», т. е. породы с содержанием (по классификации Г. И. Теодоровича) 30—70 % нерастворимого остатка. Назначение границы по содержанию CO_2 предполагает 50 %-ное содержание в породе карбонатного вещества. Однако содержание CO_2 в разных карбонатах заметно различается, соответственно разным получается пороговое содержание CO_2 — от 15.3 % для давсонита до 26.1 % для магнетита. Класс 1: кальциевый (известняки); $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}) \gg 3.8$. Класс 2: магниевый-(железо)-кальциевый (доломитовые и/или анкеритовые известняки); $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ от 3.8 до 2. Класс 3: кальциевый-(железо)-магниевый (доломитовые и/или анкеритовые породы); $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ от 2 до 0.8.

В ходе проделанной работы были получены следующие выводы:

1) На территории северо-востока ЮТС произведено выделение геологических границ в разрезе семилукского горизонта на основе вариаций литохимических параметров, полученных методом РФА.

2) Проведена химическая классификация осадочных пород семилукского горизонта классификации Юдовича и Кетрис;

3) Установлено, что стратиграфический горизонт характеризуется характерным комплексом литохимических параметров, что указывает на литохимические вариации как один из хеостратиграфических инструментов расчленения отложений нижнего девона совместно с другими стратиграфическими методами.

Литература

1. Буров Б. В., Есаулова Н. К., Губарева В. С. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС, 2003. 402 с.

2. Словарь по геологии нефти и газа. Ленинград.: Недра, 1988. 679 с.

3. Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. Л.:Недра, 1958.

4. Юдович Я. Э., Кетрис М. А. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 480 с.

5. Berger W. H. and Vincent E. Chemostratigraphy and biostratigraphic correlation: exercises in systematic stratigraphy // Oceanol. Acta. 1981

ФЛОТАЦИОННОЕ ОБОГАЩЕНИЕ ТИТАНОВЫХ РУД ПИЖЕМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

С. В. Вахрушев, А. В. Понарядов
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
sevahx@gmail.com, alex401@rambler.ru

Пижемское ильменит-лейкоксеновое месторождение (Средний Тиман) — одно из крупнейших в мире по запасам титановой руды, которые составляют около 50 % всех титановых запасов России, не считая сопутствующих полезных ископаемых. Его ресурсы более 2.5 миллиардов тонн. Выявление вещественного состава и технологических свойств титановых руд представляется актуальной задачей для последующей разработки эффективных технологий комплексного освоения титанового руд месторождения.

Объект исследования — проба титановой руды Пижемского месторождения, отобранная в обнажении оползневого характера на правом берегу р. Средней (граница второй и третьей пачек малоручейской свиты). В тяжелой фракции встречаются следующие минералы: ильменит и продукты его изменения (псевдуртил, лейкоксен), рутил, анатаз, циркон, эпидот, магнетит, хромшпинелиды, турмалин, пирит, куларит, монацит. С понижением крупности увеличивается содержание титановых минералов, параллельно которому отмечается повышение доли ильменита и понижение доли лейкоксена. По данным полуколичественного рентгенофазового анализа тяжелой фракции (класс крупности $-0.25+0.1$ мм) преобладающей минеральной фазой является псевдуртил (45 %, мас.). По результатам микрозондового анализа в пижемском псевдуртиле количество оксидов железа достигает 17.3, марганца 0.7 и ванадия 1.1 %. Методами оптико-геометрического анализа нами исследованы морфометрические характеристики включений кварца и алюмосиликатных фаз. Установлено, что кварц и алюмосиликатные фазы в измененном ильмените (псевдуртиле) и лейкоксене составляют около 35 % массы; представлены включениями изометричной формы со сложными изрезанными границами размером менее 10 мкм. На них приходится 70—80 % мас. всех включений кварца и алюмосиликатных фаз. Массовая доля кварца и алюмосиликатных фаз в лейкоксене выше, чем в измененном ильмените (28 и 23 %, соответственно).

Проведенные ранее в Институте геологии исследования минерального состава и степени измененности титановых минералов из россыпей, а также физических свойств минералов указывают на перспективность использования физических и комбинированных методов обогащения (гравитационной и магнитной сепарации, флотации) [1].

В Институте геологии проводятся исследования обогатимости титановых руд флотационными методами, используемыми при обогащении труднообогатимых руд, к которым относятся лейкоксеновые руды.

Нами изучены основные факторы, определяющие эффективность флотационного разделения компонентов титановой руды. Установлено, что при использовании природных флотореагентов (талового масла) содержание диоксида титана в пенном продукте достигает 69 %. Показано, что при уменьшении рН среды в диффузном слое двойного диэлектрического слоя поверхности рутила концентрируются гидрофобные жирнокислотные остатки, что приводит к увеличению выхода пенного продукта (с 10 % при рН = 7 до 80 % при рН = 4). При повышении температуры суспензии за счет снижения вязкости водонерастворимых реагентов и повышения их адгезии на поверхности твердых частиц происходит увеличение содержания в пенном продукте диоксида титана. Оптимальные результаты по выходу пенного продукта были получены при использовании частиц размером 40—63 мкм.

Таким образом, обоснованный выбор реагентного режима и степени измельчения руды позволяют добиться повышения эффективности флотообогащения лейкоксеновой руды.

Литература

1. *Котова О. Б., Рубцова С. А., Рябков Ю. И., Понарядов А. В.* Минералогические особенности титановых руд россыпных месторождений. Новые технологии переработки // Вестник Коми НЦ УрО РАН, № 9, 2014. С. 34—37.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ПЫРКОВСКОЙ ТОЛЩИ (ФРАНСКИЙ ЯРУС, ПАЙ-ХОЙСКИЙ КАРБОНАТНЫЙ ПАРАВТОХТОН)

А. И. Герасимова¹, А. В. Журавлев²

¹ НМСУ «Горный», Санкт-Петербург

jiin-94@mail.ru

² ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

micropalaeontology@gmail.com

Пай-Хойский карбонатный паравтохтон характеризуется высокой фациальной изменчивостью палеозойских отложений как в субширотном, так и в субмеридианальном направлении. Франские отложения паравтохтона в его северной части выделены в пырковскую толщу с характерным разрезом на руч. Пырков (N 69,55225° E 60,23967°).

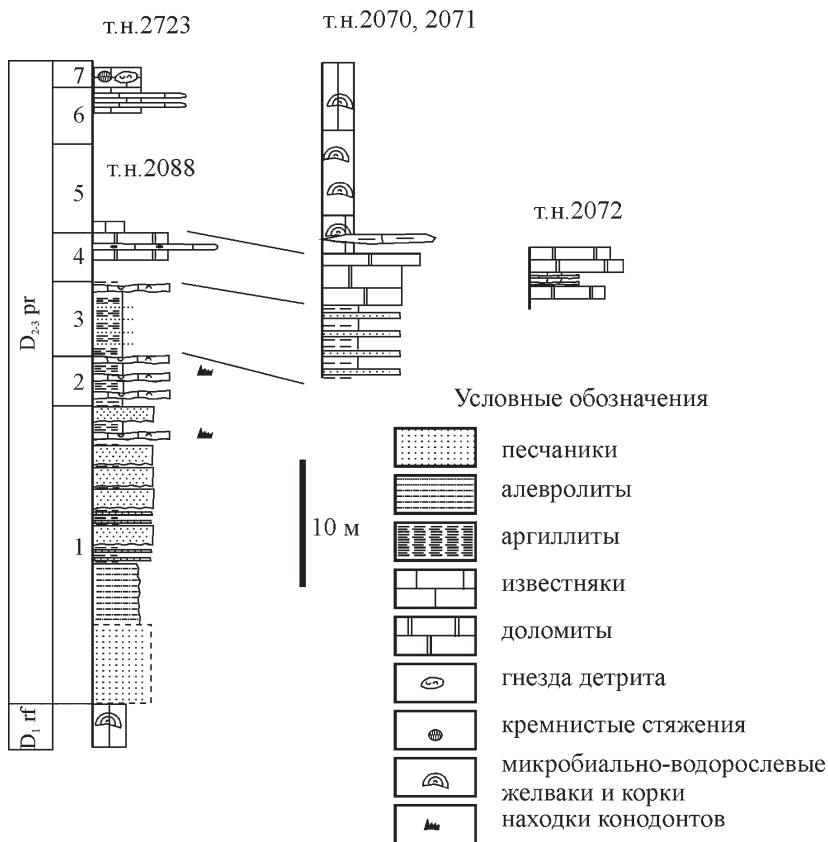


Схема корреляции разрезов пырковской толщи в районе м. Пырков

Изучение характерного разреза толщи показало, что обнажения на руч. Пырков вскрывают смятые в узкие складки с ундулирующими шарнирами отложения. Реконструированная стратиграфическая последовательность включает самую верхнюю часть рифовой толщи и значительную часть пырковской толщи. На известняках органогенных, светло-серых, коричневатых, с водорослевыми желваками, волнистослойчатых, относимых к рифовой толще (D_1 rf) с размывом залегают следующие пачки пырковской толщи:

1. Пачка терригенных отложений, образованная циклитами (2—7 м) от алевролитов глинистых, зеленовато-серых, пологоволнистослойчатых, с намывами рано доясь песчаников тонкозернистых, серых, до песчаников серых, тонкозернистых, с разнонаправленной косой слойчатостью, иногда с линзовидными намывами раковинного детрита. В верхней части пачки — отдельные прослои детритовых известняков. Мощность пачки 18—25 м.

2. Пачка волнисто-линзовидного чередования известняков серых до темно-серых, глинистых, мелкодетритовых, с рассеянным грубым детритом, и аргиллитов известковых, голубовато-серых. Мощно пачки 5 м.

3. Пачка аргиллитов зеленовато-серых, пологоволнистослойчатых, в верхней части с про слоями известняка серого, грубодетритового, с обломками раковин брахиопод. Мощность 6 м.

4. Пачка известняков доломитистых, серых, до темно-серых, тонко-мелкодетритовых, волнистослойчатых, с линзами гравийных известняковых конгломератов (0.2 м). Мощность 2.5 м.

5. Пачка известняков кремнистых, пелитоморфных, серых, субпараллельнослойчатых. Мощность более 0.5 м.

6. Известняки кремнистые, серые до темно-серых, пелит-тонкодетритовые, с рассеянно-линзовидным распределением тонкого и мелкого детрита, пологоволнистослойчатые, с ветвистыми колониями ругоз в близком к прижизненному положению. Мощность более 2 м.

7. Известняки кремнистые, темно-серые, пелит-тонкодетритовые, с гнездовидным распределением тонкого и мелкого детрита, волнисто-комковатые. Кремнистые стяжения линзовидной формы, темно-серого цвета (0.2—0.4 м в поперечнике). Мощность около 1.5 м.

В верхней части пачки 1 обнаружены раннефранские конодонты *Polygnathus* cf. *decorosus* Stauffer, *Mehlina* sp., *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, *Youngquistognathus* cf. *angustidiscus* (Youngquist). В пачке 2 комплекс конодонтов включает *Youngquistognathus praeangustidiscus* Zhur., *Youngquistognathus posterus* (Kuzmin), *Mehlina* sp., *Pelekysgnathus* cf. *elevatus* (Branson et Mehl), *Icriodus* sp., *Belodella devonica* (Stauffer).

С учетом имеющихся данных по фрагментарным выходам верхней части пырковской толщи в районе мыса Пырков и на западе оз. Хаенато, общая мощность толщи может быть оценена в 60—80 м. Нижние

горизонты толщи, представленные зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с пологокосой слойчатостью, залегают с размывом на различных отложениях нижнего и среднего девона. Верхняя часть толщи фациально изменчива — севернее мыса Пырков она представлена детритовыми известняками и доломитами, а также водорослевыми органогенными постройками мощностью более 15 м. Южнее мыса Пырков постройки замещаются детритовыми и литокластическими (пачка 4) известняками и перекрываются кремнистыми пелитоморфными и детритовыми известняками с кремнистыми стяжениями. В кровле толщи предполагается стратиграфический перерыв, отвечающий позднефранской регрессии. Верхний контакт не обнажен. Раннефаменской трансгрессии соответствуют строматопоровые известняки нижней части лымбадьяхинской свиты.

ПЛАГИОКЛАЗЫ ПОРОД И МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ СОБСКОГО КОМПЛЕКСА (БАС. Р. ЛАГОРТА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К. Н. Горбаченко¹, О. В. Удоратина², С. С. Шевчук²

¹ СыктГУ, Сыктывкар

ksunya.gorbachenko@yandex.ru

² ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

udoratina@geo.komisc.ru

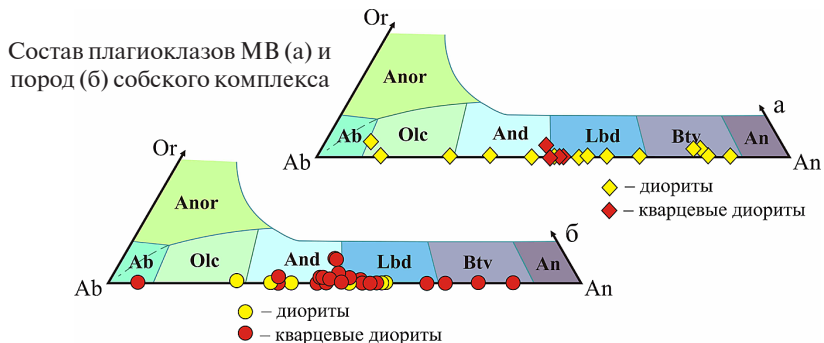
Исследовались особенности петрографического и химического состава плагиоклазов кварцевых диоритов и диоритов собского комплекса (матрикс) и мафических включений (МВ), являющихся неотъемлемой частью этих пород и формирующих их облик [4, 5] для установления сходства или различия меж ними. Особенности плагиоклазов пород и МВ собского комплекса были изучены ранее в южной части Собского массива [3].

Собский (Лагортинско-Кокпельский) батолит образует крупное интрузивное тело протяженностью с юга на север около 200 км, при варьирующей ширине 13—20 км, вытянутое вдоль восточного склона Полярного Урала. Батолит слагают породы трех комплексов (собского, конгорского и янаслорского). Породы собского комплекса насыщенные МВ были опробованы в средней части батолита (бассейн р. Лагорта). С юга опробованная часть батолита ограничена р. Погурей-Соим, с севера р. Пирце-Соим.

Мафические включения типичные для пород собского комплекса более темные и более мелкозернистые. Форма включений самая разнообразная, наиболее типичны округлые, эллипсоидные и угловатые образования. Размеры включений варьируют от 5 до 30 см, но встречаются и до 50 см, а также и первые сантиметры. Контакты с вмещающими породами резкие, четкие. Исследуемые породы как вмещающие (матрикс) так собственно и МВ представлены средними по составу — диоритами и кварцевыми диоритами, отличающиеся, как правило, лишь количеством темноцветных минералов и основностью плагиоклаза [1—2].

Кварцевые диориты и диориты матрикса породы бело-серого, серого цвета, порфировидные, среднезернистые, массивные, (на участках содержащих МВ тацитовые, шпировые). Минеральный состав (об. %): породообразующие минералы: Pl (45—65), Amf (8—20) и Bt (5—20), Q (10—15 у кварцевых диоритов и до 5 у диоритов), Fsp (2—5). Акцессорные минералы — Apt, Ttn, Mntz, Rt, рудные — Mgt, Ti-Mgt, Ccp, вторичные Ep, Chl. CI(цветной индекс)—30. Под микроскопом наблюдается порфировидная и гипидиоморфнозернистая микроструктура сформированная вкрапленниками плагиоклаза и амфибола погруженными в агрегат также плагиоклаза и амфибола.

Плагиоклаз вкрапленников (1—5 мм), призматической и удлиненно-призматической формы. Наблюдаются полисинтетические двойники, присутствует зональный плагиоклаз, большая часть которого замещена сосюритовым агрегатом. Состав плагиоклаза соответствует (An_{45-60}) лабрадору-андезину (см. рисунок, таблица).



Плагиоклаз основной массы (0.02—0.9 мм), также призматической формы характерно зональное погасание, андезин (An_{25-50}). Плагиоклаз вкрапленников и основной массы *матрикса* по составу варьирует от битовнита (An_{72}) до альбита (An_0). Концентрация K_2O в среднем составляет 0.17, примесь FeO — 0.3 мас. %. Некоторые плагиоклазы из матрикса пород Собского массива имеют зональное строение, содержание кальция внутри зерен варьирует, характерна прямая зональность, где понижается уровень концентрации кальция от центра к краям зерен.

МВ. *Кварцевые диориты* и *диориты* породы темно-серого цвета, мелкозернистые, порфириовидные, характеризующиеся наличием в породе вкрапленников плагиоклаза (до 3 мм) и удлиненно-призматических кристаллов амфибола (до 1.3 см), массивные. Граница с матриксом (вмещающими породами диоритами и кварцевыми диоритами собского комплекса) резкая, четкая. Минеральный состав (об., %): Pl (30—60), Amf (10—25), Bt (10—30), Q (2—15), Fsp (ед. зн. до 10), аксессуарный Apt, Zrn, Ttn, Mntz, рудный Mgt, Ti-Mgt, Csp до 10, вторичные Ep, Chl. С1—50. Под микроскопом наблюдается порфириовидная и гипидиоморфнозернистая микроструктура сформированная вкрапленниками плагиоклаза и амфибола погруженными в агрегат также плагиоклаза и амфибола. Плагиоклаз вкрапленников призматической и удлиненно-призматической формы (1—3 мм). Характерны для таблитчатых зерен полисинтетические двойники, для широко таблитчатых зональность, замещается сосюритовым агрегатом. Плагиоклаз *МВ* более основной по составу варьирует от битовнита (An_{77}) до олигоклаза (An_{20}). Состав вкрапленников плагиоклаза (An_{50-75}) — андезин-битовнит. Плагиоклаз основной массы представлен зернами (0.01—0.8 мм), с такими же характеристиками состав плагиоклаза (An_{25-30}) олигоклаз-андезин.

Химический состав (мас. %) и формульные коэффициенты плагиоклазов пород и МВ собского комплекса

Обр.	т.н.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Si	Al	Fe ²⁺	Ca	Na	K	Ab	An	Ort	X(Ca)	X(Na)	X(K)
U706-14	3.3ц	58.49	25.52	0	7.55	6.65	н.о.	2.67	1.37		0.37	0.59		61.45	38.55		0.39	0.61	
	3.4к	54.16	28.63	0.37	11.05	4.91	н.о.	2.47	1.54	0.01	0.54	0.43		44.57	55.43		0.55	0.45	
	4.2ц	53.47	28.69	0.32	11.66	4.74	н.о.	2.45	1.55	0.01	0.57	0.42		42.38	57.62		0.57	0.44	
	4.3к	58.91	24.71	0.27	6.84	7.25	н.о.	2.69	1.33	0.01	0.33	0.64		65.73	34.27		0.34	0.66	
U516-14	2.3	54.72	29.13	н.о.	11.24	4.98	н.о.	2.47	1.55		0.54	0.44		44.49	55.50		0.55	0.45	
	2.4	56.39	28.01	н.о.	10.13	5.83	н.о.	2.53	1.48		0.49	0.51		51.02	48.99		0.49	0.51	
	3.2	51.52	31.2	н.о.	13.81	3.67	н.о.	2.34	1.67		0.67	0.32		32.47	67.56		0.68	0.33	
U936-14	1.4ц	49.82	30.14	н.о.	13.24	3.35	н.о.	2.35	1.68		0.67	0.31		31.41	68.59		0.67	0.31	
	1.5к	54.09	28.32	н.о.	10.77	5.27	н.о.	2.48	1.53		0.53	0.47		46.96	53.04		0.53	0.47	
	1.6ц	44.91	33.96	0.83	17.75	1.33	н.о.	2.09	1.87	0.03	0.89	0.12		11.94	88.06		0.88	0.12	
	1.7ц	60.58	24.13	н.о.	5.87	8.2	н.о.	2.72	1.28		0.28	0.72		71.65	28.35		0.28	0.72	
	1.8к	51.39	29.57	н.о.	12.46	4.28	н.о.	2.38	1.62		0.620	0.39		38.33	61.67		0.62	0.38	
	2.2	46.91	32.95	н.о.	16.33	1.96	н.о.	2.18	1.81		0.82	0.18		17.56	80.85	1.59	0.81	0.18	0.02
	2.5	45.86	33.51	н.о.	17	1.87	н.о.	2.14	1.84		0.85	0.17		16.60	83.40		0.83	0.17	
	2.7	55	27.98	1.11	10.41	5.34	н.о.	2.49	1.49	0.04	0.51	0.47		48.14	51.86		0.52	0.48	
	2.10	48.15	30.86	0.42	16.36	2.17	н.о.	2.25	1.7	0.02	0.82	0.2		19.03	79.29	1.67	0.79	0.19	0.02
	т.3.3	52.91	28.57	н.о.	11.42	4.76	н.о.	2.45	1.56		0.57	0.43		42.99	57.00		0.57	0.43	
т.3.4	57.71	25.06	н.о.	7	6.62	н.о.	2.68	1.37		0.35	0.60		63.12	36.88		0.37	0.63		
т.3.7	63.5	21.76	н.о.	2.67	9.5	н.о.	2.86	1.16		0.13	0.83		86.56	13.44		0.13	0.87		
т.4.7	56.29	26.74	0.48	9.01	5.9	н.о.	2.58	1.44	0.02	0.44	0.52		54.23	45.77		0.46	0.54		
т.5.1	53.6	28.91	н.о.	11.45	4.51	н.о.	2.47	1.57		0.56	0.40		41.62	58.39		0.58	0.42		
т.5.7	64.11	20.79	н.о.	1.91	9.47	н.о.	2.92	1.12		0.09	0.84		0.034	86.82	9.68	3.50	0.10	0.89	0.04
U506-14	т.0.2	54.42	27.9	0.25	9.51	5.49	0.44	2.50	1.51	0.01	0.47	0.49	0.026	49.75	47.63	2.62	0.476	0.50	0.03
	т.0.3	55.34	27.68	н.о.	9.91	5.38	н.о.	2.54	1.50		0.49	0.48		49.56	50.44		0.504	0.50	
	0.4ц	54.68	28.33	0.27	10.52	5	н.о.	2.50	1.53	0.01	0.52	0.44		46.24	53.76		0.54	0.46	
	0.5к	54.52	28.24	н.о.	10.76	5.35	н.о.	2.49	1.52		0.53	0.47		47.36	52.64		0.53	0.47	

Продолжение таблицы

		МВ-кварцевые диориты																
U566-14	2.2	53.88	25.16	н.о.	8.53	5.76	0.29	2.59	1.42	0.44	0.54	0.02	54.01	44.20	1.79	0.44	0.54	0.02
	3.1	51.61	25.41	н.о.	9.47	5.36	0.17	2.52	1.46	0.49	0.51	0.01	50.07	48.89	1.05	0.49	0.50	0.01
	3.2	51.83	25.23	0.26	8.79	5.44	0.16	2.54	1.46	0.01	0.52	0.01	52.29	46.69	1.01	0.47	0.52	0.01
	3.3	51.92	25.57	н.о.	8.9	5.16	0.25	2.55	1.48	0.46	0.49	0.02	50.38	48.02	1.61	0.48	0.50	0.02
3.4	54.96	23.41	0.24	6.48	6.49	0.19	2.68	1.35	0.01	0.34	0.61	0.01	63.65	35.12	1.23	0.35	0.64	0.01
Матрикс-диориты																		
U70a-14	0.1	52.77	28.79	н.о.	11.63	4.53	н.о.	2.44	1.57	0.58	0.41		41.34	58.66		0.59	0.41	
	1.2	54.64	27.35	н.о.	10.1	5.41	н.о.	2.53	1.49	0.5	0.49		49.22	50.78		0.51	0.49	
	2.3	61.44	24.26	н.о.	5.54	8.3	0.13	2.74	1.27	0.26	0.72	0.01	72.51	26.75	0.75	0.27	0.73	0.02
	2.4	54.63	27.45	н.о.	9.96	5.47	н.о.	2.52	1.49	0.49	0.49		49.85	50.16		0.50	0.49	
Матрикс-кварцевые диориты																		
U86-14	0.1ц	49.81	30.8	0.36	14.31	3.18	н.о.	2.31	1.68	0.01	0.71	0.29	28.68	71.32		0.71	0.29	
	0.2к	56.85	28.35	н.о.	10.57	5.67	0.19	2.52	1.48	0.50	0.49	0.01	48.73	50.19	1.07	0.50	0.49	0.01
U87-14	0.1ц	56.65	28.2	н.о.	9.31	5.63	1	2.53	1.48	0.45	0.49	0.06	49.24	45.00	5.76	0.45	0.49	0.06
	0.4	47.06	34.52	н.о.	17.29	1.58	н.о.	2.15	1.86	0.85	0.14		14.19	85.81		0.86	0.14	
U56a-14	0.3	52.09	26.42	н.о.	10.11	4.97	0.18	2.51	1.49	0.52	0.46	0.01	46.56	52.34	1.11	0.52	0.47	0.01
	1.3	53.68	25.38	0.38	8.42	5.78	0.21	2.57	1.43	0.02	0.43	0.54	54.68	44.02	1.31	0.44	0.55	0.01
U51a-14	0.1ц	44.88	30.27	0.23	14.74	2.26	н.о.	2.22	1.77	0.01	0.78	0.22	21.72	78.28		0.78	0.22	
	0.2ц	51.78	25.59	н.о.	9.15	5.14	н.о.	2.55	1.48	0.48	0.49		50.41	49.59		0.49	0.50	
	0.3пр	50.14	26.5	н.о.	10.32	4.44	н.о.	2.48	1.55	0.55	0.43		43.77	56.23		0.56	0.44	
	0.4к	51.4	26.2	н.о.	9.92	4.82	н.о.	2.51	1.51	0.52	0.46		46.79	53.21		0.53	0.47	
1.6	62.41	18.69	н.о.	1.1	9.54	н.о.	2.99	1.06	0.057	0.89		94.01	5.99		0.06	0.94		

Примечание. Исследовались шлифы на эпюксидной основе. Определения выполнены в ИГ Коми НЦ Уро РАН на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с энерго-дисперсионной приставкой X-MAX Oxford instruments. Ц — центральная, к — краевая, пр. — промежуточная зоны в измеренных кристаллах, н.о. — не обнаружено.

Наблюдаются зональные андезины с прямой зональностью, содержание кальция внутри зерен варьирует и уменьшается от центра к краям. Отмечаются единичные зерна с обратной зональностью, где повышается уровень концентрации кальция от центра к краям зерен (это может объясняться увеличением водного давления в интерстиционной жидкости и, как следствие, повышением содержания кальция в составе краевых участков плагиоклаза). Концентрация калия в минералах в среднем составляет 0.4 мас. % K_2O , примесь железа от 0.56 мас. % FeO .

Выводы: Исследованные плагиоклазы кварцевых диоритов и МВ пород собского комплекса петрографически близки. Плагиоклаз формирует порфиоровидный облик породы, первым начинает кристаллизоваться плагиоклаз вкрапленников и в тех и других породах. Наблюдаются призматические, удлинённо-призматические широкотаблитчатые кристаллы, зональные, замещается плагиоклаз сосюритовым агрегатом. Плагиоклаз кварцевых диоритов и диоритов основной массы собского комплекса является более кислым, чем плагиоклаз МВ, но поля составов во много перекрываются. Плагиоклаз *матрикса*: в диоритах варьирует от лабрадора до олигоклаза, в кварцевых диоритах от битовнита до альбита. Плагиоклаз *МВ*: в диоритах представлен исключительно лабрадором, в кварцевых диоритах варьирует от анортита-битовнита до альбита. Зональность, в основном, прямая, имеется единичное значение обратной зональности (в МВ), что свидетельствует об увеличении водного давления в интерстиционной жидкости и повышением содержания кальция в составе краевых участков плагиоклаза.

Литература

1. Горбаченко К. Н., Удоратина О. В. Петрографическая характеристика мафических включений собского комплекса (бас. р. Лагорта, Полярный Урал) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Доклады 18-научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2015. Том XVIII. С. 23—30.
2. Горбаченко К. Н., Удоратина О. В. Минералы мафических включений и пород собского комплекса (бассейн р. Лагорта, Полярный Урал) // VI всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия». Сборник материалов, Черноголовка, ИПХФ РАН, 2015, С. 37—39.
3. Канев Б. И., Куликова К. В., Удоратина О. В. Минералы пород и мафических включений южной части Собского батолита (Полярный Урал) // V Всероссийская школа молодых ученых «Экспериментальная минералогия, петрология и геохимия»: Сборник материалов лекций и тезисов. Черноголовка: ИПХФ РАН. 2014. С. 57—59.
4. Ремизов Д. Н. Островодужная система полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург, 2004. 221 с.
5. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭПИДОТА В АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО ТИМАНА

О. В. Гракова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ovgrakova@geo.komisc.ru

Геологические исследования на алмазы на территории Южного Тимана начали проводиться с 1956 года. Работы проводились М. А. Апенко, П. Р. Линцем, Е. С. Энштейном, В. Г. Смирновым, Н. П. Ходаном, В. Г. Черным, И. П. Черной, А. А. Котовым, А. А. Лютовым, В. С. Юдиным и А. М. Плякиным. В процессе геолого-поисковых работ на Южном Тимане, выполненных Вычегодской ГРЭ в 1988 году, по результатам опробования в отложениях асывовожской свиты были выделены мелкие алмазы. В 1994—2000 гг. сотрудниками ООО «ЮКОМ» (Ухта) в результате поисковых работ были установлены ювелирные кристаллы алмазов в кл. +2 —4 мм в террасовом комплексе одного из притоков р. Ыба на Джежимпарме, в корах выветривания по протерозойским песчаникам джежимской свиты в пределах Выдьявожского поднятия Немской возвышенности. В пределах Джежимпарминской площади, по мнению авторов отчета, прогнозируются ископаемые россыпи алмазов в базальной части асывовожской свиты девона со струйчатым распределением в плане промышленных концентраций кристаллов на безалмазоносном фоне. Швецово И. В. [5] в алмазоносных отложениях асывовожской свиты в составе тяжелой фракции были описаны циркон, рутил, ильменит, лейкоксен, монацит и ксенотим. Также отмечено присутствие мелкого золота и единичных кристаллов алмазов октаэдрической и кубической формы. По данным Э. С. Щербакова в тяжелой фракции песчаников и гравелитов преобладают циркон (10—85 %) и лейкоксен (10—45 %). Кроме них встречаются рутил, анатаз, ильменит, хромит, магнетит, турмалин, гранат, дистен, ставролит, эпидот и другие минералы в количествах от единичных знаков до первых процентов [6].

На Южном Тимане алмазосодержащие отложения локализованы в северо-западной части Джежимпарминской структуры. Они представлены терригенно-карбонатными образованиями асывовожской свиты (D_{2-3as}). Нами была вскрыта нижняя часть асывовожской свиты мощностью 5.5 м на восточной стенке щебеночного карьера Асывож. Свита сложена разнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами кварцевых гравелитов и глин. Песчаники кварцевые светло-серого, дымчатого, розовато-кремового цветов. Встречаются также прослойки

коричневато-рыжего и темно-серого (почти черного) песчаника, что связано с ожелезнением и омарганцеванием пород. Породы асывовожской свиты залегают на песчаниках джежимской свиты верхнего рифея. Джежимская свита вскрывается по бортам щебеночного карьера и представлена отложениями нижней подсвиты с видимой мощностью около 25 м. Она состоит из переслаивающихся песчаников, алевропесчаников и аргиллитов.

Пробы для минералогического анализа были отобраны автором из крупнозернистого песчаника, с включением гравия кварцевого состава. Объектом исследования послужили минералы тяжелой фракции, выделенные методом концентраций (метод искусственных шлихов). Затем полученные фракции изучались под бинокулярным и поляризационным микроскопами. Отдельные минералы изучались при помощи СЭМ и рентгеноспектрального микрозондового метода. Изучение минералов проводилось в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400, оснащенный энергодисперсионной приставкой Link ISIS-300 — аналитик В. Н. Филиппов.

Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, оксидами титана (рутилом, ильменитом, лейкоксеном, анатазом, брукитом, ильменорутилом), минералами редких земель (монацитом, ксенотимом), тантало-ниобатов (танталитом), корундом, турмалином, шпинелью, ставролитом, эпидотом, амфиболом, пироксеном, пиритом, гидрогетитом, глауконитом, лазулитом, флоренситом, хромшпинелидом, касситеритом, сфалеритом, магнетитом, гидроокислами Fe, баритом, кианитом, апатитом, уваровитом, титанитом, самородной медью, золотом, алмазом [2].

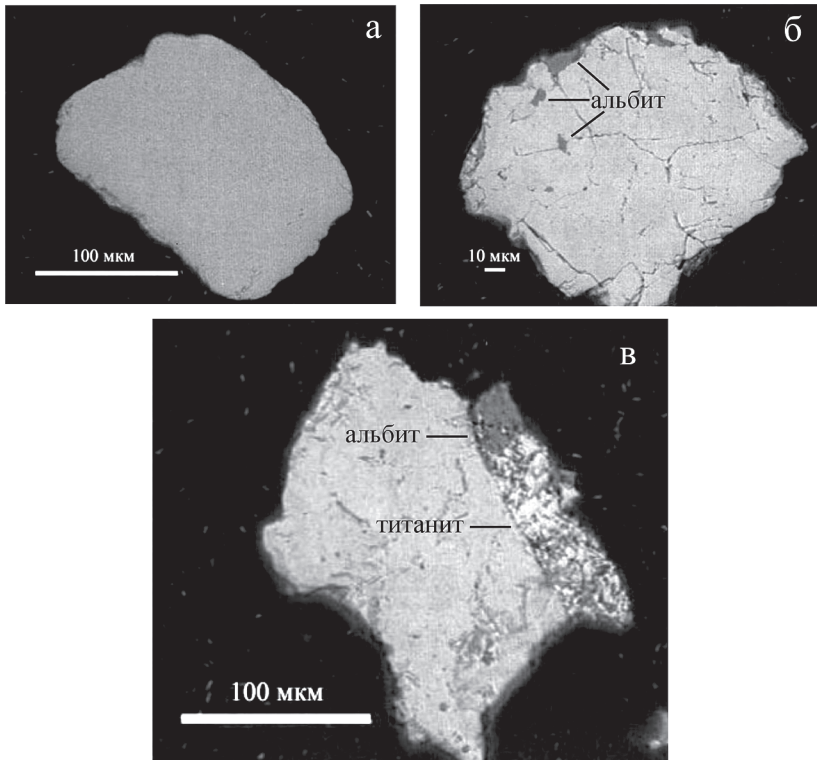
Само присутствие минералов группы эпидота в терригенных алмазосодержащих отложениях асывовожской свиты Южного Тимана типоморфно и может указывать на близость источников сноса, так как эпидот по классификации Бергера по миграционной способности минералов тяжелой фракции является слабоустойчивым минералом [1]. Они обнаруживаются в виде измененных, разрушенных неокатанных непрозрачных бледно-зеленого почти белого цвета и сильноизмененных непрозрачных мутных желто-зеленых и желтоватых (за счет пропитки гидроокислами железа) зерен. Присутствуют сростки эпидота с турмалином, тонкие иголки турмалина в эпидоте. Размеры зерен эпидота до 0.5 мм. В результате микрозондовых исследований, выделяются две разновидности эпидота. Структура зерен первого типа гомогенная, по химическому составу отмечается некоторое уменьшение содержания Fe_2O_3 от центра (табл. 1, номер анализа 1) к краю (табл. 1, номер анализа 2). Такая зональность характерна для клиноцоизита из метаморфических пород [3]. По классификации минералов группы эпидота, предложенной В. И. Силаевым с соавторами [4], эти минералы относятся к ферриклиноцоизиту (преимущественно железистая разновидность клино-

Таблица 1

Химический состав эпидота в породах асывовожской свиты

Номер зерна	Номер анализа	Компоненты, мас. %					
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO
1	1	38.85	18.34	18.65	0.02	0.11	24.03
	2	38.63	18.51	17.65	0.19	0.31	24.71
2	3	39.51	21.11	14.89	0.18	—	24.31
	4	39.41	21.23	14.64	0.44	0.96	23.32
3	5	38.48	17.81	19.02	0.15	0.57	23.97

цоизита). Минералы второго типа (см. рисунок, б) по химическому составу (табл. 1, номер анализа 3, 4) можно отнести к эпидоту [4]. Отмечается включение *альбита* (табл. 2, номера анализов 1, 2). Также присутствуют сростки эпидота (см. рисунок, в; табл. 1, номер анализа 5) с *альбитом* (табл. 2, номер анализа 3) и *титанитом* (табл. 3, номер анализа 3). В составе титанита присутствует Nb. Известно, что Nb-содержащий титанит присутствует в щелочных сиенитовых, а щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексах [3].



Морфология зерен эпидота из пород асывовожской свиты

Таблица 2

Химический состав включения альбита в эпидоте

Номер зерна	Номер анализа	Компоненты, мас.%					
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO
1	1	71.92	15.24	11.86	0.42	—	0.56
	2	72.88	15.24	11.24	0.3	—	0.34
3	3	72.23	15.19	11.75	0.09	0.46	0.28

Таблица 3

Химический состав титанита в сростке с эпидотом и альбитом

Номер зерна	Номер анализа	Компоненты, мас.%								
		TiO ₂	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	Nb ₂ O ₅	V ₂ O ₅
3	1	37.88	31.34	27.77	1.33	0.79	0.09	0.21	0.11	0.48

Проведенные исследования минералов группы эпидотов позволяют сделать вывод о том, что одна часть минералов из алмазосодержащих терригенных отложений асывожской свиты относится к ферриклиноцоизиту, где отмечается зональность в содержании Fe₂O₃, характерная для клиноцоизита из метаморфических пород. Другая часть минералов группы эпидота — эпидот, в сростках с титанитом, скорее всего мог принадлежать щелочно-ультраосновным породам и карбонатитам. Отсюда можно сделать вывод о том, что обломочный материал, а вместе с ним и алмазы могли поступать из разных источников.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

Литература

1. Бергер М. Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
2. Гракова О. В. Видовой состав, химические и типоморфные особенности акцессорных минералов девонских алмазосодержащих отложений Южного и Среднего Тимана // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2014. № 3 С. 3—8.
3. Осовецкий Б. М. Типохимизм шлиховых минералов: Справочник // Пермь: Изд-во Перм. Ун-та, 2001. 244 с.
4. Силаев В. И., Голубева И. И., Филиппов В. Н. Номенклатура минералов группы эпидота на примере полярноуральского манганиклиноцоизита // Минерал. журн., 2009. 31, № 1. С. 25—38.
5. Швецова И. В. Особенности минерального состава грубообломочных алмазосодержащих отложений асывожской свиты Джеджимпармы (Южный Тиман) // Геологические и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар: Геопринт, 1993. С. 35—37.
6. Щербakov Э. С., Плякин А. М., Битков П. П. Условия образования среднедевонских алмазосодержащих отложений Тимана // Алмазы и алмазосодержащие Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар, Геопринт, 2001. С. 39—40.

РАЗРЕЗ ФАМЕНА-ТУРНЕ НА Р. ИЗЪЯЕЛЬ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА)

Д. А. Груздев, А. Н. Плотыцын, Д. А. Бушнев
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

dagruzdev@geo.komisc.ru

В геологическом строении района р. Изъяель принимают участие комплексы пород от нижнего силура до нижней перми, характеризующиеся широким фациальным спектром. Среди работ посвященных данному району вопрос о взаимоотношении девонско-каменноугольных отложений рассмотрен, на настоящий момент, поверхностно, а граница между системами не имеет достоверного палеонтологического обоснования.

В результате полевых исследований 2015 г. авторами опробованы фаменско-турнейские отложения, составлены сводная колонка и гео-

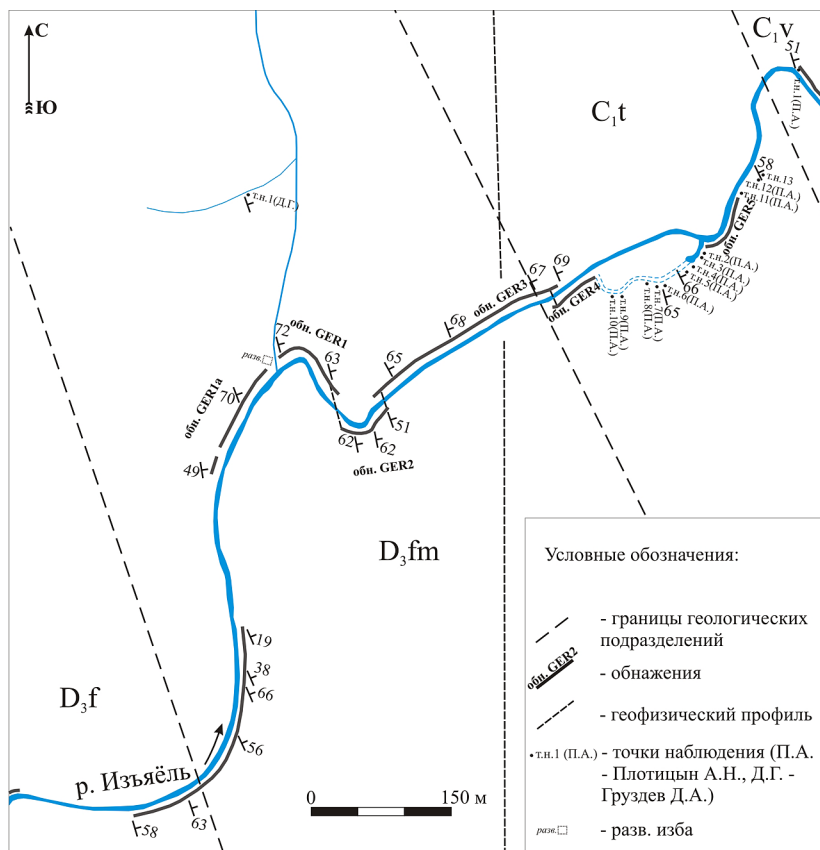


Рис. 1. Геологическая схема среднего течения р. Изъяель



Рис. 2. Предполагаемая граница D/C



Рис. 3. Канал, заполненный грубо-обломочным материалом

логическая карта-схема среднего течения р. Изъель. При полевом описании установлен предполагаемый пограничный интервал между девонской и каменноугольной системами.

Характерной особенностью разреза р. Изъель является повышенная мощность (более 400 м) фаменских отложений. Нижняя часть фамена представлена мергелями и аргиллитами известковистыми, с прослоями известняков глинистых детритовых. Верхи сложены также конденсированными депрессионными осадками. Однако, среди известняков тёмно-серых, глинистых сланцев и их известковистых разностей появляются прослой и стяжения кремней. Кроме того, отмечается присутствие ряда уровней грубообломочных пород (брекчии, конглобрекчии, гравелито-песчаники), что в совокупности с развитием подвздошно-оползневой складчатости(?), указывает на склоновую природу формирования данных отложений внутри Кожимской палеовпадины. Прослой конглобрекчий различной мощности, от десятков сантиметров (обн. GER1) до первых десятков метров (обн. GER3). Размер обломков в подошвенной части достигает 15—20 см, в кровле уменьшается до 1—2 см и менее. По литологическим особенностям и фауне конодонтов определенной в полевых условиях путем декантации сильно выветрелых известняковых разностей, выявлены предполагаемые интервалы средне-вернефаменских событий *annulata* и *dasberg*.

Турнейская часть разреза на руч. Изъель представлена в основании слоем массивного известнякового песчаника, с обилием детрита и цельнораковинными остатками брахиопод, криноидей, и гониатид. Выше залегают детритовые глинистые известняки, часто окремненные, с прослоями кремней и известковистых аргиллитов. Здесь также отмечены два мощных прослоя с конглобрекчиями и гравелитовыми разностями с эрозионными врезами до 40—50 см в нижележащие отложения. Венчает непрерывный разрез нижнетурнейских отложений пачка аргиллитов черных темно-серых, с редкими линзами известняков. Предположительно верхи турне обнажаются фрагментарно в правом борту ручья, и, судя по серии закопущек (т. н. 2 — т. н. 13) и коренным выходам (обн. GER5) ниже по течению, представлены мощной толщей кремней (более 150 метров по мощности). Общая мощность турнейского яруса в этом разрезе порядка 300 метров.

Предполагаемый пограничный интервал между девонской и каменноугольной системами (рис. 2), аналогично опорному разрезу р. Кожим, характеризуется комплексом признаков, включающим определённую последовательность смены пород, отражающую регрессивно-трансгрессивный характер границы, а также присутствие слоев с обильными остатками амmonoидей и брахиопод, как отражение Хангенбергского глобального геологического события.

Содержание органического углерода в сланцах фаменского возраста, согласно результатам анализов, составляет 1.71—3.94 %. Эти зна-

чения превышают кларковые для глини и лишь немногим ниже средних значений, характерных для отложений среднефранского доманика Ухтинского района. Органическое вещество исследуемой толщи практически не битуминозно, вследствие высокой степени катагенеза. Значительный катагенез органического вещества позволяет предполагать, что изначальные значения $C_{\text{орг}}$ пород вероятно превышали 10—15 %, а снижение $C_{\text{орг}}$ наблюдаемое ныне обусловлено реализацией нефтематеринского потенциала пород.

Работа поддержана программой УрО РАН «Фундаментальные закономерности геологического развития Урала и прилегающих территорий». Проект № 15-18-5-37.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕОРДОВИКско-СИЛУРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НЕМУ ТЕРРИТОРИЙ

И. И. Даньщикова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

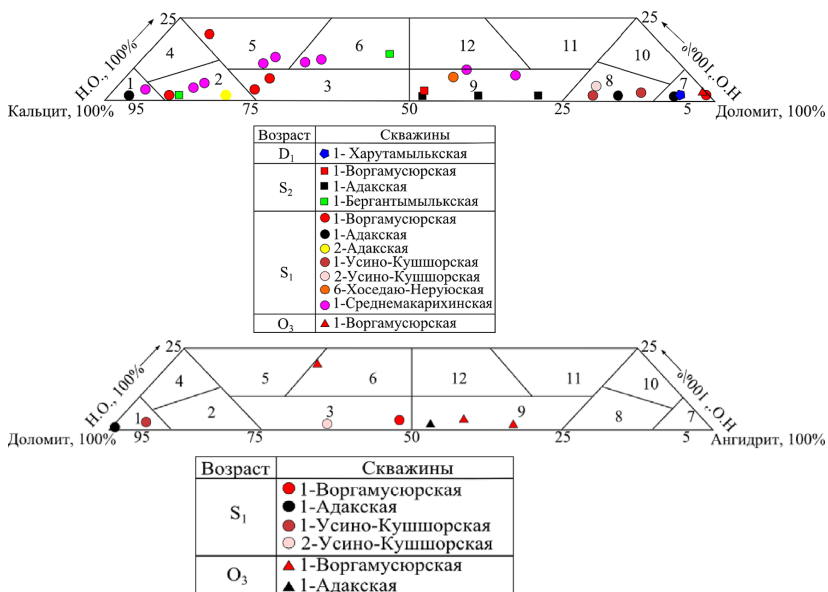
iidanshikova@geo.komisc.ru

В данной работе приведены сведения о геохимических особенностях карбонатных пород гряды Чернышева и прилегающих к ней территорий. Было проанализировано около 150 образцов по следующим площадям: Хоседаю-Неруюская, Усино-Кушшорская, Адакская, Воргамусюрская, Бергантымыльская, Кочмеская, Среднемакарихинская, Салюкинская.

Аналитические исследования проводились в ЦКП УрО РАН Геонауке и включали в себя следующие виды: химический анализ солянокислотной вытяжки карбонатных пород [аналитики Нефедова Р. И., Косарева Т. Д.] и спектральный эмиссионный, в том числе и количественное определение содержаний Sr и Ba [аналитики Антонова Л. А., Якимова Т. В.]. Погрешность эмиссионного спектрального метода составляет: для Ba 30 %, для Sr — 15 %.

Результаты химического анализа на основании петрографического исследования пород были пересчитаны на нормативные карбонатные и сульфатные минералы: кальцит, доломит и ангидрит. При этом содержание нерастворимого остатка (Н. О.) было принято за содержание глинисто-алевритистой примеси. По результатам пересчетов построены треугольные диаграммы для карбонатных и карбонатно-сульфатных пород (см. рисунок).

На диаграммах видно, что изучаемые нами породы представляют собой трехкомпонентные глинисто-кальцит-доломитовые и глинисто-доломит-ангидритовые смеси. Анализ распределения доломитового, известнякового, ангидритового и глинистого составов в верхнеордовикско-силурийских отложениях, показал, что в разрезе преобладают доломиты (53.8 %). Значительно уступают по встречаемости известняки (23.1 %), глины (15.4 %) и ангидриты (7.7 %). При этом обнаруживается, что на Тальбейском блоке (Адакская и Воргамусюрская площади) для гердьюского горизонта верхнего силура характерно переслаивание известняков доломитовых и доломитов известковых. Для седьельского и филипельского горизонтов нижнего силура с глубиной, в основном, наблюдается уменьшение роли доломитов. Одновременно увеличивается роль вторичных доломитов, и полисинтетических двойников кальцита. В доломитах джагалского горизонта микроскопически часто наблюдаются мелкие прозрачные кристаллы ангидрита и гипса. Толща



Классификационная схема карбонатных (А) и карбонатно-сульфатных (Б) пород по результатам расчета их нормативно-минерального состава (составлено по: Кузнецов, 2007, с. 340): А — 1—6 — известняки: 1 — известняк, 2 — доломитистый, 3 — доломитовый, 4 — глинистый, 5 — глинистый доломитистый, 6 — глинистый доломитовый; 7—12 — доломиты: 7 — доломит, 8 — известковистый, 9 — известковый, 10 — глинистый, 11 — глинистый известковистый, 12 — глинистый известковый; Б — 1—6 — доломиты: 1 — доломит, 2 — ангидритистый, 3 — ангидритовый, 4 — глинистый, 5 — глинистый ангидритистый, 6 — глинистый ангидритовый; 7—12 — ангидриты: 7 — ангидрит, 8 — доломитистый, 9 — доломитовый, 10 — глинистый, 11 — глинистый доломитистый, 12 — глинистый доломитовый

сальюкинского горизонта в основной части сложена вторичными доломитами и переслаиванием вторичных доломитов, ангидритов и гипсов в основании. Похожая картина наблюдается для разновозрастных толщ разрезов Хоседаюского вала на Хоседаю-Неруюской и Усино-Кушшорской площадях. Однако, для Усино-Кушшорской площади характерно повышенное содержание глинистой примеси. В Хорейверской впадине (Среднемакарихинская площадь) в джагалском горизонте отмечается переслаивание глинисто-доломитовых и доломитистых известняков. Такой же состав имеют толщи пржидольского горизонта в Косью-Роговской впадине (Бергантымыльская площадь).

Дополнительно, в породах изучалось содержание стронция и бария. Результаты сравнивались с субкларками А. А. Беуса [1]. Согласно полученным данным, среднее содержание Sr в верхнеордовикско-силурий-

Содержание Sr и Ba в палеозойских карбонатных отложениях, г/т

Территория	Район	Площадь	Среднее значение по всему разрезу (D ₁ -O ₃)		Среднее значение по D ₁		Среднее значение по S ₂		Среднее значение по S ₁		Среднее значение по O ₃	
			Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr	Ba	Sr
Гряды Чернышева	Хоседаюский вал	Заостренская площадь	21-510* 52** (9)	68-510 305 (9)	□	□	32-120 66 (5)	200-500 336 (5)	21-53 34 (4)	68-510 267 (4)	□	□
		Усино-Кушшорская площадь	37-270 98 (12)	84-1600 470 (12)	□	□	41-180 103 (5)	120-380 196 (5)	37-270 94 (7)	84-1600 665 (7)	□	□
		Хоседаю-Неруюская площадь	15-360 86 (15)	130-2700 857 (15)	□	□	15-360 192 (3)	220-310 60 (3)	15-170 247 (12)	130-2700 1009 (12)	□	□
		Вортамусюрская площадь	15-520 76 (41)	12-2300 386 (41)	□	□	27-520 226 (9)	110-420 261 (9)	15-91 29 (27)	15-1200 282 (27)	15-160 60 (5)	28-2300 1178 (5)
Косью-Ротовская впадина	Тальбейский блок	Адакская площадь	до 15 15 (5)	190-2400 674 (5)	□	□	до 15 15 (3)	190-340 247 (3)	до 15 15 (1)	до 230 230 (1)	до 15 15 (1)	до 2400 2400 (1)
		Берганты-мылькская площадь	35-380 134 (19)	95-530 247 (19)	95-230 126 (9)	41-380 146 (10)	35-350 121 (9)	120-530 356 (10)	□	□	□	□
Хорейверская впадина	Кочмесская ступень	Кочмесская площадь	41-370 126 (7)	73-560 289 (7)	□	□	41-370 149 (5)	73-560 261 (5)	65-72 69 (2)	320-400 360 (2)	□	□
		Салюкинская площадь	26-360 99 (12)	240-2000 783 (12)	□	□	44-140 73 (4)	350-480 413 (4)	26-54 39 (5)	130-2000 1366 (5)	25-360 232(3)	240-340 303 (3)
	Макариха-Салюкинская антиклинальная зона	Средне-макарихинская площадь	15-93 30 (24)	120-420 211 (24)	□	□	□	□	15-93 30 (24)	120-420 211 (24)	□	□

Примечание. *разброс значений, **среднее значение. В скобках указано количество проанализированных образцов. Про- черк — не определялось.

ских отложениях на гряде Чернышева колеблется в пределах 305—857 г/т, в Хорейверской впадине ~ 211—783 г/т, в Косью-Роговской впадине ~ 247—289 г/т (см. таблицу). При этом обнаруживается, что в ордовикских отложениях Тальбейского блока, для отдельных образцов сульфатно-доломитовых пород, отмечаются аномалии стронция, достигающие 2400 г/т. Аномальное содержание Sr в верхнем ордовике связано с эвапоритовыми отложениями, которые способствовали проявлению рассольного катагенеза [3]. Похожая картина наблюдается в джагалском горизонте (S_1dz) нижнего силура: на Хоседаю-Неруюской площади (Sr до 2700 г/т), и на Усино-Кушшорской (до 1700 г/т) и Салюкинской (до 2000 г/т) площадях. При этом в единичных пробах также отмечаются аномалии бария (до 170 г/т). Аномалии отмечаются в доломитах, в которых по трещинам наблюдаются выделения сульфатов.

Среднемакарихинская площадь характеризуется понижением значения Sr, и повышением Ba, причем содержание последнего понижается с глубиной. В Косью-Роговской впадине изменчивые содержания Sr, в отдельных образцах встречаются понижения значения (73 г/т), причем с увеличением глубины происходит и понижение стронция. Это может быть связано с выносом Sr из вторичных карбонатов из-за перекристаллизации, которая происходила за счет воздействия низкотемпературных гидротермальных флюидов, обогащенных Ba, поступающих по разломам.

По результатам спектрального полуколичественного анализа и сопоставления их с субкларками, для верхнеордовикско-силурийских пород отмечается накопление таких элементов, как Pb, Cu, Mn редко Ti. Это так же характеризует проявление гидротермальных эпигенетических процессов, связанных с активизацией тектоники.

Таким образом, можно сделать вывод, что наиболее преобразованными породами являются отложения, расположенные на Тальбейском блоке, о чем свидетельствует и петрографическое описание шлифов. По данным спектрального анализа для верхнеордовикско-силурийских отложений характерно высокое содержание Ba и низкие — Sr. Исключение составляют эвапоритовые отложения верхнего ордовика, где наблюдаются аномалии Sr, которые отмечаются в выщелаченных, трещиноватых породах, свидетельствующих о тектонически ослабленных зонах.

Литература

1. *Беус А. А., Григорян С. В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
2. *Кузнецов В. Г.* Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. Пособие для вузов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. 511 с.
3. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

ПИРОЛИЗ КЕРОГЕНА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ СКВАЖИНЫ 1-ИЖМА

А. А. Деревесникова¹, С. Ю. Малышева^{1,2},
Н. С. Бурдельная², Д. А. Бушнев²

¹СыктГУ, Сыктывкар

²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Кероген — нерастворимая часть органического вещества осадочных пород. Для изучения его сложной структуры применяются деструктивные методы анализа, среди которых наиболее оптимальным является пиролиз [1, 2]. Существует несколько видов пиролиза. Для нашего исследования мы выбрали пиролиз в режиме *off-line*. Суть его состоит в том, что в инертной атмосфере аргона при повышении температуры происходит термическое разложение керогена на низкомолекулярные продукты, анализ строения которых поможет определить состав исходного геополимера. Температура является важнейшим фактором, контролирующим преобразование органического вещества, поэтому нужно с осторожностью подбирать рабочую температуру, в нашем случае была выбрана температура (400—417 °С). Скважиной 1-Ижма вскрыты отложения доманикового возраста, характеризующиеся высоким нефтематеринским потенциалом, кероген которых и стал объектом нашей работы.

Выполнение пиролиза было проведено в соответствии с методикой [1], и предварительным синтезом стандарта (3-Ме-6,6'-дидейтериотрикозана). Продукты пиролиза, выносимые из реактора потоком аргона поглощались хлороформом при 0 °С. Для подготовки к хромато-масс-спектральному анализу было проведено фракционирование пиролизата с получением алифатической (Р3) и ароматической (Р4) фракций. В процессе пиролиза происходит разрушение связей между отдельными фрагментами керогена и возникновением новых связей в результате реакций между ними. При выбранном нами жестком температурном режиме совместно с разрушением гетероуглеродных связей наступает интенсивная деструкция связей С-С.

При анализе продуктов пиролиза керогена доманиковых фаций D₃dm верхнедевонского возраста в их *алифатических фракциях (Р3)* наблюдаются пики *n*-алкенов—1/*n*-алканов (рис. 1) — насыщенных и непредельных углеводородов, содержание углеводородов стеранового и гопанового рядов незначительно, на уровне шумов. Деструкция *n*-алкильных цепей керогена, протекающая при пиролизе по радикально-

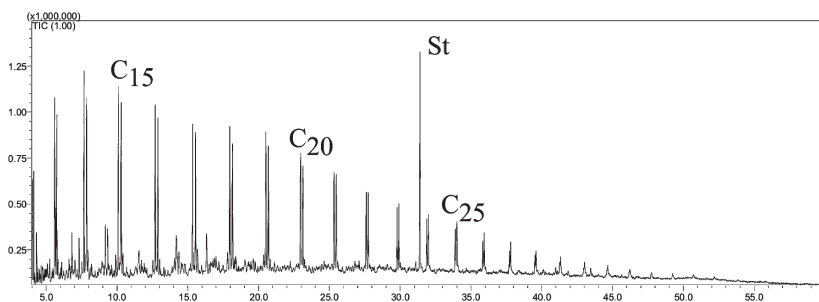


Рис. 1. Масс-хроматограмма по общему ионному току алифатической фракции продуктов пиролиза керогена 1-Ижма-59-2. Пары пиков принадлежат *n*-алкенам—1/*n*-алканам с указанным числом атомов углерода. St — внутренний стандарт

цепному механизму, приводит к образованию *n*-алканов и *n*-алкенов-1 в равных концентрациях [3].

При анализе *ароматических фракций (P4)* продуктов пиролиза, мы рассматривали масс-хроматограммы, построенные по $m/z = 91$ и 92 , 105 и 106 , 133 и 134 , что позволило установить распределение моноароматических производных бензола (рис. 2). Образование *n*-алкилбензолов и *n*-алкилтолуолов связано с циклизацией и последующей ароматизацией алкильных структур, изначально содержавших такие функциональные группы, как гидрокси-, карбокси-, кратные связи.

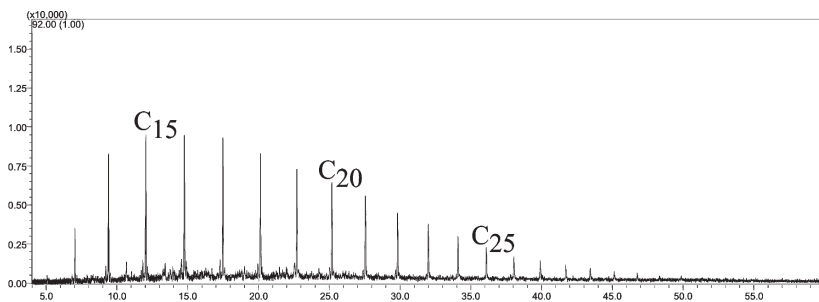


Рис. 2. Масс-хроматограмма по 92 ионуароматической фракции продуктов пиролиза керогена 1-Ижма-59-2. Пики — *n*-алкилбензолы с указанным числом атомов углерода в молекуле

Детальный анализ продуктов пиролиза керогена позволяет реконструировать структурные фрагменты исходного геополимера, что является предпосылкой для уточнения условий реализации им нефтегазоматеринского потенциала на различных стадиях катагенеза.

Работа выполнена при поддержке программа УрО РАН: 15-18-5-42 и 15-11-5-29.

Литература

1. *Бушнев Д. А.* Особенности состава биомаркеров битумоида и продуктов пиролиза керогена отложений верхнего девона Печерского бассейна // Нефтехимия, 2002, № 5. С. 3—18.
2. *Бурдельная Н. С., Бушнев Д. А.* Фрагмент химической структуры ПиП-S типов керогена верхнеюрских и верхнедевонских отложений Восточно-Европейской платформы // Геохимия, 2010, № 5. С. 525—537.
3. *Gelin F., Gatelier J.-P. L. A., Sinnighe Damste J. S., Matzger P., Derenne S., Largeau C., de Leeuw J. W.* Mechanisms of flash pyrolysis of ether isolated from the green microalga *Botryococcus braunii* race A // Journal of Analytical and Applied Pyrolysis, 1993, № 27, P. 155—168.

К ВОПРОСУ АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ АНОДНОЙ МЕДИ НА РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОМ СПЕКТРОМЕТРЕ РЛП-21Т (ЛА)

О. С. Ефименко¹, Е. Н. Диханов², С. А. Ефименко²

¹ НТУ ХПИ, Харьков

² ТОО «Корпорация Казахмыс», Казахстан

serg_yef@mail.ru

Задача экспресс-анализа образцов анодной меди на медеплавильных заводах ТОО «Корпорация Казахмыс» стоит давно. Сейчас полному химическому анализу подлежат только среднесуточные (из четырех смен) пробы. Информация по качеству анодной меди в разрезе смен отсутствует. Этот пробел мог бы устранить экспресс-анализ. В частности, рентгенофлуоресцентный (РФА), который выполняется на энергодисперсионных рентгенофлуоресцентных (EDXRF) спектрометрах. Проблема, однако, в том, что до последнего времени достичь положительных результатов анализа анодной меди методом РФА не удавалось. Причина: необходимость определения низких содержаний элементов-примесей (в том числе, золота) на фоне очень «тяжелой» медной матрицы.

Нами проведены исследования, показавшие, что решение задачи экспресс-анализа проб анодной меди методом РФА имеет практическую перспективу. Исследования выполнены на EDXRF спектрометре для локального анализа РЛП-21Т (ЛА). Его выпускает ТОО «Аспап Гео» (г. Алма-Ата, Казахстан).

Спектрометр РЛП-21Т (ЛА) обеспечивает количественный анализ в диапазоне элементов от Al до U при концентрациях от $n \cdot 0.001$ до 100 % для средней области элементов и от 0.1 % для легких элементов. Ни вакуумного насоса, ни инертного газа для РФА на РЛП-21Т (ЛА) не требуется.

Система возбуждения предусматривает проведение локального анализа с площадью засветки образца от 1 мм². Юстировка анализируемого образца производится с помощью видеокамеры. Камера образцов позволяет анализировать крупногабаритные изделия (диаметром не более 170 мм и высотой не более 120 мм).

РЛП-21Т (ЛА) оснащен: рентгеновской трубкой с торцевым выходом излучения (50 Вт), что при оптимальных геометрических условиях измерений обеспечивает высокую светосилу и возможность определения элементов от Al до U в воздушной атмосфере; SDD детектором с энергетическим разрешением (135 эВ); цифровым сигнальным процессором, обеспечивающим высокую интегральную загрузку, что при хорошем отношении пик/фон, позволяет достичь повышенной контрастности аналитических линий; мощным программным обеспе-

чением, позволяющим с высокой точностью определять функцию отклика детектора, спектральный состав возбуждающего излучения, пики двойных и тройных наложений, обеспечивать восстановление спектра вторичного излучения с использованием нелинейного метода наименьших квадратов и с учетом зависимости относительных интенсивностей характеристических линий от вещественного состава, что способствует достижению точного нахождения истинных интенсивностей аналитических линий элементов; а также учитывать матричные эффекты с помощью фундаментальных алгоритмов.

Исследовались два образца анодной меди Балхашского медеплавильного завода ТОО «Kazakhmys Smelting (Казахмыс Смэлтинг)», отобранных в течение одной смены. Экспозиции измерений составила 200 сек. Результаты исследований показали, что данная экспозиция измерений не является оптимальной, в особенности с позиций определения содержаний золота. С учетом списка определяемых мешающих элементов и их концентраций, данная экспозиция представлялась недостаточной, но мы использовали РЛП-21Т (ЛА) одной из организаций Алма-Аты, и были ограничены во времени. Специальной обработки поверхности образцов не проводилось.

Аппаратурный спектр образца анодной меди с фотографией поверхности анализируемого образца и указанием участка поверхности, с которого производится анализ (красный кружок), показан на рис. 1.

Так как элементный состав примесей в образцах был неизвестен, то использовался режим, когда сам спектрометр РЛП-21Т (ЛА) определял содержания элементов, аналитические линии которых обнаружены в аппаратурных спектрах при включенной опции удаления из таблицы «Процентное содержание элементов» элементов по критерию

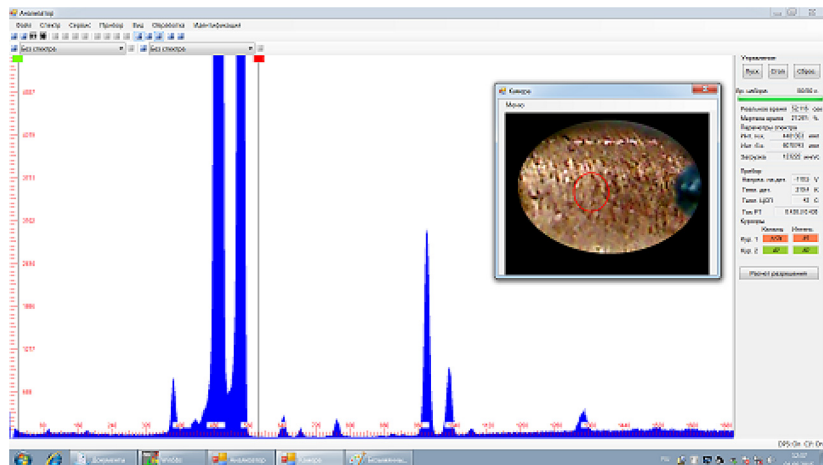


Рис. 1. Аппаратурный спектр образца анодной меди № 1/1

Таблица 1

Данные химического и рентгенофлуоресцентного анализов двух образцов анодной меди (* — медь — это разница между 100 % и суммой примесей)

Элемент	Химический анализ		РФА (образец 1/1)		РФА (образец 1/2)	
	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %
Cu	99.43*	0.14	99.5576*	0.0048	99.526*	0.0066
Ag	0.1039	0.0042	0.1053	0.0012	0.1139	0.0013
Pb	0.17	0.04	0.2071	0.0029	0.2457	0.0031
As	0.019	0.004	0.0419	0.0025	0.0195	0.0026
Sb	0.019	0.004	0.0249	0.002	0.0283	0.002
Se	0.057	0.020	0.0528	0.001	0.04363	0.00095

$C < \Delta_C = 2\sigma$ (σ — абсолютная среднеквадратическая погрешность анализа). Результаты измерений образцов анодной меди приведены в таблице 1 (в таблицу 1 не вошли результаты РРА на индий (103 и 116 ppm, соответственно, анализ на который в ЦХЛ ПО «Балхашцветмет» не делается).

Второй цикл исследований выполнялся на образце анодной меди № 1/1. При обработке спектров опция удаления из таблицы «Процентное содержание элементов» элементов по критерию $C < \Delta_C = 2\sigma$ была отключена. Только никель был назначен принудительно (пик линии $NiK\alpha$ находится в подошве мощного пика $CuK\alpha$, поэтому линия $NiK\alpha$ визуально на спектре не просматривается). Было определено 14 элементов (рис. 2). Содержания по химическому анализу элементов, не

Процентное содержание элементов

СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОБЕ (файл .\образец)

Образец: Сплав Наполнитель Z= 0.00

Элемент	Fe	<0.005±0.002%	Элемент	Ni	0.0112±0.0024%
Элемент	Cu	99.554±0.01%	Элемент	Zn	0.0011±0.007%
Элемент	As	0.0296±0.0025%	Элемент	Se	0.0505±0.001%
Элемент	Ag	0.1052±0.0012%	Элемент	Sn	0.0009±0.0018%
Элемент	Sb	0.0252±0.002%	Элемент	Pb	0.2037±0.0029%
Элемент	Bi	0.0038±0.0016%	Элемент	Au	0.0031±0.0035%
Элемент	In	0.0103±0.0014%	Элемент	Te	0.0012±0.0018%

Суммарное содержание 100.00% Число элементов 14

Дата: 09.09.2015 Время: 14:10:28-14:10:30

Информация: Экспозиция: 200с

Print As Form Print AsText Лист Прим Одород Сплав? Выход

Рис. 2. Результаты повторного анализа образца анодной меди № 1/1 на спектрометре РЛП-21Т (ЛА)

вошедших в таблицу 1: Au — 0.00244 %, Bi — 0.0029 %, Fe — 0.0032 %, Te — 0.0039 %, Sn — < 0.0010 %.

Погрешность определения содержаний золота, теллура и олова оказалась выше, чем критерий 2σ . Это обстоятельство не должно никого смущать: увеличением времени анализа, подбором оптимальных условий возбуждения аналитических линий этих элементов этот «эффект» будет устранен.

О воспроизводимости результатов анализа на спектрометре РЛП-21Т (ЛА) можно судить из таблицы 2: она (за исключением мышьяка) отличная. Расхождения по мышьяку можно объяснить тем, что, возможно, не удалось точно «попасть» в предыдущее «пятно» измерений.

Таблица 2

Воспроизводимость результатов РФА образца анодной меди № 1/1

Элемент	Измерения 02.09.2015г		Измерения 09.09.2015г	
	С, %	$\pm\Delta C$, %	С, %	$\pm\Delta C$, %
Cu	99.5576	0.0048	99.554	0.0100
Ag	0.1053	0.0012	0.1052	0.0012
Pb	0.2071	0.0029	0.2037	0.0029
As	0.0419	0.0025	0.0296	0.0025
Sb	0.0249	0.002	0.0252	0.002
Se	0.0528	0.001	0.0505	0.001

Проведенные исследования показали, что аналитическая задача «экспресс-анализ образцов анодной меди Балхашского медьзавода» имеет хороший потенциал для решения на спектрометре РЛП-21Т (ЛА). Подбором оптимальной комплектации спектрометра и разработкой дополнительных методических решений можно существенно повысить как точность экспресс-анализа, так и расширить список определяемых элементов-примесей на таком очень сложном объекте для РФА, как анодная медь. Примеры аналогичных исследований в специальной литературе отсутствуют.

Спектрометр РЛП-21Т (ЛА) может также найти свою нишу и в решении геологоразведочных задач. В частности, для РФА элементного и вещественного состава рудных проявлений, включая отдельные зерна минералов.

ВЫДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ И ИХ ИЗУЧЕНИЕ МЕТОДОМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ

Г. В. Игнатьев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ignatiev.grigoriy@gmail.com

В настоящее время нефть и природный газ являются основными видами сырья для энергетики и химической промышленности. Вместе с тем постоянный рост энергопотребления на фоне истощения запасов традиционных нефтяных и газовых месторождений, перемещения центров добычи в труднодоступные регионы с высокими инвестиционными затратами требуют добычу новых нетрадиционных видов углеводородного сырья: тяжелых нефтей, природных битумов, бурых углей, горючих сланцев. Ресурсы горючих сланцев Российской Федерации весьма значительны и положительным фактором является то, что большая часть этих месторождений располагается на малых глубинах в легкодоступных районах с развитой инфраструктурой. Залежи горючих сланцев в Тимано-Североуральском регионе сосредоточены в четырех крупных сланценосных районах — Сысольском (Вычегодский бассейн), Яренгском (Мезенский бассейн), Ижемском и Большеземельском (Тимано-Печорский бассейн). В границах Мезенского бассейна выделяется перспективная Чим-Лоптюгская площадь, а в ее пределах — одноименное месторождение с частично разведанными и подготовленными к промышленному освоению запасами горючих сланцев [1]. Горючие сланцы по их свойствам, широкой распространённости и значительным запасам, могут быть использованы в качестве минерального сырья многоцелевого назначения (энергетического, технологического, энерготехнологического). Так же не исключается извлечение из них некоторых редких металлов.

В настоящей работе представлен материал сланценосных отложений Чим-Лоптюгского месторождения Мезенского бассейна. Методами ИК-спектроскопии были изучены пробы горючих сланцев из разреза скважин 355 (пробы: 355-28, 355-29, 355-44, 355-49 и 355-52) и 539 (пробы: 539-26 и 539-33). Изучались исходные пробы, продукты их полукоксования (пиролиза) и нерастворимые в соляной и плавиковой кислоте остатки проб, для разделения и выявления основных фаз.

Для проведения процесса полукоксования был использован стандартный микрометод определения углеродного остатка. Пиролиз проводили в анализаторе Tanaka Scientific Limited (ACR-M3). Разложение карбонатов проводили путем разложения разбавленной соляной кислотой при нагревании. Разложения силикатов проводили с помощью

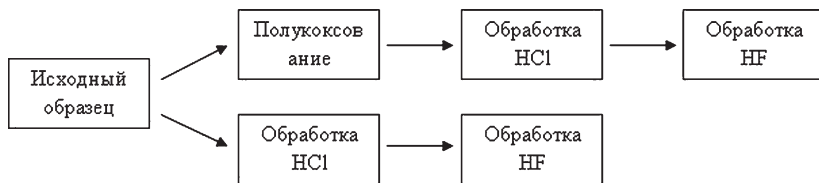


Рис. 1. Общая схема обработки проб

концентрированной серной и плавиковой кислоты при слабом нагревании. Общая схема представлена ниже на рисунке 1.

На рисунке 2 представлена серия ИК-спектров пробы 355—28 и продуктов ее обработки в спектральном интервале поглощения ($400—2000\text{ см}^{-1}$). Аналогичные спектры зарегистрированы и у других проб. ИК-спектры получены М. Ф. Самолюковой на Фурье-спектрометре ИнфраЛюм ФТ-02 в диапазоне $400—4000\text{ см}^{-1}$. Использовались таблетки с навеской пробы 1 и 5 мг в 1 г КВг.

В спектральном интервале $400—4000\text{ см}^{-1}$ у исходных образцов пород наблюдаются интенсивные полосы поглощения в областях $3200—3700$, $1400—1500$, $1000—1200$ и $400—600\text{ см}^{-1}$, узкие линии в области $700—1000\text{ см}^{-1}$ и полосы небольшой интенсивности $1600—1700\text{ см}^{-1}$. Широкие полосы в области $3200—3600$ и $1600—1700\text{ см}^{-1}$ относят к валентным и деформационным колебаниям молекул воды, адсорбированных препаратом. Наличие в пробах органического вещества обус-

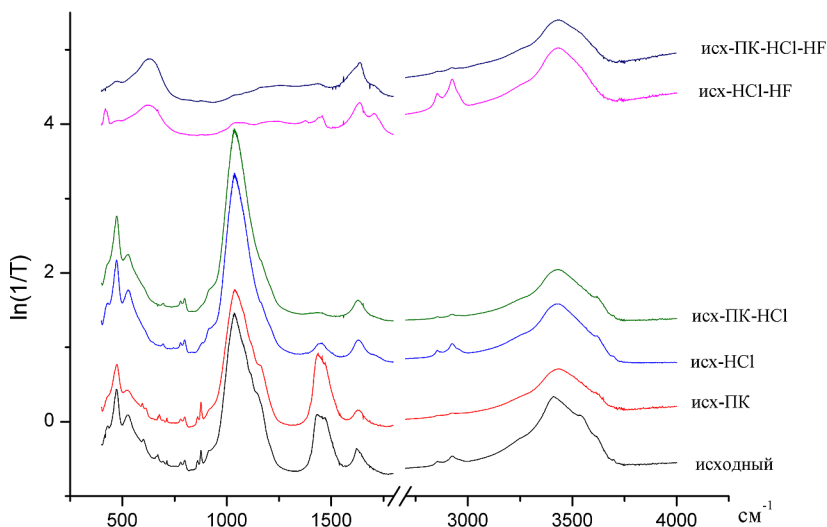


Рис. 2. Спектры ИК-поглощения пробы 355-28 в исходном состоянии (исх), после процесса коксования (исх-пк) и их обработкой соляной кислотой (исх-HCl, исх-пк-HCl) и плавиковой кислотой (исх-HCl-HF, исх-пк-HCl-HF)

Интегральные интенсивности полос поглощения минеральной и органической фазы в ИК-спектрах

проба	355-52				
	исх	исх-ПК	исх-НСI	исх-НСI-НF	исх-ПК-НСI
каолинит	0.48	0.29	0.22	-	0.71
кальцит	2.95	3.03	0.21	-	-
арагонит	0.55	0.42	-	-	-
кварц	0.90	0.83	0.87	-	1.28
гипс	-	0.05	-	-	-
органика	4.1	0.34	7.29	18.68	0.24

проба	539-26				
	исх	исх-ПК	исх-НСI	исх-НСI-НF	исх-ПК-НСI
каолинит	0.46	0.33	0.61	-	0.70
кальцит	0.93	1.47	0.15	-	0.15
арагонит	0.64	0.76	-	-	-
кварц	0.98	1.31	0.97	-	1.63
гипс	0.11	0.04	-	-	-
органика	2.95	0.39	4.21	16.18	0.33

проба	539-33				
	исх	исх-ПК	исх-НСI	исх-НСI-НF	исх-ПК-НСI
каолинит	0.59	0.29	0.46	-	0.51
кальцит	2.30	3.07	0.14	-	0.11
арагонит	0.39	0.48	-	-	-
кварц	0.88	0.81	1.19	-	1.28
гипс	-	0.07	-	-	-
органика	5.45	0.36	7.78	18.34	0.38

проба	355-28				
	исх	исх-ПК	исх-НСI	исх-НСI-НF	исх-ПК-НСI
каолинит	1.22	0.50	0.80	-	0.73
кальцит	0.83	0.91	0.41	-	-
арагонит	0.43	0.40	-	-	-
кварц	1.14	1.12	1.41	-	1.57
гипс	0.33	0.07	-	-	-
органика	2.93	0.22	4.42	12.82	0.28

проба	355-29				
	исх	исх-ПК	исх-НСI	исх-НСI-НF	исх-ПК-НСI
каолинит	0.64	0.69	0.89	-	0.87
кальцит	1.18	1.45	0.29	-	-
арагонит	0.50	0.44	-	-	-
кварц	1.18	1.24	1.28	-	1.67
гипс	-	0.04	0.05	-	-
органика	4	0.19	4.31	13.62	0.21

проба	355-44				
	исх	исх-ПК	исх-НСI	исх-НСI-НF	исх-ПК-НСI
каолинит	0.54	0.39	0.73	-	0.65
кальцит	1.76	1.70	0.24	-	-
арагонит	0.93	0.83	-	-	-
кварц	0.95	1.20	1.17	-	1.66
гипс	-	0.03	-	-	-
органика	3.77	0.26	4.23	14.64	0.16

проба	355-49				
	исх	исх-ПК	исх-НСI	исх-НСI-НF	исх-ПК-НСI
каолинит	0.47	0.29	0.81	-	1.11
кальцит	3.61	3.62	0.26	-	0.40
арагонит	0.75	0.67	-	-	-
кварц	0.72	0.60	1.70	-	1.88
гипс	-	0.08	-	-	-
органика	1.42	0.39	0.49	1.38	0.25

лавливает присутствие в ИК-спектрах сложной полосы валентных колебаний алифатических $-\text{CH}_2$ и $-\text{CH}_3$ групп в области $2800-3000 \text{ см}^{-1}$. Интенсивные полосы в диапазонах $1000-1200$ и $400-600 \text{ см}^{-1}$ и узкие пики $912, 798, 779 \text{ см}^{-1}$ относятся к колебаниям $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ и $\text{Al}-\text{O}-\text{Si}$ кремнекислородной подрешетки силикатов. Полосы ИК-поглощения относятся к каолиниту (из них проявлены $1014, 911, 538, 470$ и 434 см^{-1}) и кварцу ($1165, 1088, 798, 780, 695, 514$ и 465 см^{-1}). Интенсивная полоса $1400-1500 \text{ см}^{-1}$, а также узкие пики $876, 860, 712 \text{ см}^{-1}$ связаны с CO_3 -колебаниями решетки кальцита. Полосы относятся к кальциту (из них проявлены $1398, 876$ и 712 см^{-1}) и арагониту ($1479, 860$ и 712 см^{-1}). В спектрах всех образцов присутствует также линия пирита 428 см^{-1} . В некоторых образцах выявлена линия гипса (670 см^{-1}).

Процесс полукоксования не влечет за собой существенных изменений в «минеральной» части спектра ИК-поглощения проб. Интенсивность «органической» части, после такой обработки проб, существенно понижается. Обработка проб разбавленной соляной кислотой приводит к отделению «карбонатной» части пород, без существенных изменений полос поглощения остальных компонентов. После обработки проб в плавиковой кислоте удаляется «силикатная» часть породы.

Для количественного определения минеральной и органической фазы использовали спектры ИК-поглощения. Для каждой фазы была выделена характерная полоса ИК-поглощения: каолинит 911 см^{-1} , кальцит 876 см^{-1} , арагонит 860 см^{-1} , кварц $780-798 \text{ см}^{-1}$, гипс 670 см^{-1} , органическая фаза $2800-3000 \text{ см}^{-1}$. Все фазы минеральной и органической части подсчитаны путем определения интегральной площади под пиком и представлены в таблице.

Литература

1. Бурцев И. Н., Салдин В. А., Анищенко Л. А. и др. Горючие сланцы Тимано-Североуральского региона: новые результаты исследований, новые перспективы освоения // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2010. № 2. С. 2—3.
2. Лютов В. П., Бурцев И. Н., Салдин В. А., Головатая О. С. ЭПР и ИК-спектроскопия горючих сланцев: вещественный состав и формы локализации тяжелых металлов (Чим-Лоптюжское месторождение, Республика Коми) // Минералогия техногенеза — 2012. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 115—132.

НЕКОТОРЫЕ СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕПЕРМСКИХ ПОРОД СЕЗЫМСКОЙ СВИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н. С. Инкина

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nsinkina@geo.komisc.ru

Сезымская свита ассельско-сакмарского возраста сложена пелито-морфными и биокластовыми известняками, известковыми аргиллитами и алевролитами, породами смешанного алевро-глинисто-карбонатного состава (микститолитами). Среди органических остатков в них встречены мшанки, брахиоподы, иглокожие, остракоды, гастроподы, фораминиферы, трилобиты, аммоноидеи, губки, ругозы, микробиальные образования.

Строение пород, рассматриваемых в докладе, основывается на разрезах северной части Косью-Роговской впадины (реки Уса и Воркута, руч. Кеч-Шор, карьеры Цементного завода и «Георесурс») и Елецкой структурно-формационной зоны (р. Лек-Елец).

Сезымскую свиту на изученной территории слагают преимущественно известняки и микститолинты. Для известняков характерны микритовая, биокластовая, литокластовая, пеллетовая, псевдообломочная структуры и массивная и петельчатая (или спутано-волнистая) текстуры. Для микститолинтов-алевроитовая, микрозернистая и псевдообломочная структуры и массивная, биогенная (ходы илоедов) и сланцеватая текстуры. В работе рассматривается петельчато-псевдообломочное строение пород.

В некоторых разрезах породы вскрыты у уреза воды и хорошо отпрепарированы, что дает возможность наблюдать их тонкие структурно-текстурные особенности. Большая часть известняков сезымской свиты имеет петельчатую текстуру, которая выражается неравномерным распределением волнистых «прослоев» глинисто-карбонатного или глинисто-алевроито-карбонатного состава, пересекающих друг друга и образующих петли, обычно линзовидной формы. Петли чаще выделяются от известняков более насыщенными коричневыми или желтовато-зелеными цветами (рис. 1 А, Б). Эти «прослои» мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров иногда настолько густо сплетаются, что образуют слои и линзы до 0.50 м. Есть участки, где глинистый материал становится преобладающим, а известняки встречаются в виде включений или псевдообломков, размеры которых меняются от первых миллиметров до 20 см (рис. 2 А, Б).

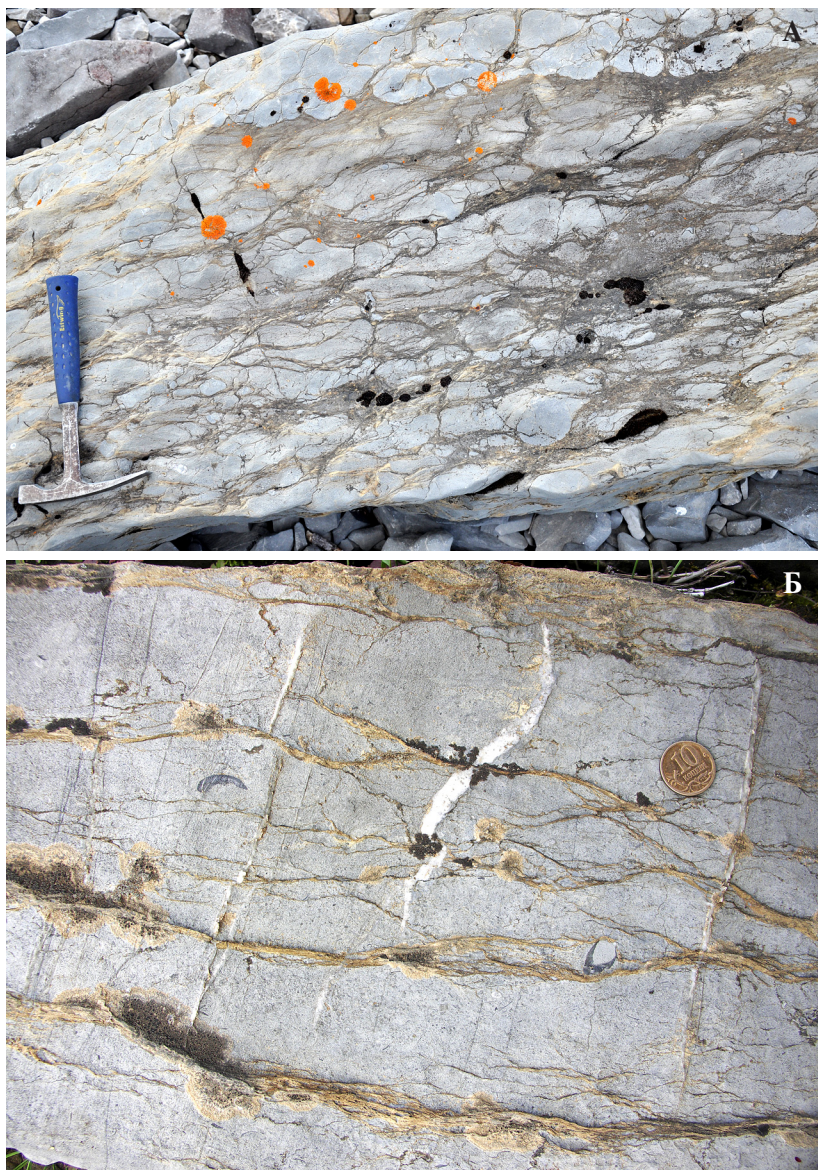


Рис. 1. Петельчатая или спутано-волнистая текстура в известняках сезымской свиты: с относительно толстыми и густосплетенными (А) и с более тонкими и редкими (Б) «слоями» глинисто-карбонатного материала



Рис. 2. Псевдообломочная (желваковая, нодулярная) структура: А — крупнообломочная (размер компаса 10 см); Б — мелкообломочная (сканированный шлиф)

Карбонатные псевдообломки имеют неправильную удлиненную (линзовидную), иногда округлую или угловатую форму. В большинстве случаев они вытянуты вдоль напластования. Псевдообломки представлены пелитоморфно-микрзернистыми, иногда с включениями органических остатков, и биокластовыми известняками, в зависимости от типа разреза. Границы карбонатных псевдообломков с глинисто-карбонатной частью породы бывают четкими и с постепенными переходами. Особенно резкими являются те участки границы, где они проходят по стилолитовым швам. Следует отметить, что органические остатки распространены, как в чисто карбонатной (псевдообломках), так и в глинистых компонентах породы.

В разрезах сезымских отложений на реках Уса, Лек-Елец и руч. - Кеч-Шор наблюдается чередование более чистых известняков с редкой и тонкой петельчатой текстурой (или вообще без нее) и известняков с тесносплетенной петельчатой текстурой. Отчетливая псевдообломочная структура наблюдается на участках, где преобладает глинисто-карбонатная часть. В этих разрезах можно наблюдать, как по простиранию строение петельчатых известняков переходят в псевдообломочную. В отличие от карьера «Георесурс», где породы с псевдообломочной структурой чередуются в разрезе с петельчатыми известняками.

Петельчатая текстура, как и псевдообломочная структура хорошо наблюдаются и на микроуровне. Микроскопическое изучение показало, что петли имеют карбонатно-алеврито-глинистый состав. Алевритовый материал представлен кварцем и полевыми шпатами, а глинистая часть, согласно результатам дифрактометрического анализа, — иллитом и хлоритом.

В литературе для подобных текстурно-структурных особенностей пород используется чаще термины «желваковая» или «нодулярная» структура (текстура), а образование карбонатных породы связывают с глубоководными фациями сходными с известняками «аммонитико-россо» [2, 5, 6].

Существует несколько версий образования данных текстурно-структурных особенностей.

Уилсон Д. при описании красных (желваковых) конгломератовидных известняков предлагает несколько версий [1], две из которых могут объяснить и возникновение охарактеризованного выше строения пород сезымской свиты.

Одна из них предполагает, образования желваков в раннем диagenезе при растворении-уплотнении и растворении под давлением перекрывающей толщи осадка и на различных глубинах, а в другой формирование желваковой структуры рассматривается в результате перемещения частично литифицированного осадка с приподнятых областей морского дна.

Ф. Дж. Петтиджон при изучении желваковой слоистости предположил, что образование желваков можно отнести к «течению-уплотнения» (разновидность будинажа) или действию внутрислоевого растворения и слияния нескольких стилолитовых швов. Так же он, ссылаясь на других исследователей, указывает на глубоководное происхождение этой слоистости, а желваки являются реликтами растворенных карбонатных пластов, образовавшихся на дне моря и впоследствии, уничтоженных процессом, названным подводным растворением [3].

Стилолитовая природа желваковой структуры рассматривается и в работе В. Риккена и К. Хемлебена [4]. Они склоняются к выводу, что образование таких текстурно-структурных особенностей связано с растворением под давлением, а сами осадки формировались в относительно глубоких водах, преимущественно ниже базиса действия волн. В данной работе приводится сходное циклитовое строение разреза с разрезом сезымской свиты в карьере «Георесурс», где глинисто-карбонатные породы с псевдообломочной структуры чередуются в разрезе с чистыми известняками.

Рассмотрев варианты образования петельчатой текстуры и псевдообломочной структуры сезымских пород, нельзя однозначно склониться к одной из них. Как подчеркнул Ф. Дж. Петтиджон: «Все исследователи признают, что желваковая слоистость не является первичной, но остается неясным, вызвана она действием течения, растворением или другими какими-то процессами».

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-47.

Литература

1. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980, 463 с. Пер. изд.: ФРГ, 1975.
2. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 2: Пер. с англ. / Под. Ред. Х.Рединга. М.: Мир, 1990. 384 с.
3. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 751. Пер. изд.: США, 1975.
4. Риккен В., Хемлебен К. Происхождение ритмичных мергельно-известняковых отложений (оксфорд-2) на юго-западе ФРГ // Циклическая и событийная седиментация: Пер. с англ. / Под ред. Г. Эйнзеле, А. Зейлахера. М.: Мир, 1985. С. 71—79.
5. Селли Р. Ч. Древние обстановки осадконакопления: Пер. с англ./Пер. А. А. Никонова, К. И. Никоновой. М.: Недра, 1989. 294 с.
6. Хэллем А. Юрский период. Пер. с англ. Л.: Недра, 1978. 272 с.

АССОЦИАЦИИ БЕНТОСНОЙ ФАУНЫ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕГО СИЛУРА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Б. И. Канев

СыктГУ, Сыктывкар

slava.kanev.1995@mail.ru

Пржидольский разрез верхнего силура расположен в обнажении 236 на р. Кожим, вблизи устья р. Сывью (рис. 1).



Масштаб 1:1000000 (в 1 см - 10 км)

Рис. 1. Схема расположения изученного разреза (обн. 236)

В стратиграфической схеме Урала пржидолу соответствует гребенской надгоризонт, который подразделен на два горизонта белушинский и карповский. Стратотипические разрезы этих горизонтов находятся на острове Вайгач. Парастратотипические разрезы расположены в обнажении 236 на р. Кожим, вблизи устья р. Сывью [6, 7].

Общая мощность разреза составляет 150 м (рис. 2).

Белушинский горизонт выделен в основании пржидольского яруса в объеме брахиоподовой зоны *Howellella* — *Atrypoides* [2]. Нижняя граница горизонта соответствует границе лудловского и пржидольского ярусов. Верхняя граница устанавливается по появлению в вышележащих слоях брахиопод *Grebenella*. Мощность горизонта 95 м.

Карповский горизонт выделен в верхней части пржидольского яруса, в объеме брахиоподовой зоны *Grebenella* — *Atrypoides* [2]. Верхняя граница карповского горизонта является также границей силурийской и девонской систем. Мощность горизонта 51,6 м.

Пржидольские образования представлены преимущественно карбонатными, реже карбонатно-терригенными отложениями с много-

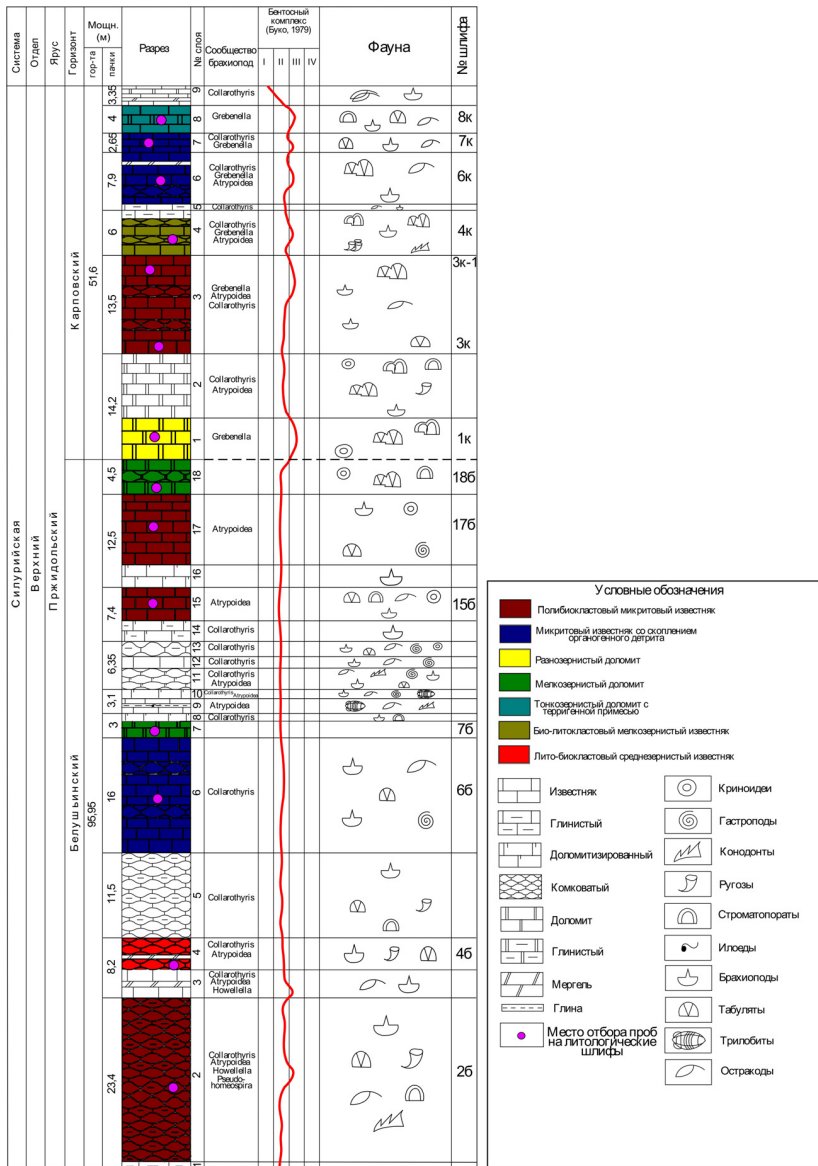


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка, батиметрическая кривая и основные ассоциации бентосной фауны верхнесилурийских отложений, пржидольский ярус (обн. 236)

численным и разнообразным комплексом бентосной фауны — остатки ругоз, табулят, строматопороидей, брахиопод, гастропод, остракод, трилобитов, и др. Наиболее распространенными группами фауны в отложениях карповского и белушьянского горизонтов являются брахиоподы, табуляты и остракоды. В подчиненном количестве присутствуют ругозы, строматопороидеи, криноидеи и другие группы бентосной фауны (рис. 3).

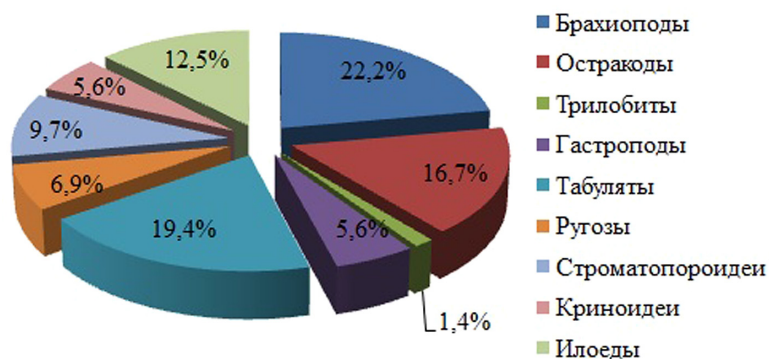


Рис. 3. Распределение основных групп фауны в отложениях карповского и белушьянского горизонтов

Брахиоподы в большом количестве, в виде ракушняка, заключены в нижних слоях **белушьянского горизонта**. Изучая толщу со скоплением брахиопод в основании разреза пржидольского яруса на о. Вайгач, О. И. Никифорова назвала эту толщу — «брахиоподовые слои» [5]. Подобные слои залегают в основании белушьянского горизонта и в бассейне р. Кожим. Из этих слоев определены брахиоподы родов: *Atrypoides*, *Collarothyris*, *Howellella* и *Pseudohomeospira*. Наибольшее число раковин принадлежат родам *Atrypoides* и *Collarothyris*. В подчиненном количестве присутствуют раковины родов *Howellella* и *Pseudohomeospira*, соответственно.

Вверх по разрезу количество брахиопод уменьшается. В верхней части белушьянского горизонта, брахиоподы родов *Howellella* и *Pseudohomeospira* не найдены.

Из отложений **карповского горизонта** определены брахиоподы трех родов: *Collarothyris*, *Atrypoides* и *Grebenella*. Наибольшее количество раковин принадлежат роду *Grebenella*. Менее распространенными родами являются *Collarothyris* и *Atrypoides*. Представители этих трех родов широко распространены в нижней части карповского горизонта, а в верхних слоях горизонта численность их снижается и на рубеже силура девона почти все силурийские рода брахиопод исчезают.

В карповское время наибольшего развития достигли табуляты и остракоды. Табуляты в низах карповского горизонта слагают мощный

прослой («коралловые слои»), в котором, вместе с многочисленными колониями табулят присутствуют ругозы и строматопороидеи. Остракоды широкого распространение получили в конце силура [1], захоронения их многочисленных раковин в виде скоплений и отдельных створок приурочены преимущественно к верхним слоям карповского горизонта. В отложениях белушьянского и нижних слоях карповского горизонтов они найдены в большинстве слоев, но их количество является незначительным.

Схематически строение верхнесилурийского разреза можно представить следующим образом: брахиоподовые слои — слои с разнообразной фауной (без доминирующей группы) — кораллово-строматопоратовые слои — остракодовые слои [4].

В результате микроскопического описания шлифов карбонатных пород пржидольского яруса были выделены 7 основных литотипов:

ЛТ-1 — Полибиокластовый микритовый известняк (Шлифы 17 б, 3 к, 3 к — 1, 2 б, 15 б), **ЛТ-2 — Лито-биокластовый крупнозернистый известняк** (Шлиф 4 б), **ЛТ-3 — Био-литокластовый мелкозернистый известняк** (Шлиф 4 к), **ЛТ-4 — Разнозернистый доломит** (Шлиф 1 к), **ЛТ-5 — Мелкозернистый доломит** (Шлифы 7 б, 18 б), **ЛТ-6 — Тонкозернистый доломит с терригенной примесью** (Шлиф 8 к) и **ЛТ-7 — Микритовый известняк со скоплением органогенного детрита** (Шлифы 7 к, 6 к, 6 б).

Проведен анализ распространенности данных литотипов по разрезу. Установлено, что отложения формировались в мелководно-морских условиях.

Белушьянское время характеризуется накоплением полибиокластовых микритовых, лито-биокластовых среднезернистых, микритовых со скоплением органогенного детрита известняков и мелкозернистых доломитов, которые формировались в мелководно-морских условиях, иногда в зоне воздействия морских волн (течений), на что указывает ориентированность створок остракод и прочего органогенного детрита, наблюдаемого в шлифах. Присутствие в средней части разреза белушьянского горизонта лито-биокластовых известняков, а также отсутствие брахиопод III Б.К. (бентосного комплекса) может свидетельствовать о начале регрессии уровня моря, на что указывает прирвынок литокластового материала. В целом, условия осадконакопления в белушьянское время были стабильные.

В карповское время сохраняется относительная стабильность уровня моря, накапливались — разнозернистый доломит, полибиокластовый мелкозернистый известняк, микритовый известняк со скоплением органогенного детрита и тонкозернистый доломит с терригенной примесью. В низах и верхах разреза наблюдаются кратковременные трансгрессии, литологически выраженные микритовыми известняками со скоплением органогенного детрита. В разрезе карповского горизонта наблюдаются регрессии уровня моря, выраженные мелкозернистыми

био-литокластовыми известняками. Позднекарповское время характеризуется усилением регрессивной направленности в развитии бассейна, на это указывает увеличение привноса терригенного кварцевого материала и преобладание фауны I Б.К.

Батиметрическая кривая (рис. 2), построенная на основе смены по разрезу сообществ брахиопод, относящихся к разным бентосным комплексам, четко указывает на эвстатическое колебание уровня моря (трансгрессии и регрессии), что и повлияло на изменение сообществ брахиопод на родовом уровне. Она хорошо коррелируется с полученными данными литологического анализа, которые также показывают периоды трансгрессий и регрессий в пржидольское время.

Брахиоподовые сообщества пржидола принадлежат к родам — *Atrypodea*, *Grebenella*, *Howellella*, *Collarothyris*, *Pseudohomeospira*, которые определены методом последовательных пришлифовок. *Pseudohomeospira* и *Howellella* определены в нижней пачке белушьянского горизонта. Брахиоподы рода *Atrypodea* и *Collarothyris* встречаются как в белушьянском, так и в карповском горизонте. И только в отложениях карповского горизонта появляются брахиоподы рода *Grebenella*.

Смена сообществ брахиопод в отложениях верхнего силура обусловлена множеством факторов, важнейшими из которых являлись эвстатические изменения уровня моря. По мнению А. Циглера и А. Буко, одним из важнейших факторов, который оказывал значительное влияние на систематический состав биоты и ее разнообразие, является глубина бассейна [3, 8]. Проанализировав морские обстановки прошлого, А. Буко выделил пять основных бентосных комплексов (Б.К.) по мере удаления от береговой линии. Под бентосным комплексом понимается группа сообществ, которая неоднократно встречается в разных частях региона (в течение некоторых периодов времени даже на всем земном шаре) в том же самом положении по отношению к береговой линии. Б.К. 1 соответствуют первые метры глубины, Б.К. 2 — 6—10 м, Б.К. 3 — до 60 м, для Б.К. 4 и 5 глубины могут составлять от 150 до 180 м [3].

Определенные методом последовательных пришлифовок брахиоподы относятся к сообществам нижней сублиторали [2]. Сообщества *Howellella* и *Grebenella* принадлежит к третьему бентосному комплексу. Сообщества *Collarothyris*, *Atrypodea* и *Pseudohomeospira* батиметрически относятся ко второму бентосному комплексу.

В результате проведенных исследований изучен литологический состав отложений верхнего силура (белушьянского и карповского горизонтов) Проанализировано распределение основных групп фауны в разрезе. Проведенный анализ распространения остатков фауны белушьянского и карповского горизонтов показал, что в начале белушьянского времени ведущая роль среди всех бентосных сообществ принадлежала брахиоподовым сообществам, которые к концу сменились сообществами, состоящими из разных групп бентосных организмов

(политаксонными). В начале карповского времени ведущую роль занимали кораллово-строматопоратовые сообщества, которые формировали коралловую пачку. В конце силура произошла смена доминантов фаунистических ассоциаций. Кораллово-строматопоратовые сообщества сменились преимущественно остракодовыми.

Выделено 7 основных литологических типов пород, которые формировались в мелководно-морских условиях, на что указывает терригенная примесь (кварц), обломки пород и органических остатков, на присутствие течений указывает ориентированность створок остракодов и прочего органогенного детрита.

В коллекции брахиопод, изученных методом последовательных шлифовок, определено 5 родов брахиопод: *Howellella*, *Pseudohomiospira*, *Collarothyris*, *Atrypoidea* и *Grebenella*. Сообщества брахиопод этих родов относятся к сообществам нижней сублиторали (бентосным комплексам II и III). Мелководные условия формирования отложений верхнего силура подтверждаются фациальной приуроченностью брахиопод.

Смена сообществ происходила за счет адаптации брахиопод к изменениям условий обитания, связанных с резкими колебаниями уровня морского бассейна (трансгрессивно-регрессивные циклы).

Литература

1. Абушик А. Ф. Позднесилурийские остракоды Вайгача // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. Л.: ПГО «Севергеология», 1970. С. 150—165.
2. Безносова Т. М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. ISBN 5-7691-1869-5.
3. Буко А. Эволюция и темпы вымирания. М.: Мир, 1979. 378 с.
4. Канев Б. И. Анализ распространения фауны в разрезе верхнего силура на западном склоне Приполярного Урала // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Доклады 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2015. Том XVIII. С. 10—16.
5. Никифорова О. И. Брахиоподы гребенского горизонта Вайгача (поздний силур) // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. Л.: ПГО «Севергеология», 1970. С. 97—149.
6. Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным схемам Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Ч. 1. 94 с.
7. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала / Сост. В. С. Цыганко, В. А. Черных. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1983. 136 с.
8. Ziegler A. M. Silurian marine communities and their environmental significant // Nature, 1965. Vol. 207. P. 270—272.

МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОБСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Б. И. Канев¹, К. В. Куликова^{1,2}, О. В. Удоратина²

¹СыктГУ, Сыктывкар,

²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

slava.kanev.1995@mail.ru

Мафические включения в породах Собского массива известны давно [2], но вместе с тем публикации по включениям практически отсутствуют, поэтому их изучение является весьма актуальным.

Согласно номенклатуре мафические включения в гранитоидах подразделяются на несколько генетических типов, характеризующихся разными морфологическими особенностями и, соответственно, разными условиями образования: 1) ксенолиты (обломки вмещающих пород), 2) ксенокристаллы (чужеродные кристаллы по отношению к вмещающим породам), 3) слюдястые включения (остаток (рестит) после выплавления салического расплава), 4) шпиры (разрушенные включения), 5) фельзитические микрогранулярные включения (разрушенные тонкозернистые краевые части интрузий), 6) мафические микрогранулярные включения (капли одновременной магмы иного (мафического) состава), 7) кумулятивные включения (автолиты) — разрушенные кумулаты [4].

Собский массив образует крупное интрузивное тело (Лагортинско-Кокпельский батолит по Р. Г. Язевой и В. В. Бочкареву) протяженностью около 240 км при ширине до 12 км, вытянутый вдоль восточного склона Урала [2]. В массиве максимально распространены средние породы, состав которых варьирует от габбродиоритов до кварцевых диоритов, а также кислые разности пород — тоналиты и лейкотоналиты. Характерной особенностью большинства разновидностей пород является наличие обильных, в разной степени дезинтегрированных более меланократовых включений.

Нами были выявлены следующие петрографические особенности вмещающих включения пород — кварцевых диоритов, диоритов, гранодиоритов и лейкотоналитов [1]. Были изучены форма, контакты и петрографические особенности мафических включений.

Форма включений может быть самой разнообразной, наиболее типичны округлые, эллипсоидные, линзовидные, шарообразные, близкие к угловатой, но с плавными закругленными контурами. Размеры включений от первых сантиметров до 30 см, однако, чаще всего достигают размеров 20 см. Контакты с вмещающими породами либо резкие, либо нечеткие с плавным переходом от матрикса к включению. Включения в породах Собского массива более темные и более тонкозернистые, чем вмещающие породы.

Петрохимически мафические включения соответствуют габброидам и габбро-диоритам. По петрографическим особенностям это амфибол-биотитовые габбро и габбро-диориты двух разновидностей — одна с неравномерно зернистой порфиоровидной структурой, вторая с равномерной мелкозернистой структурой [1]. Большинство включений сложены теми же минералами, что и вмещающие породы, однако их пропорции меняются.

Главным породообразующим минералом является плагиоклаз, на долю которого приходится более половины всего объема включения. Мафические минералы представлены амфиболом и биотитом. Плагиоклаз включений в породах массива по составу варьирует от битовнита (An_{77}) до олигоклаза (An_{20}). Концентрация калия в минералах в среднем составляет 1.47 мас. % K_2O , примесь железа от 5.57 до 12.63 мас. % FeO . Некоторые плагиоклазы из включений Собского массива имеют зональное строение. Следует отметить, что содержание кальция внутри зерен варьирует, характерна обратная зональность, где повышается уровень концентрации кальция от центра к краям (это может объясняться увеличением водного давления в интерстиционной жидкости и, как следствие, повышением содержания кальция в составе краевых участков плагиоклаза [3]. Плагиоклаз матрикса по составу варьирует от битовнита (An_{72}) до альбита (An_0). Концентрация калия в минералах в среднем составляет 1.51 мас. % K_2O , примесь железа от 1.04 до 12.54 мас. % FeO . Некоторые плагиоклазы из матрикса пород Собского массива имеют зональное строение, содержание кальция внутри зерен варьирует, характерна прямая зональность, где понижается уровень концентрации кальция от центра к краям зерен. Во многих образцах и во включениях, и в матриксе четкой однородной зональности (увеличения или уменьшения кальция от центров зерен к краям) плагиоклаз не проявляет.

Калиевый полевой шпат образует мелкие субизометричные зерна. Распространен спорадически. Содержание калия в среднем 15.8 мас. % K_2O , что соответствует ортоклазу.

Амфибол весьма широко представлен в породах Собского массива. Наиболее распространенными являются кальциевые глиноземистые амфиболы — магнезиогорнблендиты, в меньшей степени чермакиты. В породах амфибол чаще всего образует гипидиоморфные кристаллы. Амфиболы включений попадают на диаграмме в поле магнезиогорнблендитов, а амфиболы матрикса в поля магнезиогорнблендитов и чермакитов. Изученные амфиболы разделяются на две группы по содержанию TiO_2 . В группу низкотитанистых разновидностей попадают магнезиогорнблендиты включений из кварцевых диоритов и габброидов, а также магнезиогорнблендиты матрикса из карцевых диоритов Собского батолита, в которых количество TiO_2 не превышает 0.5 мас. %. Большая же часть амфиболов образует группу с содержанием TiO_2 на уровне

0.5—1.45 мас. %. Магнезиальность амфиболов пород массива ($xMg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$) варьирует от 0.47 до 0.78. Во включениях она варьирует от 0.55 до 0.78 и в среднем составляет 0.63. В матриксе варьирует от 0.47 до 0.67 и в среднем составляет 0.57. Наблюдается тенденция роста магнезиальности в амфиболах при увеличении Si (ф. ед.) как во включениях, так и в матриксе, но при этом, магнезиальность амфиболов во включениях снижается с уменьшением SiO₂ в породах, а в матриксе магнезиальность амфиболов уменьшается при увеличении SiO₂.

Сюда образует удлиненные чешуйки и слагает сноповидные агрегаты. Состав является промежуточным между флогопитом и аннитом. Содержание TiO₂ колеблется от 2.12 до 2.4 мас. %, в среднем составляя 2.3 мас. %. Во включениях содержание TiO₂ 2.35 и 2.24 мас. %, в матриксе — 2.12 и 2.4 мас. %. Железистость варьирует незначительно в пределах: от 0.51 до 0.53.

Из аксессуарных минералов в матриксе обнаружен эпидот, циркон и апатит. Во включениях наблюдается апатит и ильменит с магнетитом.

Изученные породы весьма разнообразны по составу (табл. 1). Согласно петрохимической классификации породы, слагающие Собский (Лагортинско-Кокпельский) массив, являются представителями основных (мас. %) (содержание SiO₂ от 45 до 53), средних (53—64) и кислых (64—78) пород и принадлежат к субщелочным габброидам, габброидам, диоритам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, щелочным лейкогранитам, лейкогранитам. По содержанию суммы щелочей как матрикс пород, так и включения относятся к нормальному и умеренно-щелочному петрохимическим рядам, большинство к серии нормальной щелочности, являются калиевыми и натровыми породами. Большая часть проанализированных включений относится к калиевым. Практически все породы относятся к умеренно низкотитанистым разностям (TiO₂ до 0.5 мас. %). И включения, и матрикс пород по показателю FeO/MgO относятся к известково-щелочной и толеитовым сериям, большинство включений соответствует известково-щелочной серии. Содержания оксида железа (FeO общего), оксида марганца (MnO) и оксида магния (MgO) увеличиваются с уменьшением кремнезема (SiO₂) и во включениях, и в матриксе.

Были изучены редкоземельные (РЗЭ), редкие и рассеянные элементы в породах и во включениях Собского массива (табл. 2—3). Для включений характерно уменьшение суммарной концентрации РЗЭ от 76.25—86.23 г/т в габброидах до 57.4—60.3 г/т в диоритах. Наиболее высокие содержания характерны для пород с повышенным содержанием циркония и фосфора, формирующими соответственно минералы-концентраторы РЗЭ — циркон и апатит. Выявлена тенденция обогащения РЗЭ меланократовых включений по сравнению с вмещающим их лейкократовым матриксом.

Таблица 1

Химический состав пород матрикса и мафических включений Собского массива

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.л.	Сумма
u 2a/12	65.03	0.38	15.45	1.96	3.17	0.16	2.15	5.73	3.01	1.94	0.13	0.9	100
u 3a/12	60.41	0.33	16.81	2.49	3.93	0.21	2.91	6.14	3.22	0.89	0.21	2.45	100
u 6/12	47.73	0.55	18.52	2.48	6.33	0.16	6.36	12.9	1.91	0.07	0.01	2.99	100
u 7a/12	62.51	0.45	15.79	2.05	3.86	0.16	2.56	6.74	2.77	1	0.15	1.96	100
u 8/12	64.47	0.29	16.17		3.26	0.1	1.94	4.46	3.21	1.73	0.14	1.63	99.34
u 8a-1/12	61.97	0.51	14.61	2.29	5.61	0.2	3.36	6.84	2.68	0.29	0.15	1.5	100
u 9/12	57.42	0.5	17.99	2.5	5.07	0.23	2.77	7.22	2.71	1.29	0.41	1.88	100
u 11/12	65	0.35	14.58	2.06	2.65	0.11	2	6.94	3.56	0.5	0.08	2.16	100
u 12/12	64.36	0.16	18.26	0.89	1.59	0.05	0.84	7.52	3.82	1.56	0.05	0.9	100
u 13a/12	75.85	0.05	12.79	0.37	1	0.02	0.27	1.49	3.62	3.8	0.02	0.66	100
u 13b/12	55.16	0.5	17.52	2.91	5.55	0.2	4.09	6.55	2.64	0.8	0.23	3.86	100
u 14a/12	63.42	0.34	16.09	1.83	3.54	0.17	2.1	6.33	0.99	1.3	0.14	1.75	100
u 20/12	52.62	0.57	18.19	3.26	6.78	0.25	3.93	9.92	2.34	0.32	0.19	1.65	100.01
u 21/12	58.38	0.41	15.76	2.48	5.34	0.17	3.84	7.52	2.63	1.75	0.12	1.6	100
u 28a/12	65.61	0.28	15.23	2.14	2.77	0.17	1.81	6.34	3.1	1.32	0.13	1.1	100
u 33r/12	64.02	0.41	15.76	2	3.34	0.12	2.2	6.71	2.72	1.84	0.1	0.77	100
u 36/12	55.68	0.52	18.1	1.85	4.11	0.17	4.46	10.41	2.94	0.4	0.11	1.27	100
u 38b/12	75.3	0.075	11.99	1.4	1.4	0.032	0.58	1.22	3.27	4.35	0.015	0.59	100.31
u 42/12	52.12	0.67	16.88	2.05	6.39	0.18	6.57	10.16	2.37	0.61	0.02	1.98	100
u 42a/12	52.31	0.69	15.63	2.48	6.84	0.2	7.13	9.93	2.98	0.22	0.06	1.54	100
u 46a/12	66.19	0.3	15.52	1.84	3	0.15	1.6	5.99	3	1.54	0.14	0.73	100

Матрикс

Окончание таблицы 1

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.л.	Сумма
и 36/12	48.87	0.57	18.67		6.39	0.33	5.04	6.18	3.57	1.42	0.19	3.02	99.54
и 146/12	52.86	0.44	18.08		6.36	0.35	4.51	6.78	3.37	1.75	0.14	1.65	100.41
и 306/12	52.88	0.5	17.57		6.5	0.3	4.32	6.46	3.21	1.71	0.13	1.98	99.61
и 26/12	59.39	0.29	15.81		5.57	0.32	3.31	6.84	3.11	1.2	0.12	0.4	99.93
и 8а-2/12	55.99	0.36	17.21		5.9	0.25	3.99	6.63	3.14	0.99	0.067	1.71	99.49
и 12В/12	55.37	0.45	16.95		5.76	0.22	3.79	6.61	3.19	1.55	0.12	1.28	99.03
и 27в/12	54.33	0.39	17.5		5.77	0.33	4.18	6.96	3.12	1.64	0.13	1.72	100.35
и 41а/12	54.23	0.58	17.36	3.2	6.12	0.29	4.19	6.86	2.67	1.57	0.16	2.77	100
и 466/12	52.86	0.53	13.31	4.63	8	0.63	5.79	8.9	2.08	1.38	0.21	1.69	100

Включенная

Примечание. Состав пород (концентрации в мас.%) определен методами рентгено-флуоресцентного и классического химического анализов в лаборатории химии минерального сырья ИГ КомиНЦ УрО РАН.

Таблица 2

Содержание редких и рассеянных элементов (г/т) в породах матрикса и включений пород Собского массива

№ обр.	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	Th	U
u2a/12	82.5	22.2	9.34	10	28.5	56.2	12.4	26.8	360	9.6	48.8	1.19	1.51	288	1.6	0.12	6.09	1.39	0.55
u4/12	362	27	32.6	17.4	29.4	124	21.6	14.8	471	44.4	233	8.63	0.28	261	5.53	0.57	2.59	2.28	0.78
u8a-1/12	223	49	20	13.6	22.1	64	14.3	4.29	388	20.5	82.5	2.68	0.19	121	2.33	0.17	8.79	2.28	0.68
u9/12	70.6	18.4	14.1	10	32.2	87.2	17.3	16.8	710	19.7	42	1.18	0.4	339	1.41	<0.1	11.2	1.47	0.69
u11/12	432	42.2	40.1	61.6	63.4	131	20.8	19.7	238	48.1	194	8.39	0.78	305	5.37	0.56	10.1	2.19	0.5
u12/12	52.9	26.8	5.48	10.6	13.1	27.3	15.6	22.7	549	7.09	57.2	0.94	0.55	411	1.83	<0.1	9.54	2.78	0.85
u13a/12	15.2	68.6	2.11	14.1	26.3	16.8	8.69	32	313	4.27	54.7	0.85	0.3	1250	2.01	0.11	16.1	9.47	2.08
u20/12	237	16.5	25.2	11.4	63.7	99.3	17.3	2.99	558	14	19.1	0.65	0.11	76.8	0.64	<0.1	17.8	0.32	0.19
u28a/12	88.7	36.7	9.51	19.4	22.1	50.3	13.5	18.2	425	16.7	65.6	0.94	0.56	212	2.09	0.13	29.3	1.8	0.92
u32a/12	11.8	39.8	1.19	11.1	24.8	12.5	10.9	63.3	72.7	17.4	29.7	1.14	0.76	150	2.73	0.44	22.6	6.11	4.33
u38в/12	17.3	27.4	2.39	10.4	17.2	23.8	9.08	56	143	7.99	63.8	1.42	0.9	504	2.24	0.15	32.3	8.22	1.58
u46a/12	90.3	23.6	10.6	9.74	18.2	59.5	13.4	25.6	381	11.1	47.2	1.37	1.36	291	1.4	0.13	10.5	1.26	0.64
u26/12	145	33.3	16.3	12.2	104	90	14.9	20.4	350	37.7	25	1.72	1.27	135	1.28	0.15	5.83	1.11	0.5
u8a-2/12	253	18.9	21.5	14.7	47.1	79	14.6	13.8	431	16.1	29	1.51	0.43	358	1.27	0.12	7.98	1.14	0.34
u306/12	221	15.6	24.8	12.7	167	111	17.4	31.7	496	31.7	22.7	1.87	1.1	388	1.25	<0.1	21.9	1.46	0.52
u41a/12	207	15.5	23.3	12.6	540	94.7	15.8	24.8	393	22.5	29.6	1.66	0.43	349	1.2	0.12	11.5	0.7	0.39
u466/12	241	97.9	26.6	19.9	247	141	14.3	21.8	216	35.2	64.7	2.1	0.9	122	1.87	0.13	8.6	0.38	2.89

Примечание. Содержание рассеянных элементов (г/т) определены на высокочувствительном плазменном масс-спектрометре (ICP-MS) ThermoQuestFinnigan MATELEMENT – 2 ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Таблица 3

Содержание редкоземельных элементов (г/г) в породах матрикса и включений Собского массива

№ Обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
u2a/12	4.79	9.68	1.33	6.09	1.54	0.55	1.4	0.23	1.55	0.34	1.12	0.2	1.11	0.22
u4/12	4.94	15.2	3.05	16.7	5.02	0.96	4.6	0.85	5.83	1.32	4.11	0.66	4.21	0.8
u8a-1/12	19.7	52.2	7.37	35.4	8.73	3.13	8.92	1.42	8.45	1.62	4.72	0.67	3.93	0.64
u9/12	8.76	23	3.12	14.2	3.33	0.72	2.87	0.49	3.38	0.76	2.21	0.35	2.35	0.45
u11/12	7.43	20.9	2.98	12.6	2.82	0.94	2.11	0.36	2.47	0.54	1.7	0.27	1.94	0.34
u12/12	12.5	27.8	3.81	17.8	4.13	1.32	3.38	0.53	3.37	0.73	1.95	0.32	1.87	0.34
u13a/12	17.3	43.4	6.13	28.6	7.38	2.36	7.66	1.4	8.47	1.91	5.38	0.79	4.67	0.77
u20/12	7.42	14.3	1.53	6.1	1.35	0.69	0.91	0.16	1.04	0.23	0.74	0.13	1.05	0.17
u28a/12	14.1	24.2	2.39	7.85	1.47	0.58	0.85	0.12	0.62	0.13	0.44	0.071	0.61	0.12
u32a/12	3.83	9.79	1.43	7.33	1.99	0.76	1.88	0.37	2.27	0.52	1.5	0.21	1.49	0.23
u38a/12	5.07	12.1	1.54	7.84	2.11	0.71	1.96	0.36	2.31	0.59	1.65	0.27	1.98	0.34
u46a/12	8.08	22.9	3.48	17.9	4.46	1.08	4.03	0.76	4.68	1.03	3.13	0.51	3.58	0.63
u26/12	4.52	7.84	0.89	3.38	1.14	0.11	1.14	0.28	2.22	0.49	1.69	0.3	2.44	0.45
u8a-2/12	9.44	18.3	1.87	7.28	1.5	0.38	1.06	0.18	1.11	0.26	0.81	0.13	1.01	0.19
u306/12	7.16	19.1	2.6	13.7	3.23	0.86	3.02	0.6	3.49	0.77	2.44	0.36	2.49	0.48
u41a/12	3.94	9.3	1.22	6.34	1.6	0.56	1.46	0.27	1.68	0.39	1.17	0.19	1.37	0.24
u466/12	6.6	24.4	4.32	23.4	5.37	1.29	4.61	0.84	5.18	1.17	3.59	0.58	4.14	0.74

Примечание. Содержание рассеянных элементов (г/г) определены на высокочувствительном плазменном масс-спектрометре (ICP-MS) ThermoQuestFinnigan MATELEMENT – 2 в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Спектры распределения крупноионных и высокозарядных малых элементов средних и основных пород матрикса и включений Собского массива соответствуют распределению пород островодужных обстановок.

Таким образом, нами были выделены два петрографических типа мафических включений в породах Собского массива — это амфибол-биотитовые габбро и габбро-диориты. Амфибол-биотитовые габбро и порфириовидные габбро-диориты следует классифицировать как мафические микрогранулярные включения (капли одновременной магмы иного состава), что подтверждается нашими петрохимическими и минералогическими исследованиями. Мелкозернистые габбро-диориты могут быть как ксенолитами, так и автолитами, и этот вопрос требует дальнейших исследований.

Главной особенностью химизма включений является отсутствие увеличения железистости пород с ростом кремнекислотности, что характерно для установленных экспериментально меланократовых (богатых железом) ликватов основного состава [5], а также более высокие содержания как когерентных, так и типичных литофильных элементов по сравнению с породами более кислого матрикса. Все это указывает на то, что лейкократовые части Собского массива не могли образоваться в процессе кристаллизационной дифференциации базитовых расплавов, а разделение их имело ликвационную природу.

Литература

1. Канев Б. И., Удоротина О. В. Морфология мафических включений в тоналитах и кварцевых диоритах Собского массива (Полярный Урал) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе. Доклады 17-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2014. Том XVII. С. 60—67.
2. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
3. Arculus R. J., Wills K. J. The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc // Journal of petrology, 1980. Vol.21. Part 4. P. 743—799.
4. Didier J., Barbarin B. The different types of enclaves in granites — nomenclature. In Enclaves and Granite Petrology (Didier J. and Barbarin B., eds.). Developments in Petrology, V. 13. Amsterdam: Elsevier, 1991. P. 19—23.
5. Watson E.B. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 56. № 1. P. 119—134.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЛЯДГЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА ХРЕБТА ОЧЕНЫРД

Т. А. Канева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ta_kaneva@mail.ru

Во время полевого сезона 2015 г. на хребте Оченырд были изучены субвулканические образования кислого состава лядгейского комплекса ($1\text{RF}_3\text{—V}_2\text{ld}$).

Субвулканические образования лядгейского комплекса ($1\text{RF}_3\text{—V}_2\text{ld}$) широко представлены в пределах всего Оченырдского антиклинория, где приурочены к узлам пересечения крупных разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Наиболее крупные скопления субвулканических тел отмечены в бассейне р. Лимбятаяха (между руч. Моренный и Двойной), в междуречье рр. Парус-Щельяшор и Нгэтенашор, а также в верховьях р. Большая Кара (рис. 1).

Субвулканические образования представлены риолитами, риодацитами и дацитами. Для них характерны дайкообразные и линзовидные в плане формы, субсогласные с вмещающими породами; однако, некоторые дайки занимают дискордантное положение по отношению к общей структуре вмещающей толщи. Протяженность даек достигает 500 м, редко 1—2 км, мощность обычно не превышает первых десятков метров (максимально — 400 м). На поверхности кислые разности легко выделяются по хорошо отпрепарированным светло-серым с желтоватым оттенком грядам.

Риолиты, риодациты и дациты широко представлены на всей площади Оченырдского антиклинория. Выделяются два типа даек. Один из них наблюдается в поле развития пород очетывисской свиты — это крупноглыбовые маломощные (до 20—30 м) дайки длиной до 1 км (обычно 200—300 м), сложенные породами светло-серого цвета с желтоватым оттенком на выветрелой поверхности, отчетливо выделяющимися на фоне темно-зеленых, серо-зеленых вмещающих пород. Залегание у них может быть как субсогласным, так и поперечным к основной структуре. Наибольшее распространение они получили в приосевой части Оченырдского антиклинория (междуречье рр. Парус-Щельяшор и Нгэтенашор близ их истоков). Второй тип даек пород кислого состава наблюдается непосредственно в лядгейской свите. Эти тела более изометричные в плане по сравнению с выше описанными. Слагающие их породы сложнее выявляются на местности, однако и тут их можно определить по хорошо отпрепарированным грядам.

Риолиты, риодациты и дациты представлены серыми, светло-серыми, зеленовато-серыми до яблочно-зеленых с желтоватым оттенком,

плотными, иногда флюидално-полосчатыми по текстуре разностями. Структура обычно мелкопорфировая, реже афанитовая. Основная масса породы (до 70 об. %) криптокристаллическая, микрофельзитовая (микрولепидогранобластовая) с реликтовой сферолитовой структурой. Риолиты содержат (в об. %) порфиновые выделения кварца (10—25), кислого плагиоклаза (5—25), калиевого полевого шпата (5—7), биотита — в сумме около 40.

Кварц образует угловатые, изометричные обломки псаммитовой размерности, варьирующей от 0.4 до 1 мм, часто с оплавленными краями. Также присутствуют линзовидные скопления. Плагиоклаз образует лейсты псаммитовой размерности (0.4—0.8 мм по удлинению). Они расположены хаотично, очертания четкие, иногда образуют гломеропорфиновые сростки двух или более кристаллов.

Основная масса (до 30 об. % всей породы) в результате метаморфизма перекристаллизована, утратила первичный состав и имеет кварц-полевошпатовый состав с примесью тонкочешуйчатого серицита, а также с небольшим количеством хлорита, иголок актинолита и стучками лейкоксена.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Возраст пород комплекса принимается в интервале позднего рифея — позднего венда. Нижний возрастной предел принят по аналогии с возрастом нижней части лядгейской свиты, верхний по результатам датирования субвулканических тел риолитов южной части хр. - Енганэпэ, для которых имеются U-Pb определения возраста единичных кристаллов цирконов — 555—547 млн лет [1].

Литература

1. Шишкин М. А., Малых О. Н., Попов П. Е. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов Q-41-V, VI, XI (Воркутинский район). Отчет Воркутинской ГСП за 2000—2004 гг. Сыктывкар, 2005. ГУТФИ РК.

УГЛЕРОДНОЕ ВЕЩЕСТВО В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ ПУЙВИНСКОЙ СВИТЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. С. Ковальчук, С. И. Исаенко
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kovalchuk@geo.komisc.ru

Одним из перспективных объектов на наличие благородно-редко-металльного оруденения являются породы черносланцевого типа. Ранее производственными работами (1986—1990 гг.) Воркутинской ГРЭ (Вознесенский, Пыстин, 1991 г.) установлены признаки полиметаллического оруденения на значительных площадях распространения отложений пуйвинской свиты (Приполярный Урал), в которых упоминалось о присутствии графита. В связи с этим выявление новых рудоносных объектов в углеродсодержащих породах с практически значимой металлоносностью вызывает большой интерес.

С целью выявления горизонтов с возможным повышенным содержанием углерода и анализа металлоносности в 2014 г. нами проведены геологические наблюдения и опробование отложений пуйвинской свиты. Изучены разрезы в верхнем течении р. Кожым и в ее притоках — руч. Хасаварка и р. Осею.

Пуйвинская свита входит в состав докембрийского разреза северной части Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) [3]. Значительную часть разреза в пуйвинской свите составляют слюдистокварцевые сланцы. Они имеют серую, зеленовато-серую и темно-серую окраску, в обнажении породы смяты в складки с крутым падением слоев большой мощности.

По характеру взаимоотношения главных породообразующих минералов — кварца, альбита, мусковита и хлорита сланцы пуйвинской свиты имеют лепидогранобластовую структуру и сланцеватую текстуру. В небольших количествах присутствует эпидот и биотит. Среди аксессуарных минералов обычны гранат, циркон, сфен, апатит, ильменит, пирит, халькопирит, рутил, титанит. Кроме того, впервые установлена ассоциация REE-минералов — монацит, бастнезит, алланит и торит [1].

Углеродная минерализация в сланцах пуйвинской свиты нами изучалась при помощи методов сканирующей электронной микроскопии (аналитик С. С. Шевчук) и спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР) (аналитик С. И. Исаенко) в ЦКП «Геонаука» (ИГ Коми НЦ УрО РАН). В ходе исследования было установлено, что углеродное вещество (УВ) представлено поликристаллическим графитом.

Графит в слюдистокварцевых сланцах пуйвинской свиты образует скопление мелких чешуек среди более крупных чешуек мусковита

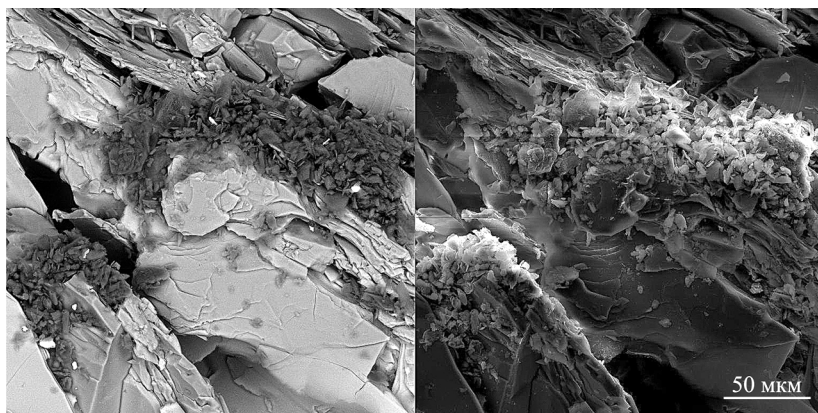


Рис. 1. Скопления чешуек графита (темно-серое) в мусковите (светло-серое) в ассоциации с FeNi, CuNi и FeNiCu фазами (белое). Свежий скол породы

(рис. 1). В ассоциации с графитом часто встречаются FeNi, CuNi и FeNiCu фазы.

Графитовые частицы по данным рамановской спектроскопии характеризуются наличием основной полосы G графита $1577\text{--}1582\text{ см}^{-1}$ (рис. 2). Ширина G полосы на ее полувысоте (FWHM_G) колеблется в пределах $19\text{--}26\text{ см}^{-1}$. Полоса D1 ($1353\text{--}1358\text{ см}^{-1}$) интенсивная и в большинстве случаев широкая, что характеризует степень разупорядочения углерода. Появление D2-полосы ($1614\text{--}1624\text{ см}^{-1}$), проявившейся в виде малоинтенсивного плеча G-полосы в спектрах КР, обычно связывают с внутрислоевыми дефектам в УВ вследствие присутствия гетероатомов (в том числе — O, H, N) и ростом степени структурного упорядочения вещества в процессе графитизации [2]. Размер кристаллитов L_a рассчитан по [5] и составляет порядка $20\text{--}40\text{ нм}$, и

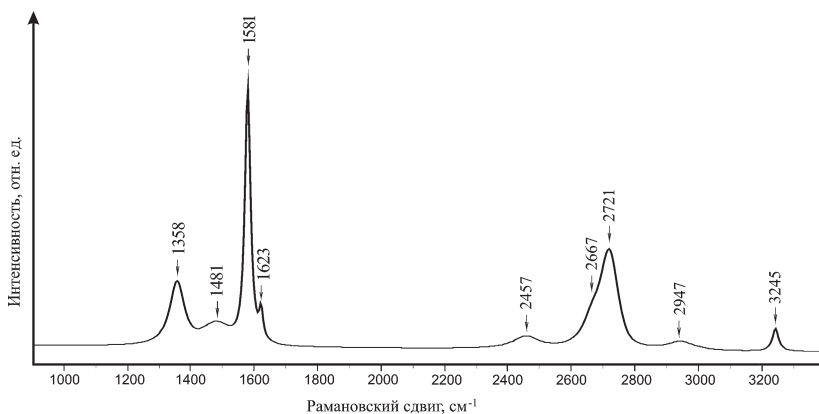


Рис. 2. Типичный рамановский спектр графита из сланцев пуйвинской свиты

лишь изредка достигает 100 нм. Рассчитанная величина R2 (0.14—0.40) характеризует упорядоченность УВ [4]. По полуширине полос G и D1, и соотношению интегральных интенсивностей (D1/G area) графит в сланцах пуйвинской свиты сравним с графитом ставролит-андалузит-силлиманитовой фации метаморфизма [6].

Для оценки возможной температуры образования УВ в сланцах пуйвинской свиты нами рассчитаны температуры по рамановскому термометру: $T\text{ }^{\circ}\text{C} = -445 \cdot R2 + 641$ [4]. Анализ данных показал, что рассчитанная величина коэффициента степени упорядочения графита R2 соответствует формированию УВ сланцев пуйвинской свиты при температуре порядка 460—580 °С.

Согласно проведенным спектроскопическим исследованиям, углеродное вещество в сланцах пуйвинской свиты представлено поликристаллическим графитом, образование которого происходило в относительно стабильных условиях. Формирование графита скорее всего связано не с постмагматической флюидизацией, а вызвано прогревом пород пуйвинской свиты в результате контактового метаморфизма.

Литература

1. Ковальчук Н. С. Редкоземельная минерализация в метаморфических сланцах пуйвинской свиты (R₂), Приполярный Урал // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2015. № 10.
2. Данилова Ю. В., Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Оценка условий флюидогенной углеродизации // Доклады РАН, 2015. Т. 463, № 4. С. 446—450.
3. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера, 2014. № 3. С. 41—50.
4. Beysac O., Goffe B., Chopin C. and Rouzaud J. N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. Metamorph. Geol., 2002. V. 20. № 9. P. 859—871.
5. Cancado L. G., Takai K. General equation or determination of the crystallite size La of nanographite by Raman spectroscopy. Appl. Phys. Lett., 2006. V. 88. P. 163—106.
6. Wopenka B., Pasteris J. D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // Amer. Mineral., 1993. V. 78. P. 533—557.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЙДАРАЦКОГО АЛЛОХТОНА

А. Г. Коннов

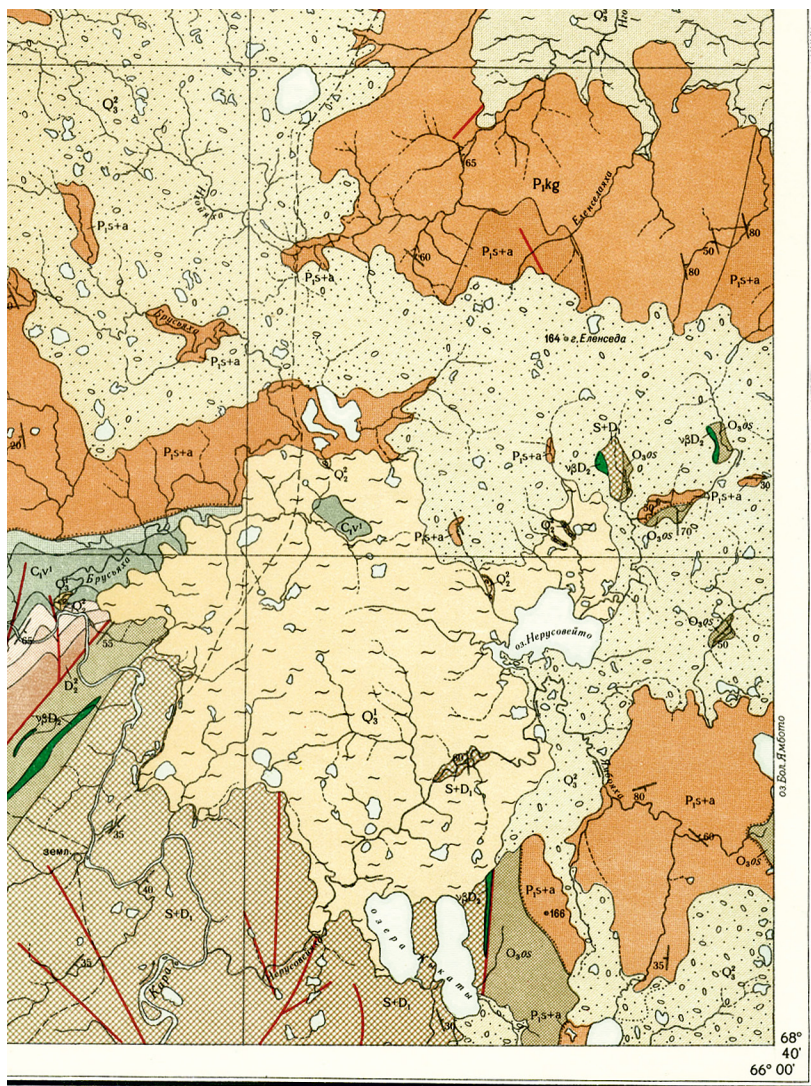
ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург

artem_konnov@vsegei.ru

Междуречье Кары — Нгосавэйяхи — ключевой район для понимания геологического строения зоны сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя. Однако систематические исследования здесь проводились более 60 лет назад. В рамках производства геолого-съёмочных работ на листе R-41-XXX нам выпала возможность посетить этот район.

В качестве одного из опорных участков был выбран район р. Ямбуяха, где еще Е. Я. Радиным и В. И. Устрицким описаны предположительно девонские и достоверно каменноугольные образования [3]. Однако, как можно видеть (см. рисунок), на изданной карте первого поколения данные о наличии здесь образований, заведомо более древних, чем раннепермские, оказались неожиданно «утеряны».

Образования девона, отнесенные нами к няньворгинской свите (D_2-C_{1iv}), наиболее широко распространены к востоку от оз. Кыкаты и севернее широтного течения р. Ямбуяха. У озер Кыкаты наблюдаются практически все характерные породные ассоциации няньворгинской свиты. На гребне и западном склоне высоты 160.8 м, в районе горы Сангопэ и ряде других обнажений вскрыты характерные «ленточно-видные» ритмиты, сложенные переслаивающимися сланцами пепельно-серыми пластинчатыми карбонатно?-кремнисто-глинистыми и черными пластинчато-плитчатыми углеродисто-глинисто-кремнистыми с преобладанием в разрезе первых. По общегеологическим данным, с учетом материалов ГС-50 соседней с востока Осовейской площади [2] эта часть разреза сопоставляется с путьюской свитой (D_{2-3pt}). Структурно-геологические особенности этой части разреза, такие, как плйчатое смятие слойков, мелкие S-образные складки, частое присутствие мелкоамплитудных подобных складок, позволяют нам интерпретировать положение этой части разреза в ядрах сорванных антиклинальных складок, о чем будет сказано ниже. В районе мелкого водотока к западу от оз. Сангото, западнее оз. Мал. Ямбуто эта толща имеет нормальный контакт с вышележащей ассоциацией (снизу вверх): фтанитов полосчатых с прослоями силицитов; чередования пачек (20—40 м) серых, зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев и черных углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев. В верхней части этой ассоциации встречено единичное тело миндалекаменных базальтов. Предполагаемый возраст — поздний фран-ранний фамен. Аналогичные этим черносланцевые образований встречаются в изолированных и в



Геологическое строение района озера Ямбуто [2]

других частях района работ, однако в таких случаях их стратиграфическая привязка крайне затруднительна.

Стратиграфически выше залегают характерные пестроцветные кремнисто-глинистые, глинисто-кремнистые сланцы, силициты позднефаменского возраста. Эта часть разреза вскрывается в нескольких местах по долине р. Ямбуяха, а также по ее правому притоку ниже устья руч. Санготосё. Аналогичные силициты яшмовидного облика опи-

саны А. С. Микляевым [2] и наблюдались нами в районе р. Лабтэляха непосредственно за восточной рамкой листа. По этим образованиям часто развиваются инфльтрационные коры выветривания, обогащенные окислами Mn, Fe, ввиду чего они относительно легко распознаются даже на задернованных участках водотоков.

Залегающие выше турнейские черные фтаниты достовернее всего закартированы прерывистой полосой по восточному склону высоты 160.8 м, где в непосредственной близости от них следуют полосы развития элювия и мелкие коренные выходы серых, темно-серых известняков с поясками, прослоями черных кремней, по литологическому сходству отнесенных нами к карской свите. Аналогичная ассоциация наблюдалась и в долине р. Лабтэляха у восточной границы листа.

Кремнисто-известняковые, известняково-сланцевые образования каменноугольного возраста развиты весьма ограниченно. Предположительно визейские кремнистые известняки ограниченно встречаются вблизи выходов пестроцветной ассоциации позднего фамена, а также сопровождают широкие полосы развития нижнепермской терригенной ассоциации. К западу от оз. Мал. Ямбуто выходы и развалы обломочных и кремнистых известняков тянутся узкой (до 100 м) полосой протяженностью более 3 км. Достоверно башкирско-московские известняки (по конодонтам, определения А. В. Журавлева) картируются в верхнем течении р. Ямбуяха, где вмещают перетолженные кремнистые фосфориты. Для среднекаменноугольной части разреза характерна как минимум равная доля участия в разрезе известняков и углеродисто-глинистых, углеродисто-карбонатно-глинистых сланцев. Завершает разрез пачка голубовато-серых, стально-серых «массивных» плитчатых кремнисто-глинистых сланцев приблизительной мощностью 30—40 м. В этих «массивных» сланцах у контакта с пачкой известняков и углеродисто-глинистых сланцев в обнажении на р. Ямбуяха в 150 м выше устья руч. Санготосё В. А. Салдиным обнаружены конодонтовые элементы, результаты определения которых ожидаются. Стратиграфически выше пачки «массивных» сланцев в этом же обнажении залегают пачка темно-серых и листовато-пластинчатых углеродисто-глинистых сланцев с линзами известняков, для которых по конодонтам (определения А. В. Журавлева) установлен ассельский возраст. Выше по течению в районе гребневидного изгиба русла реки по мелкому разрывному нарушению с известняками среднего карбона контактируют зеленовато-серые алевритистые сланцы видимой мощностью около 15 м, выше которых в разрезе появляются полимиктовые песчаники. Суммарную мощность пограничного интервала нижней перми ввиду широкого развития пликвативно-дизъюнктивных деформаций оценить затруднительно, по-видимому, она не менее 50—60 м.

Чаще всего в районе работ в составе нижнепермской терригенной ассоциации наблюдается чередование пачек: а) переслаивания песча-

ников серых грубоплитчатых до массивных толстопластовых полимиктовых и алевроаргиллитов темно-серых листоватых (алевритисто-глинистых сланцев) с резким преобладанием первых (10—20 м), б) алевролитов черных с многочисленным углефицированным растительным сором и алевроаргиллитов черных (10—15 м) с редкими маломощными прослоями песчаников, с редкими прослоями известняков. Эта монотонная ассоциация встречается к северу от долины р. Нгавальяха вплоть до прибрежно-морской равнины, в юго-восточной части листа южнее долины р. Ямбуяхи, к западу вплоть до Торасовейского массива. В отдельных разрезах (рр. Салабэйяха, Нгайяха и др.) встречаются толщи ритмичного переслаивания песчаников серых полимиктовых с галькой, гравием аргиллитов в подошвах слоев, алевролитов песчаных, переходящих в алевроаргиллиты, реже аргиллиты с последовательностями цикла Боума b-c-d-e, реже a-b-c-d. Эта ассоциация близка к описанной [1] для тарханской толщи.

В тектоническом отношении описываемый район принадлежит Западно-Осовейской пластине Байдарацкого аллохтона, по Карскому надвигу надвинутой на рифогенные известняки Каро-Лядгейского карбонатного параавтохтона [2]. Сложность тектоники определяется положением описываемого района во фронтальной части покрова, а также повсеместным развитием наложенных разрывных нарушений. В упрощенном виде структура выглядит как серия тектонических чешуй, представляющих собой сорванные висячие крылья крупных, в современной структуре бескорневых, антиклиналей. В крыльях с запада на восток обнажатся все более молодые образования, затем картина повторится, как это наблюдается к востоку от озер Кыкаты.

Литература

1. *Зархидзе Д. В.* ГДП-200 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь). Нарьян-Мар, 2010.
2. *Иванова А. М., Войцеховский В. Н.* Геологическая карта СССР масштаб 1:200 000 листа R-41-XXIX, XXX. Москва, 1959
3. *Микляев А. С., Шлома А. А., Романова Н. В.* Групповая геологическая съемка м-ба 1:50 000 на Осовейской площади. Листы R-42-109-А, Б, В, Г; 110-В(в,г); 121-А, б, в. Воркута, 1988.
4. *Радин Е. Я., Устрицкий В. И.* Геологическое строение района нижнего течения реки Кара (северо-восточный Пай-Хой). Ленинград, 1950.

КАТАГЕНЕЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА КОРОТАИХИНСКОЙ ВПАДИНЫ

И. С. Котик, О. С. Котик
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
iskotik@geo.komisc.ru

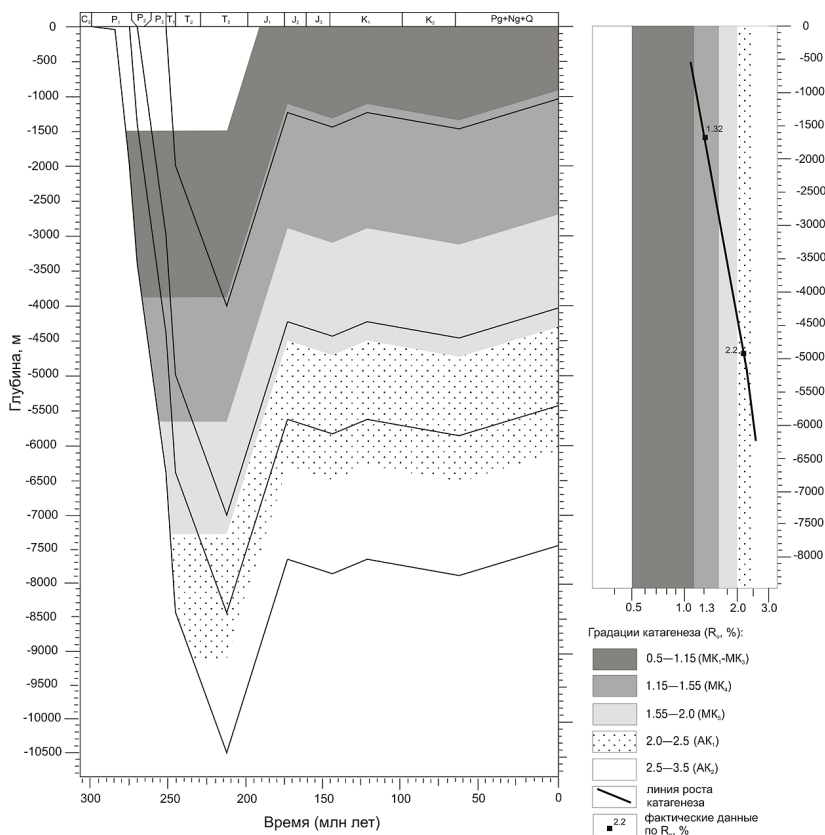
В последние годы территория Коротаихинской впадины вызывает повышенный интерес, как область потенциального приращения сырьевой базы углеводородов в Тимано-Печорской провинции [5]. При оценке перспектив нефтегазоносности этой территории немаловажное значение имеет изучение катагенетической преобразованности органического вещества (ОВ) осадочных толщ. Вопросам катагенеза ОВ нефтегазоносных комплексов Коротаихинской впадины посвящены работы Л. А. Анищенко [3], Т. К. Баженовой [4], С. С. Клименко [2], Bret J. Fossum [6] и др.

Основным объектом для наших исследований являлись терригенные угленосные отложения пермского возраста, вскрываемые в естественных выходах по р. Силоваяха на северо-восточном борту Коротаихинской впадины.

Проведенные измерения показателя отражения витринита в углях и породах, характеризующие катагенетическую преобразованность ОВ, показывают, что пермские отложения находятся на последних стадиях мезокатагенеза и начале апокатагенеза (см. рисунок). Отложения верхней перми располагаются в конечной зоне нефтегенерации МК₄₋₅. Породы ранне- и среднепермского возраста погружались на значительные глубины (более 10 км), соответствующие термическим условиям стадий МК₅—АК₂ при которых происходят процессы газоконденсато- и газогенерации. Дополнительными признаками высокой зрелости ОВ пермских отложений служат отсутствие битумных ореолов вокруг включений битуминита и отсутствие свечения компонентов группы лейптинита в ультрафиолетовом свете. В настоящее время в зоне нефтяного окна находятся отложения триаса.

В Коротаихинской впадине ранее были выявлены зоны с различными значениями палеотермического градиента и темпами роста катагенеза [3]. Полученные нами градиенты приращения катагенеза составляют 0.027—0.030 % на 100 метров, что отвечает растянутому катагенетическому разрезу с низким градиентом прироста.

В соответствии с построенной моделью погружения и катагенеза (рисунок) основное время эмиграции нефтяных и газообразных углеводородов приходится на кунгурско-среднетриасовое время, то есть до начала формирования складчато-надвиговых дислокаций в Коро-



Модель погружения и катагенеза пород по р. Силоваях

таихинской впадине. Последующие орогенические движения, вероятно, негативно влияли на сохранность залежей углеводородов, приводя к их дегазации. Однако, установленные признаки нефтегазоносности (Хальмерьюское угольное месторождение, скв. 1-Коротайха) свидетельствуют о возможности обнаружения залежей углеводородов в этой сложнодислоцированной части впадины. При этом, в нижних горизонтах (P_{1-2}), где катагенез ОВ составляет МК₅—АК₂, следует ожидать газоконденсатные и газовые залежи, а в верхних (P_{2-3}) возможны нефтяные [1].

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-21 «Закономерности размещения и условия формирования скоплений углеводородов в осадочных толщах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции».

Литература

1. *Баженова Т. К., Богословский С. А., Шапиро А. И.* Геохимия палеозоя юго-западного склона Пай-Хоя и генерация углеводородов в Коротаихинской впадине // Разведка и охрана недр. 2010. №6. С. 21—26.
2. *Клименко С. С.* Катагенез органического вещества осадочных толщ Коротаихинской впадины в аспекте перспектив нефтегазоносности // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 9. С. 28—32.
3. Органическая геохимия и нефтегазоносность пермских отложений севера Предуральяского прогиба / Л. А. Анищенко, С. С. Клименко, Н. Н. Рябинкина и др. СПб: Наука, 2004. 214 с.
4. Органическая геохимия Тимано-Печорского бассейна / Т. К. Баженова, В. К. Шиманский, В. Ф. Васильева и др. СПб.: ВНИГРИ, 2008. 164 с.
5. *Прищепа О. М., Житников В. А., Орлова Л. А., Чумакова О. В.* Коротаихинская впадина — новое направление наращивания сырьевой базы нефти и газа в Тимано-Печорской провинции // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. №5. С. 4—13.
6. *Bret J. Fossum, Neil T. Grant, Baya V. Vyurchieva.* Petroleum System Evaluation of the Korotaikha Fold-belt and Foreland Basin, Timan-Pechora Basin, Russia // Adapted from poster presentation given at AAPG Annual Convention and Exhibition. Pittsburgh, 2013.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФАЗОВОГО ПЕРЕХОДА ЖИДКОСТЬ-КРИСТАЛЛ В ВОДНО-СОЛЕВОМ РАСТВОРЕ KNO_3 СПЕКТРОСКОПИЕЙ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА

А. А. Кряжев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

kryazhev@geo.komisc.ru

В настоящее время спектроскопия комбинационного рассеяния (КР) света является мощным инструментом для исследования различных веществ. Свое широкое распространение она получила благодаря возможности изучать разнообразные объекты в различных агрегатных состояниях, при этом являясь неразрушающим методом. КР спектроскопия с успехом используется в геологии и минералогии, геммологии, биологии и медицине, криминалистике, а также в различных отраслях промышленности. В данной работе все спектры комбинационного рассеяния света были получены при использовании спектрометра ДФС-24 фирмы ЛОМО. Несмотря на некоторые недостатки, спектрометр ДФС-24 обладает качественной оптической частью и, соответственно, высоким разрешением, не уступающим современным приборам.

Целью данной работы было исследование фазового перехода жидкость-кристалл, определение метастабильной области в районе точки

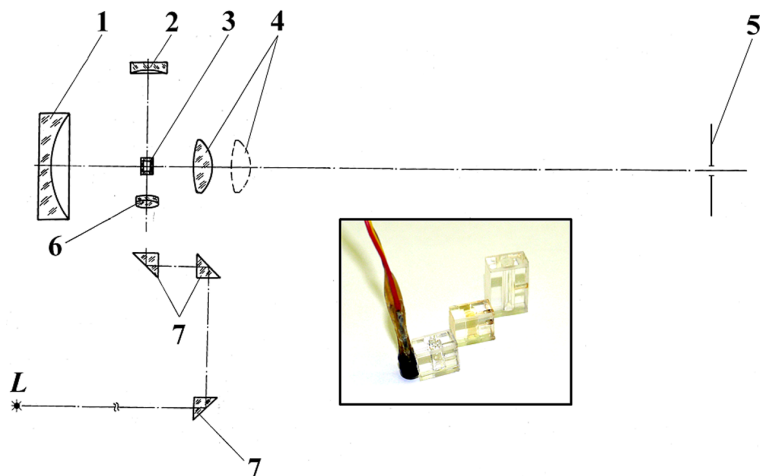


Рис. 1. Оптическая схема съемки КР спектра для жидкостей.

1, 2 — вогнутые отражатели, 3 — кювета с жидкостью, 4 — фокусирующая на щель линза, 5 — входная щель, 6 — фокусирующая на объект линза, 7 — 90° призма ввода лазера, L — лазер

насыщения и выявление предкристаллизационных кластеров в водно-солевом растворе [1]. В качестве модельного объекта был использован раствор KNO_3 . Выбор данного вещества обусловлен появлением мощных дополнительных пиков на спектре в области от 500 см^{-1} до 1500 см^{-1} , связанных с валентными колебаниями аниона NO_3^- . В качестве растворителя использовалась дистиллированная вода. Все измерения проводились в термостатируемой кювете с цифровым датчиком температуры, установленным непосредственно на кювету. Точность измерения температуры составляла $\pm 0.05\text{ }^\circ\text{C}$, интервал опроса датчика — 3 сек. Оптическая схема эксперимента представлена на рисунке 1.

Раствор KNO_3 подготавливался путем взвешивания соли и отмера воды так, чтобы точка его насыщения была на $40\text{ }^\circ\text{C}$. Затем соль полностью растворялась в дистилляте при температуре $\sim 80\text{ }^\circ\text{C}$. Измерения проводились при охлаждении раствора в интервале температур от $56.7\text{ }^\circ\text{C}$ до $18.5\text{ }^\circ\text{C}$ с шагом $\sim 5\text{ }^\circ\text{C}$. Также предварительно были получены КР спектры исходных веществ раствора.

КР спектр кристаллического KNO_3 состоит из трех пиков, главным из которых является пик 1049 см^{-1} , причем перекристаллизация значительно улучшает качество исходного вещества (рис. 2). Для приготовления исследуемого раствора использовалась именно перекристаллизованная соль. КР спектр жидкой дистиллированной воды, полученный при температуре $T = 21.7\text{ }^\circ\text{C}$, состоит из нескольких хорошо разрешимых пиков, основными из которых являются: деформационная полоса с максимумом около 1640 см^{-1} , ассоциативная полоса с максимумом около 2130 см^{-1} и валентная полоса ОН-групп с максимумом около 3420 см^{-1} [2, 3]. Дальнейшее увеличение температуры

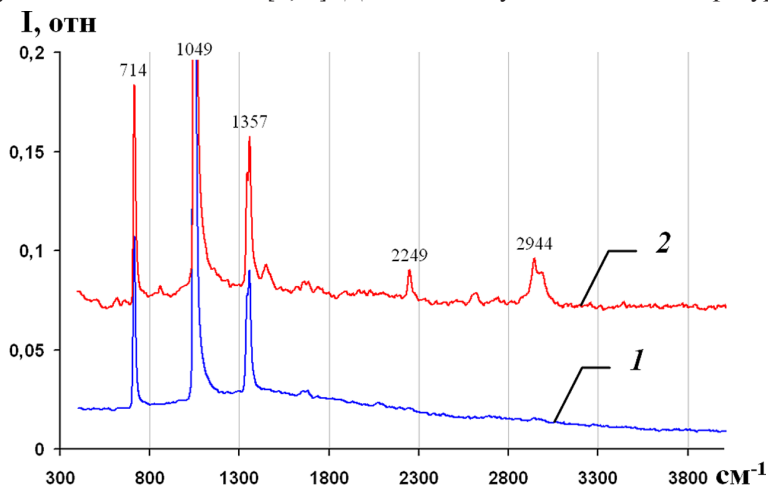


Рис. 2. КР спектр твердого KNO_3 .

1 — кристалл из раствора, 2 — исходный порошок

приводит к незначительному сдвигу и изменению формы валентной полосы, что связано с ослаблением водородных связей и увеличением частоты симметричных валентных колебаний [3] (рис. 3). Также валентная полоса имеет сложный профиль, который можно представить сверткой из четырех Гауссовых компонент с частотами (для температуры 21.7°C): 3027 см⁻¹, 3203 см⁻¹, 3423 см⁻¹ и 3619 см⁻¹ (рис. 4).

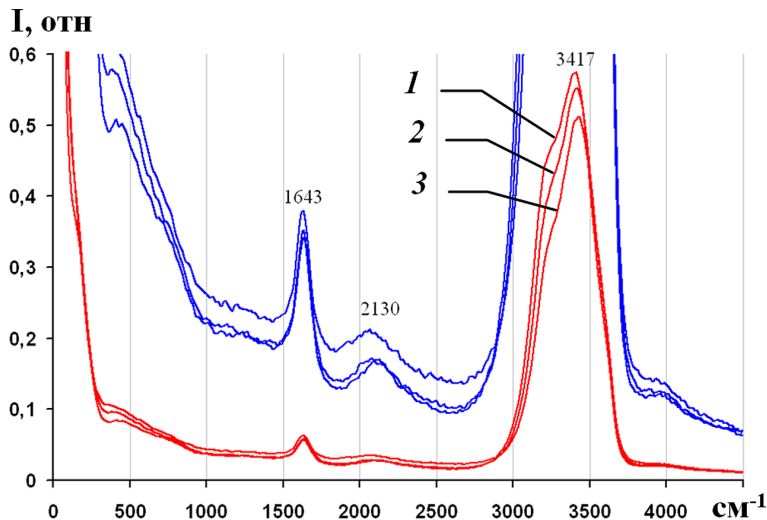


Рис. 3. КР спектр жидкой дистиллированной воды (в обычном и увеличенном масштабах). Температура: 1 – $T = 21.7^\circ\text{C}$, 2 – $T = 41.0^\circ\text{C}$, 3 – $T = 60.7^\circ\text{C}$

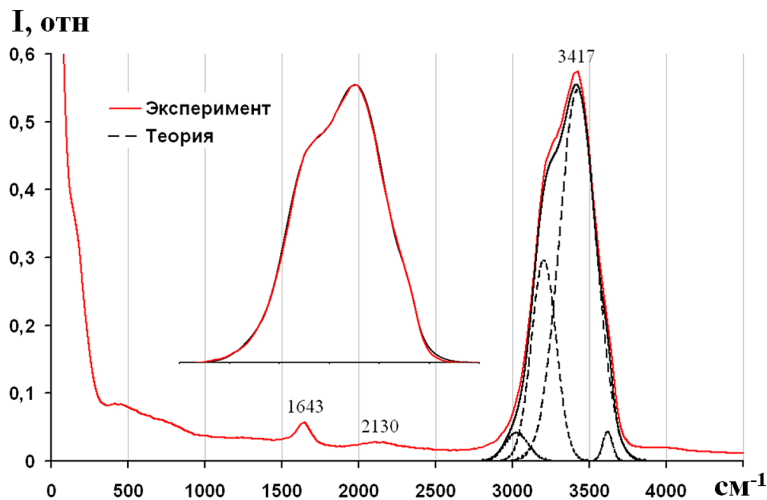


Рис. 4. КР спектр жидкой дистиллированной воды с раскладкой основного пика на четыре Гауссовых компоненты. Температура: $T = 21.7^\circ\text{C}$

Растворение в воде различных солей может значительно менять КР спектр. Например, NaCl слабо влияет на общую форму спектра, в то время как KNO_3 вызывает появление мощных дополнительных пиков в области от 500 см^{-1} до 1500 см^{-1} , обусловленных валентными колебаниями аниона NO_3^- . В области же валентных колебаний воды, простой катион K^+ оказывает такое же слабое влияние, как и в случае с NaCl. Если растворить соединение, состоящее из двух сложных ионов (например NH_4NO_3), то значительно изменятся обе области валентных колебаний (рис. 5).

I, отн

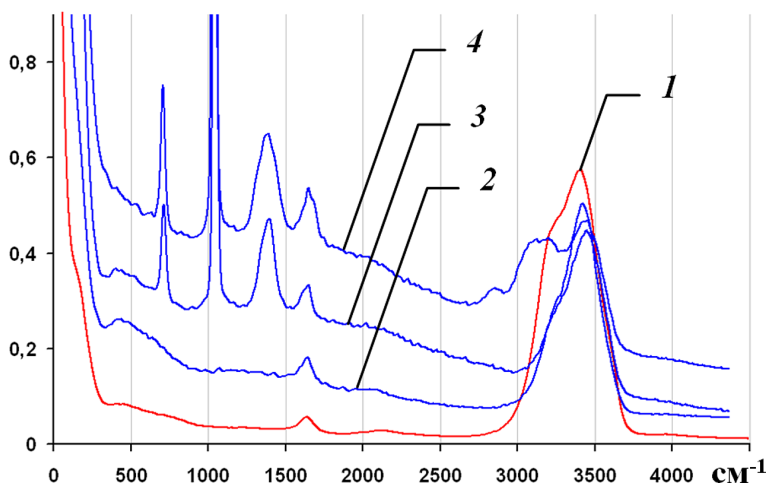


Рис. 5. КР спектры концентрированных водно-солевых растворов.
1 — дистиллят, 2 — NaCl, 3 — KNO_3 , 4 — NH_4NO_3

Изменение температуры в интервале от 56.7°C до 18.5°C приводит к изменению формы и сдвигу полос КР спектра раствора KNO_3 , точка насыщения которого составляла 40°C . Была снята серия спектров для следующих температур: 56.7°C , 50.5°C , 45.6°C , 40°C , 35.1°C , 30.8°C , 21.8°C , 18.5°C ; при этом спектры разделились на два основных массива (рис. 6).

Сначала раствор находился в недосыщенном, а потом в пересыщенном состоянии до температуры 35.1°C . Фазовый переход жидкость-кристалл происходил при дальнейшем понижении температуры и сопровождался сдвигами в область низких частот и сужением основных пиков (см. таблицу).

T ↓	Пик, см^{-1}				
	718	1050	1405	1662	3475
	717, 714	1049	1405, 1358, 1357	без изменений	3457

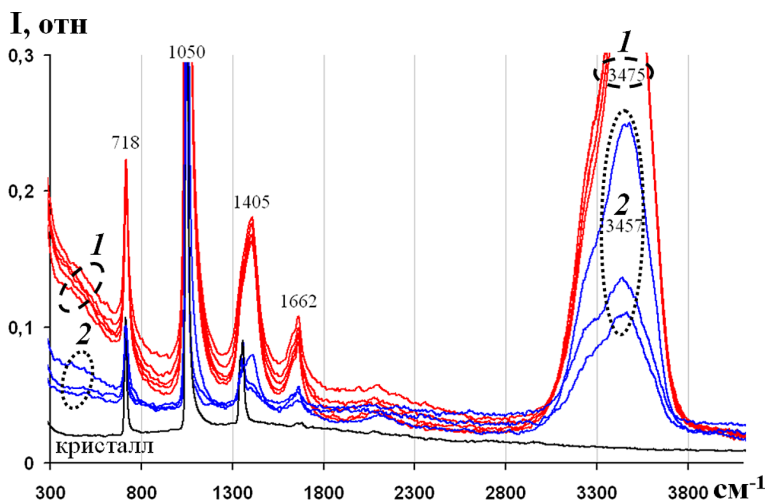


Рис. 6. КР спектры водного раствора KNO_3 (насыщение при $T = 40^\circ\text{C}$).
Температура: 1 — $T = 56.7 \pm 35.1^\circ\text{C}$, 2 — $T = 30.8 \pm 18.5^\circ\text{C}$

Так же имеют место незначительные внутримассивные сдвиги полос, связанные с изменением температуры. Пик 1662 см^{-1} не меняет свое положение, т. к. он не относится к аниону NO_3^- . Валентная полоса ОН-групп воды значительно сдвигается при фазовом переходе (рис. 7, 8). Основной пик аниона NO_3^- 1050 см^{-1} имеет ярко выраженную асимметрию, что говорит о наличии нескольких компонент в его составе, которые могут характеризоваться присутствием разупорядо-

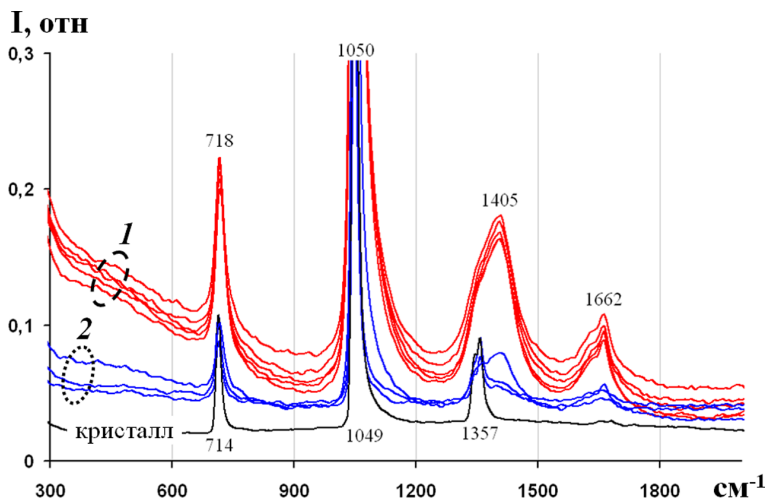


Рис. 7. КР спектры водного раствора KNO_3 (область колебаний аниона NO_3^-)

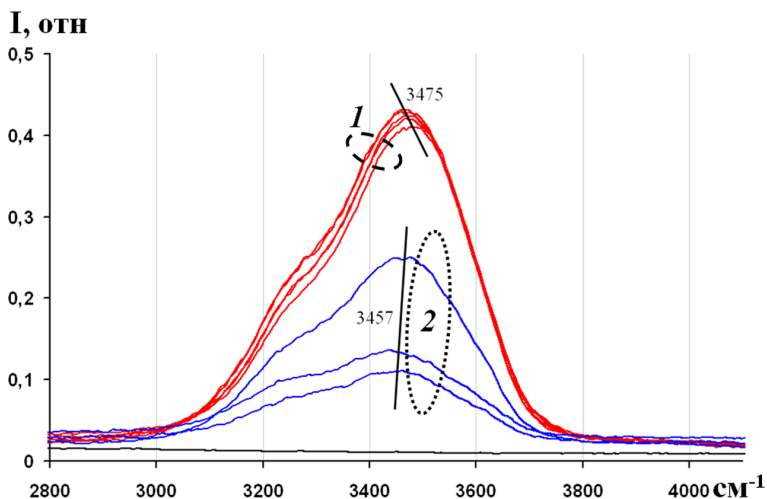


Рис. 8. КР спектры водного раствора KNO_3 (область колебаний ОН-групп воды)

ченных (ионы) и упорядоченных (кластеры) ассоциаций [1]. Пик 1405 см^{-1} претерпевает значительные изменения в процессе фазового перехода. При температуре $30.8 \text{ }^\circ\text{C}$ его форма представляет собой слияние «кристаллической» и «некристаллической» компонент, что свидетельствует о наличии кластерных образований в растворе.

Полученные результаты показывают существование довольно широкой метастабильной области раствора KNO_3 , составляющей $\sim 10 \text{ }^\circ\text{C}$ в диапазоне выбранных температур. Она была выявлена для дальнейшего исследования с меньшим температурным шагом с целью определения не только наличия предкристаллизационных кластеров, но и их физических параметров.

Работа выполнена при использовании оборудования ЦКП «Геонаука» и финансовой поддержке программ РАН № 15-18-5-45, РФФИ № 14-05-00592а, а также НШ-4795.2014.5.

Литература

1. Rusli I. T., Schrader G. L., Larson M. A. Raman spectroscopic study of NaNO_3 solution system — solute clustering in supersaturated solutions // Journal of Crystal Growth, 1989, V. 97. P. 345—351.
2. Эйзенберг Д., Кауцман В. Структура и свойства воды. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 279 с.
3. Буриков С. А., Доленко Т. А., Карпов Д. М. Вклад резонанса Ферми в формирование валентной полосы спектра комбинационного рассеяния воды // Оптика и спектроскопия, 2010. Т. 109, № 2. С. 306—312.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ШАРЬЮ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА)

И. В. Кряжева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Innageologi@mail.ru

В результате полевых исследований в 2013 году на реке Шарью (левый приток р. Уса, Поднятие Чернышева) была обнаружена карстовая полость с остатками позвоночных животных (грот Шарью). Местонахождение расположено на правом берегу реки в 1.5 км ниже по течению от геологического памятника природы Окно в скальном выходе известняков силура на высоте 7 м от уреза воды.

Местонахождение представляет собой небольшой грот высотой 1 м, шириной 0.8 м и глубиной 2 м, в котором был заложен раскоп 1×0.6 м (рис. 1, А, Б). В разрезе рыхлых отложений, мощностью 0.5 м вскрывается два горизонта разного литологического состава (рис. 2, А, Б):

1. Пылеватый, светло-серый алевролит со щебнем, дресвой и глыбами известняка. Содержит кости позвоночных. Граница с нижележащим слоем субгоризонтальная, по цвету. Мощность слоя 3 см.

2. Суглинок коричневого цвета с большим содержанием грубообломочного материала (около 80 %). Содержит кости позвоночных. Мощность слоя 47 см.

В местонахождении встречены остатки мелких птиц, зайцеобразных, насекомоядных, грызунов и рыб с преобладанием последних.

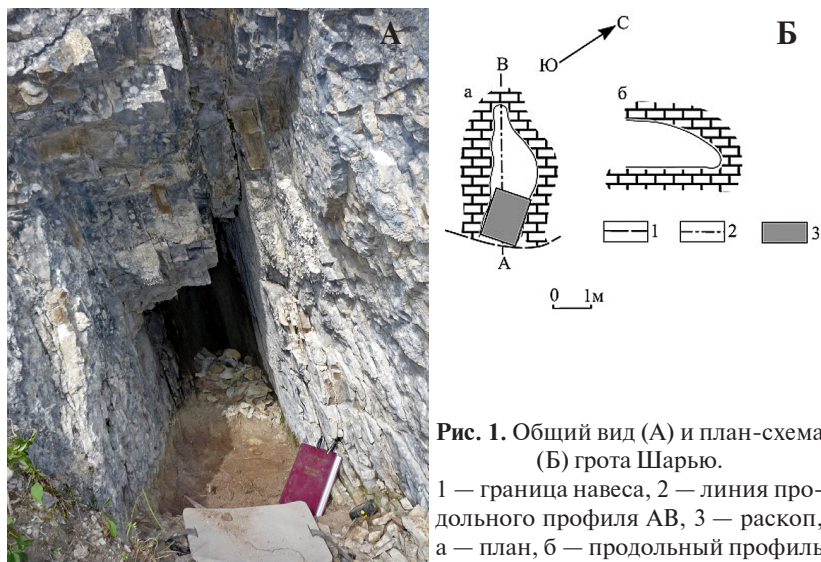


Рис. 1. Общий вид (А) и план-схема (Б) грота Шарью.

1 — граница навеса, 2 — линия продольного профиля АВ, 3 — раскоп, а — план, б — продольный профиль

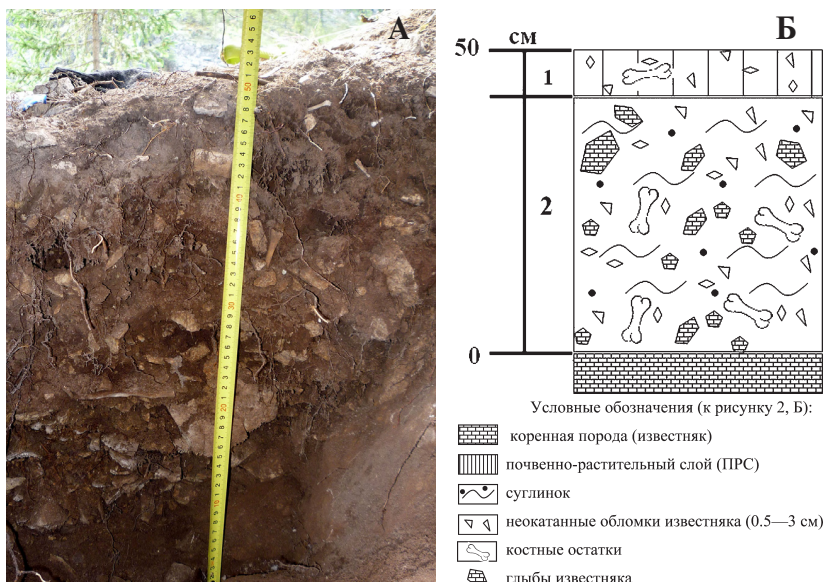


Рис. 2. Фото (А) и схематический геологический разрез (Б) рыхлых отложений грота Шарью

Остатки рыб представлены всеми частями скелета с преобладанием чешуи.

Остатки мелких птиц представлены несколькими черепами.

Остатки зайцеобразных представлены позвонками, ребрами, фрагментами черепа, тазовыми костями и небольшим количеством изолированных зубов. Раздробленность костей невысокая.

Остатки грызунов и насекомоядных представлены всеми частями скелета. Наиболее многочисленны позвонки, ребра, метаподии и фаланги, а наименее многочисленны фрагменты черепа, нижние челюсти и изолированные зубы. Костные остатки частично растворены и эродированы. Раздробленность костей невысокая.

Сохранность костных остатков мелких млекопитающих (характер коррозии от действия пищеварительных ферментов, степень раздробленности и т. д.) из местонахождения свидетельствует о погачочном происхождении ископаемого материала [2]. Всего из отложений грота определено 1024 зуба мелких млекопитающих.

В результате исследования было определено 9 видов мелких млекопитающих. Все встреченные виды были сгруппированы по зональной приуроченности (см. таблицу). Предпочитаемая природная зона — наиболее всеобъемлющий параметр, который включает в себя и тип растительности, и некоторый перечень возможных кормов и климатические характеристики.

Количество щечных зубов и соотношение остатков (доли видов в слое, %) грызунов из местонахождения Шарью

Вид	Кол-во зубов	Доля вида, в %
Тундровые		
<i>Dicrostonyx</i> sp.	7	0.7
<i>Lemmus sibiricus</i>	14	1.4
Лесные		
<i>Clethrionomys</i> sp.	344	33.6
<i>Myopus schisticolor</i>	97	9.5
<i>Microtus agrestis</i>	147	14.3
<i>Sicista betulina</i>	3	0.3
<i>Sciurus vulgaris</i>	1	0.1
Интразональные		
<i>Arvicola amphibius</i>	152	14.8
<i>Microtus oeconomus</i>	259	25.3
Итого	1024	100

В отложениях грота Шарью были найдены остатки рыжих полевков (33.6 %), полевки экономки (25.3 %), водяной полевки (14.8 %), темной полевки (14.3 %), лесного (9.5 %), сибирского (1.4 %) и копытного (0.7 %) леммингов, а так же несколько зубов лесной мышовки (0.3 %) и белки (0.1 %).

По своему составу и структуре это сообщество схоже с ископаемым комплексом из ниши Щугер-2 и слоя 2 грота Кожим-2, датированных субатлантиком [1, 3]. Здесь преобладают лесные виды (49.5 и 58 %), подчиненное положение занимают интразональные (46 и 34.3 %) и тундровые (4.5 и 7.7 %). В сообществе Шарью на лесные виды приходится — 57.8 %, на интразональные — 40.1 % и на тундровые — 2.1 %. Из выше изложенного следует, что ископаемое сообщество грызунов из местонахождения Шарью сформировалось, скорее всего, в позднем голоцене, возможно в течение субатлантического периода.

Работа выполнена при поддержке программы УрО РАН проект № 15-18-5-38.

Литература

1. *Кряжева И.В., Пономарев Д.В., Т. ван Кольфсхотен, Х. ван дер Плихт* История формирования современных сообществ микромаммалий Приполярного Урала // Экология, 2012, № 5. С. 1—8.
2. *Кряжева И. В.* Особенности накопления и сохранности костных остатков мелких млекопитающих в карстовых полостях Приполярного Урала // Вестник Института геологии. Сыктывкар, 2012. № 6. С. 8—10.
3. *Кряжева И. В., Пономарев Д. В.* Микротериофауна западного склона Приполярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене (р. Кожим) // Вестник Института геологии. Сыктывкар, 2014. № 5. С. 3—9.

РАЗНОТИПНЫЕ РАЗЛОМЫ СРЕДНЕГО ТИМАНА И ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО АВЛАКОГЕНА В ПОЛЕ РАДОНА

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

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

asmagomedova@geo.komisc.ru, udoratin@geo.komisc.ru

Тектонические разломы представляют собой участки пониженной прочности горных пород, которые следует рассматривать как слабое звено в системе тектонических объектов. Крупные разломы, протяженностью в первые километры и более, формирование которых связано с тектоническими смещениями больших объемов горных пород, являются локализованными *механическими сдвигами* или *сбросами, сдвигами* по простиранию, *взбросами, надвигами* с геологической позиции [2].

Для большинства регионов выделение разломов прямыми методами невозможно из-за слабой обнаженности коренных пород. Поэтому для их изучения геофизические методы являются наиболее эффективными. Надежными являются сейсмические методы, однако не всегда удастся получить материалы хорошего качества, они дорогостоящие, и в основном направлены на поиски углеводородов. Данные магниторазведки, электроразведки, гравиразведки позволяют картировать разломные зоны, они более доступны в производстве, но ограничены по природе метода. Наиболее эффективным при картировании является комплексирование методов.

Эманационная съемка традиционно считается методом, позволяющим выявлять разломы, скрытые под наносами, но проницаемые в настоящее время для подземных газов. Интенсивность концентрации радона в почвенном воздухе иногда напрямую связывают со степенью современной геодинамической активности разрывного нарушения [3].

Задача наших исследований заключалась в отработке методики экспрессной эманационной съемки в условиях Среднего Тимана и Печоро-Колвинского авлакогена (ПКА), выявления закономерностей пространственных вариаций объемной активности радона и оценки активности разломных зон и отдельных локальных магнитных аномалий.

В пределах Среднего Тимана работы выполнялись на Вольско-Вымском и Четласском поднятиях. Разломные зоны отождествлялись с узкими линейными вытянутыми аномалиями магнитного поля, полученными в результате аэромагнитной съемки 1:25000 масштаба [1, 4]. На территории центральной части западного борта Печоро-Колвинского авлакогена радоновая съемка выполнялась на разломах, выделенных нами по сейсмическим данным.

Радоновая съемка проводилась при помощи радиометра РРА-01М-01, характеризуются чувствительностью не менее $1.2 \cdot 10^{-4}$ м³/(с Бк) и 30 % пределом допускаемой относительной погрешности. Для каждого измерения очищалась площадка земли размерами 30×30 см и проводилось бурение скважин глубиной 50 см и диаметром 10 см. Время одного замера составляло от 40 до 60 минут. В случае невозможности бурения скважины измерения выполнялись с поверхности земли.

В ходе магнитометрических исследований на *Вольско-Вымском* поднятии нами были выделены, а также заверены ранее выделенные Средненский, Водораздельный и Синеручейский разломы, а на *Четласском поднятии* — Ворыквинский, Косьюский, Визингский, Четласский и Центрально-Тиманский разломы. По сейсмическим разрезам в районе *Печоро-Колвинского авлакогена* — Шапкино-Юрьяхинский, Подчерем-Каменский, Печерогородско-Переборский и Илыч-Чикшинская система разломов.

Разломы *Вольско-Вымской* гряды имеют северо-западное простирание, морфологически классифицируются как взбросо-надвиги [4]. В пределах *Четласского* поднятия по непрерывной цепочке линейно вытянутых аномалий отчетливо выделяются Визингский, Косьюский и Ворыквинский разломы, которые имеют субмеридиональное простирание. Центрально-Тиманский и Четласский разломы имеют северо-западное направление. Разломные зоны авлакогена имеют северо-западное и субмеридиональное направления, морфологически классифицируются как сбросы.

Наблюдения ОАР показали, что повышенные значения прослеживаются в пределах Синеручейского, Ворыквинского, Визингского, Четласского и Центрально-Тиманского разломов, где значения ОАР находятся в диапазоне 256—1019 Бк/м³ со скважины. С поверхности земли на территории этих же разломов также наблюдается повышенный фон радона (58—745 Бк/м³).

Значения ОАР в пределах Илыч-Чикшинской системы разломов изменяется от 541 до 967 Бк/м³. Максимальное значение ОАР зафиксировано на южной окраине Шапкино-Юрьяхинского разлома и составляет 1626 Бк/м³. В северной части Печерогородско-Переборского разлома концентрация радона не превышает 763 Бк/м³. Наиболее изученным в продольном направлении является Подчерем-Каменский разлом, где ОАР изменяется от 716 до 1331 Бк/м³.

На территории южной части Четласского поднятия и северной части Вольско-Вымской гряды не все разломные зоны характеризуются наличием радона и не всегда прослеживается на протяжении всего разлома; в пределах Печоро-Колвинского авлакогена наблюдаются достаточно высокие значения ОАР по всем разломным зонам.

Сравнивая ОАР разломов Среднего Тимана и Печоро-Колвинского авлакогена, следует отметить, что более высокие значения ОАР ха-

рактены для разломов авлакогена. Это указывает на большую активность радона в сбросах по отношению к надвигам. Ранее была выполнена радоновая съемка в пределах Кировско-Кажимского авлакогена, где также наблюдается более высокие значения ОАР в разломных зонах сбросового типа. Полученные результаты показывают на возможность применения радоновой съемки для выделения и картирования разломных зон, оценки степени их тектонической активности.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-11.

Литература

1. Пармузин Н. М. «Отчет на производство поисковых работ на комплекс полезных ископаемых (марганец, редкие металлы, алмазы, золото) на территории Четласского Камня (Средний Тиман) и его обрамления на территории Республик Коми» Инта, 2003 г.

2. Ребецкий Ю. Л. Разлом-особое геофизическое тело в земной коре. / Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле // Материалы докладов Всероссийской конференции, Москва, 2009. Т. 2. С. 123—131.

3. Семинский К. Ж., Бобров А. А., Дэмбэрэл С. Вариации объемной активности радона в разломных зонах земной коры: пространственные особенности зонах // Физика Земли, 2014. №6. С. 80—98.

4. Шаметко В. Г. Отчет «Поисковые работы на коренные источники алмазов в северной части Вольско-Вымской» Ухта, 2003 г.

СТРОМАТОЛИТЫ И ИХ ПОРОДООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В СИЛУРЕ

В. А. Матвеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vamatveev@geo.komisc.ru

Роль строматолитовых построек в породообразовании неоднократно отмечалась многими исследователями [1, 2, 4, 7]. Впервые количественная оценка породообразующей роли строматолитов была дана В. Г. Махлаевым (1954) при изучении строматолитов в данково-лебединских слоях в Центральном девонском поле. Им было установлено, что строматолиты слагают в среднем около 5 % стометровой пачки в данко-лебединских слоях [8].

Автором впервые предпринята попытка количественной оценки суммарной мощности строматолитовых слоев в метрах и процентах от общей мощности карбонатных отложений в силурийских разрезах западного склона Приполярного Урала. Основу для настоящей статьи составляют материалы, собранные лично автором при проведении тематических, палеонтологических и стратиграфических исследований на западном склоне Приполярного Урала. Изучено четыре разреза, при послыном описании которых собрана коллекция строматолитов.

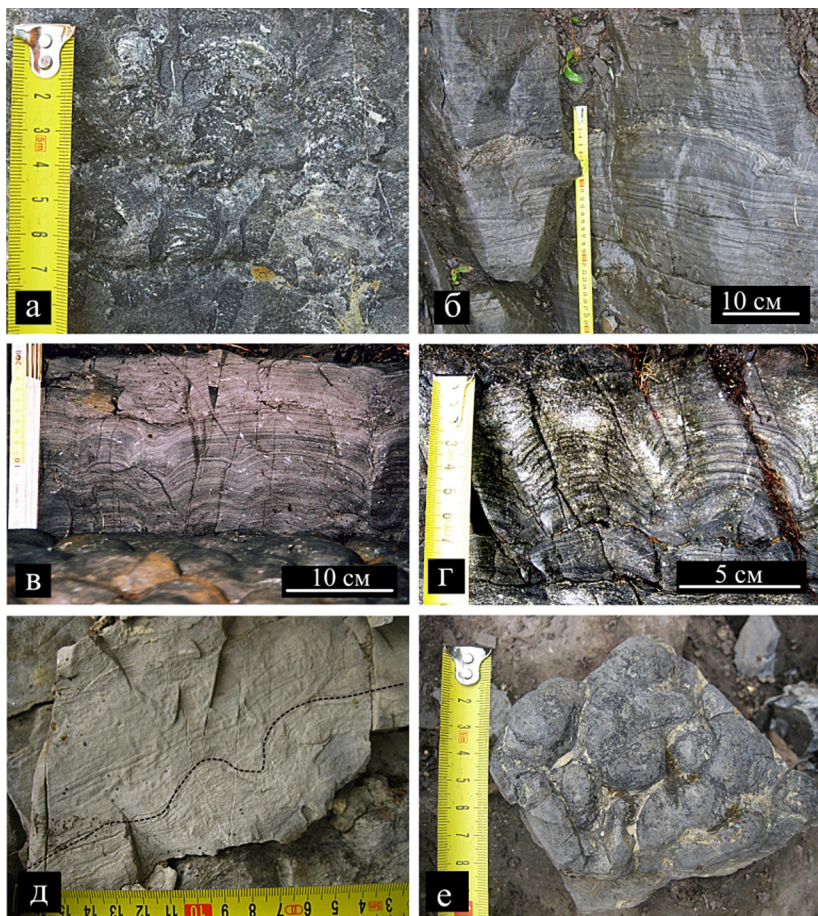
Строматолиты, обычно, рассматриваются как биогенно-осадочные образования — продукты механического захвата, связывания и осаждения частиц осадка главным образом цианобактериями. Строматолиты — единственные ископаемые биогенные образование, встречающиеся с докембрия по настоящее время [11].

Изучение силурийских карбонатных толщ на западном склоне Приполярного Урала выявило широкое латеральное распространение строматолитовых образований и их приуроченность к крайне мелководным отложениям силура — в лландовери (в бассейне р. Кожым, обн. 109, 217, 229, 236А) и лудлове (в бассейне р. Кожым, обн. 236) [5, 6, 9, 10].

Строматолитовые слои в изученных разрезах имеют мощность от нескольких сантиметров до 2 м и характеризуются значительным морфологическим разнообразием.

В отложениях западного склона Приполярного Урала установлены четыре основных морфологических типа строматолитовых построек: корковидные, пластовые, столбчатые и куполовидные (см. рисунок) [5, 6]. Разнообразии форм строматолитовых построек, обусловлены особенностями условий осадконакопления в приливно-отливной зоне бассейна [5].

При количественном анализе мощности строматолитовых слоев в силурийских отложениях на западном склоне Приполярного Урала



Морфологическое разнообразие строматолитовых построек (западный склон Приполярного Урала): а — столбчатые (р. Кожым, филиппельский горизонт, обн. 217, обр. 12/217); б — корковые (р. Кожым, филиппельский горизонт, обн. 109, обр. 11/262); в — куполовидно-пластовые (р. Кожым, филиппельский горизонт, обн. 236, обр. 236/50); г — куполовидные (р. Кожым, филиппельский горизонт, обн. 109 обр. 109/323); д — куполовидные (р. Кожым, маршрутнинский горизонт, обн. 109 обр. 109/365); е — пластовые (вид сверху) (р. Кожым, сизимский горизонт, обн. 236 обр. 236/18)

было установлено, что они изменяются в широких пределах. Так максимальная суммарная мощность строматолитовых слоев филиппельского горизонта лландоверийского яруса зафиксирована в обн. 217 и составляет 35.1 м, в процентном соотношении это составляет 18.5 % от общей мощности горизонта. Самое высокое содержание строматолитов в процентах установлено в обн. 236 и составляет 32 % от мощности горизонта. Второе место по мощности строматолитовых слоев установлено в обн. 229 — 30.6 м, третьем месте в процентном содержании строматолитов так же принадлежит этому обнажению и составляет 16.7 %. Минимальная суммарная мощность строматолитовых слоев в филиппельском горизонте отмечается в обн. 109, строматолиты здесь слагают 9.7 м или 6.5 % в процентном содержании строматолитовых слоев от общей мощности горизонта (см. таблицу).

Содержание строматолитов в силурийских разрезах западного склона Приполярного Урала

№ обнажений Горизонты	Западный склон Приполярного Урала, р. Кожым		
	Мощность, горизонтов	Мощность слоев строматолитов	
		метры	%
обн. 109, филиппельский, S ₁	149.8	9.7	6.5
обн. 109, маршрутнинский, S ₁	102.2	1.8	1.8
обн. 217, филиппельский, S ₁	189.4	35.1	18.5
обн. 217, маршрутнинский, S ₁	160.5	3.3	2
обн. 229, филиппельский, S ₁	183.2	30.6	16.7
обн. 236, филиппельский, S ₁	44.5	14.3	32
обн. 236, сизимский, S ₂	51.7	1.9	3.7

В маршрутнинском горизонте лландоверийского яруса в обн. 109 строматолитовые слои имеют мощность 1.8 м или 1.8 % от мощности горизонта.

Мощность строматолитовых слоев в этом же горизонте в обн. 217 составляет 3.3 м или 2 % от мощности горизонта. В сизимском горизонте лудлова на западном склоне Приполярного Урала в обн. 236 строматолитовые слои занимают 3.7 % от общей мощности горизонта (см. таблицу).

Анализ распределения строматолитов в силурийских разрезах, позволяют сделать следующие выводы. В содержании строматолитовых построек в силуре наблюдается периодичность процесса строматолитообразования, которая характеризуется сокращением мощности строматолитовых слоев вверх по разрезу. Максимальное развитие строматолитов произошло в филиппельское время, здесь они слагают в среднем около 18.5 % горизонта и образуют серии пластов (до 10 м).

В последовательности строматолитовых построек филиппельского горизонта в разрезах можно наблюдать следующую закономерность, в

направлении с востока на запад происходит увеличение по мощности строматолитовых слоев. Отложения филиппельского горизонта в восточных разрезах (обн. 217, 229, 236) характеризуется отчетливой регрессивной направленностью. Постепенное увеличение относительного уровня моря в маршруттинское время обусловило уменьшение строматолитовых построек.

В лудловское время происходит дальнейшее сокращение строматолитовых слоев, для которых характерными являются наличие маломощных и локальных строматолитовых биогермов, существование которых в это время было связано с наличием полуизолированных шельфовых лагун [3].

Таким образом, на отдельных этапах развития морского бассейна ведущая роль в пороодообразовании принадлежала микробиальным сообществам, широкое развитие которых сопровождалось неблагоприятными условиями для развития другой бентосной биоты в это время. Строматолиты на отдельных интервалах силурийских разрезов нередко являются единственными ископаемыми остатками, слагая разные по мощности слои и биогермы.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума УрО РАН № 15-18-5-37 «Тимано-Североуральский палеобассейн в палеозое. Закономерности динамики биотических комплексов, палеобиогеография и палеоклиматология».

Литература

1. Астафьева М. М., Герасименко Л. М., Гептнер А. Р. и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / Под науч. ред. А. Ю. Розанова, Г. Т. Ушатинской. 1-е изд. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.
2. Бактериальная палеонтология (ред. А. Ю. Розанов). М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
3. Безносова Т. М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: Уро РАН, 2008. С. 168—174.
4. Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1975. Вып. 234. 243 с.
5. Матвеев В. А. Основные морфотипы и микроструктура лландоверийских строматолитовых построек на западном склоне Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ, 2013. № 2. С. 17—20.
6. Матвеев В. А. Стратиграфическая приуроченность строматолитов нижнего силура западного склона Приполярного Урала (р. Кожым) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. № 7. Вып. 129. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 65—76.
7. Маслов В. П. (сост.) Атлас пороодообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973.

8. *Махлаев В. Г.* К вопросу о породообразующем значении строматолитов в данково-лебедянских слоях // Докл. АН СССР. 1954. Т. 99. № 1. С. 157—160.

9. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала / Сост. В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1983. 136 с.

10. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала / Отв. редакторы В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. 94 с.

11. *Walter MR*, ed. 1976. *Developments in Sedimentology*, Vol. 20: *Stromatolites*. Amsterdam: Elsevier. 790 pp.

ПРИМЕНЕНИЕ НЕРЕГУЛЯРНЫХ ТРИАНГУЛЯЦИОННЫХ СЕТЕЙ ДЛЯ ОТОБРАЖЕНИЯ ДИЗЬЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ КОРОТАИХИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Д. О. Машин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

denis.mashin@gmail.com

Отношение Коротаихинской впадины к числу наиболее перспективных районов Предуральяского прогиба [1], ограниченный объем исследований проведенных на ее территории, делают ее интересным объектом для изучения. Одним из современных методов изучения является трехмерное геологическое моделирование.

Начальным этапом создания цифровой трехмерной геологической модели (ЦТГМ) Коротаихинской впадины является моделирование ограничивающих её дизъюнктивных нарушений. Под ЦТГМ понимается геометрический каркас геологической модели, состоящий из стратиграфических поверхностей и поверхностей нарушений. Геологическое моделирование — это множество математических методов, позволяющих моделировать единым образом топологию, геометрию и физические свойства геологических объектов, на основании различных типов данных, относящихся к этим объектам [2].

Созданию структурной модели осадочного чехла северо-востока Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, Коротаихинской впадины в частности, посвящена статья [3], согласно которой структурная модель наиболее точно отразит геологическое строение изучаемого района и послужит основой для дальнейшего детального изучения и уточнения положения перспективных объектов. С помощью создания ЦТГМ можно будет более уверенно судить о строении исследуемой площади, закономерности выделения дизъюнктивных нарушений. Плоскости нарушений могут являться экранами для залежей УВ в исследуемом регионе [4], что также представляет практический интерес.

Боковыми гранями ЦТГМ являются поверхности сместителей дизъюнктивов, по которым проводятся границы Коротаихинской впадины. Северо-западной границей разрабатываемой модели на данном этапе принята плоскость регионального сейсмического профиля 4РС. Ограничивают Коротаихинскую впадину следующие надвиги (рис. 1):

- с северо-востока — Южно-Пайхойский (ЮПН);
- с востока — Главный Западно-Уральский надвиг (ГЗУН);
- с юга — Северный надвиг поднятия Чернова (СНПЧ);
- с запада — Вашуткино-Талотинский надвиг (ВТН).

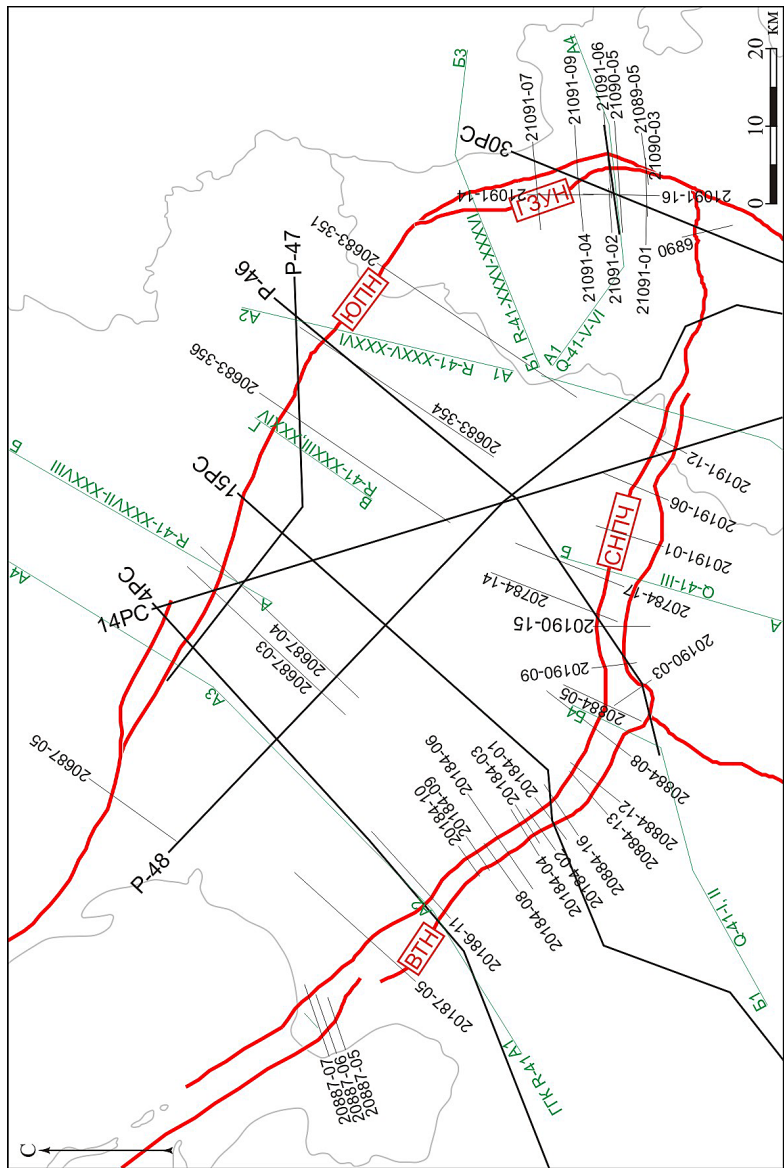


Рис. 1. Схема использованных материалов

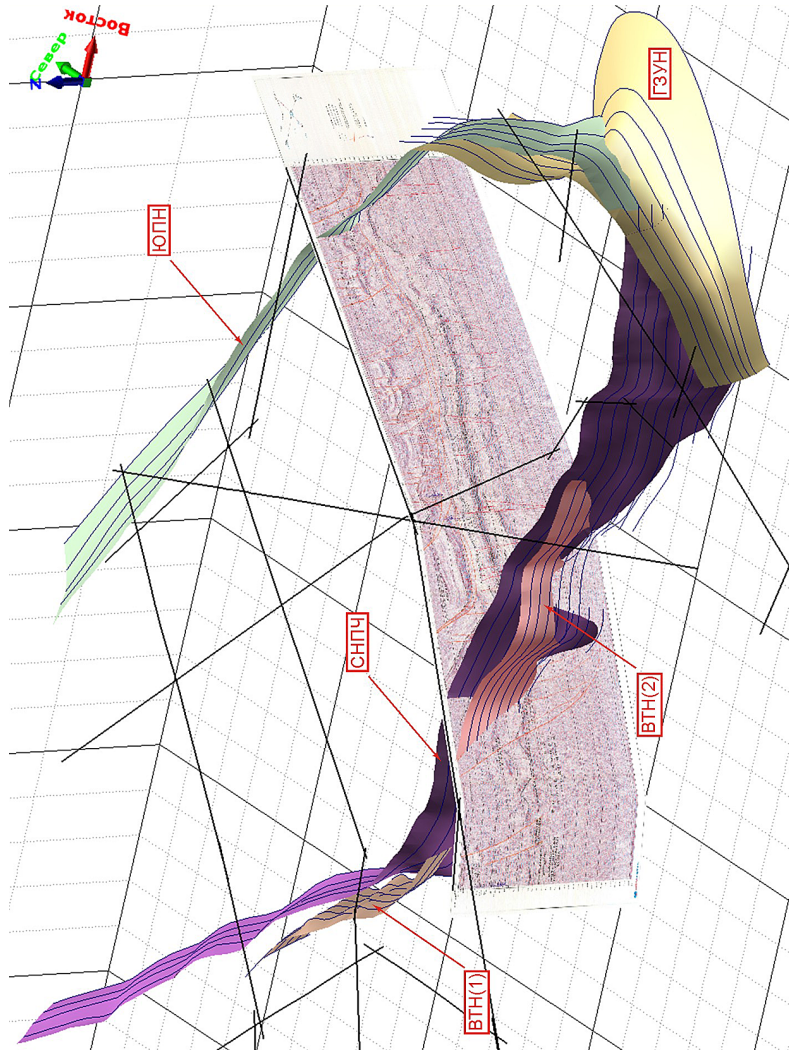


Рис. 2. Общий вид построенных поверхностей дизайонктивов и сейсмогеологический разрез по профилю Р-46

Для создания моделей плоскостей ЮПН, ГЗУН, СНПЧ и ВТН были проанализированы и обобщены материалы по 16 площадям поисковых сейсморазведочных работ, семи региональным сейсморазведочным профилям, геологические разрезы Государственной геологической карты двухсоттысячного и миллионного масштабов. Схема использованных материалов представлена на рисунке 1.

Представление плоскостей разрывных нарушений выполнено с помощью нерегулярных триангуляционных сетей (TIN). Преимуществом представления поверхностей с помощью TIN является то, что при этом не проводится никаких дополнительных преобразований с исходными данными.

Основные шаги при построении:

1. Оцифровка разрывных нарушений по геологической карте.
2. Расчет z-атрибутов точек линий разрывных нарушений по цифровой модели рельефа.
3. Трассировка разрывных нарушений по разрезам — стиков, по терминологии Petrel.
4. Анализ сходимости стиков и разрывных нарушений по геологической карте, отбраковка.
5. Сведение разрывных нарушений по геологической карте со стиками.
6. Аппроксимация поверхности сместителя.

Полученную модель поверхности разрыва можно охарактеризовать как изогнутую ленту сложной формы, ориентированную в пространстве (рис. 2).

Например, площадь построенной модели ЮПН составляет 2 300 км², протяженность ЮПН равняется 234 км. Средняя протяженность надвига по падению составляет, таким образом, 9.8 км. Количество полигонов модели ЮПН — 3678, средняя площадь полигона 0.62 кв. км. Для условной характеристики плотности изученности плоскости дизъюнктива предлагается взять соотношение протяженности моделируемого нарушения к количеству разрезов, по которым он был построен. Для TIN ЮПН оно составляет 10/2 км. Таким образом, основными геометрическими характеристиками поверхности TIN, моделирующей дизъюнктив, можно считать площадь, среднюю длину по падению, количество полигонов, среднюю площадь полигона, плотность изученности. Сводная информация по основным геометрическим характеристикам ЮПН, ГЗУН, СНПЧ, двум плоскостям ВТН приведена в таблице.

При попытке аппроксимации Вашуткино-Талотинского надвига и южного надвига поднятия Чернова единой дизъюнктивной поверхностью, последняя приобретает достаточно сложную форму в промежутке между профилями 20884-08 и 20190-03, что свидетельствует о сложном строении зоны сочленения поднятия Чернова и гряды Чернышева.

Наименование разрывного нарушения	Протяженность разрывного нарушения в плане	Площадь сместителя	Средняя протяженность сместителя по падению	Количество полигонов	Средняя площадь полигона	Трассируется по разрезам	Плотность изученности
	км	км ²	км	шт.	км ²	шт.	км
ЮПН	234	2 300	9,8	3 678	0,63	15	15,6
ГЗУН	113	2 086	18,5	2 067	1,01	8	14,1
СНПЧ	298	2 657	8,9	4 890	0,54	15	19,9
ВТН (1)	68	698	10,3	543	1,29	13	5,2
ВТН (2)	83	487	5,9	954	0,51	8	10,4

Построенные плоскости сместителей отражают современные взгляды на дизъюнктивные дислокации, ограничивающие Коротаихинскую впадины, её сложное строение, позволяют прогнозировать основные геометрические характеристики дизъюнктивов на участках, не охваченных сейсморазведочными работами. С помощью выполненных построений дана оценка площадей плоскостей сместителей до глубин, изученных сейсмическими методами.

Литература

1. *Прищепина О. М., Орлова Л. А., Чумакова О. В.* Направления геологоразведочных работ на нефть и газ в северо-восточной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика: электрон. журнал, 2008. http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2008.pdf
2. *Mallet Jean-Laurent*, Geomodeling. Applied Geostatistics series. New York: Oxford University Press, 2002. 599 p.
3. *Волкова В. К., Грохотов Е. И.* Структурное моделирование осадочного чехла Северо-Востока Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции как основа для уточнения ресурсной оценки // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов): Материалы конференции. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. С. 324—325.
4. *Доновский В. В., Чайковская Э. В., Эпов К. А., Мотрук В. Д., Рапопорт Б. И.*, Геологическое строение месторождений в зоне Вашуткино-Талотинского надвига по результатам сейсморазведки 3D // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 119—120.

АТОМНО-СИЛОВАЯ МИКРОСКОПИЯ ХОЛЕСТЕРИНОВЫХ И ПИГМЕНТНЫХ ХОЛЕЛИТОВ

Е. В. Машина, Н. Н. Пискунова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

borovkova@geo.komisc.ru

Несмотря на многообразие работ посвященных изучению холелитов, в научной литературе отсутствуют исследования на наноразмерном уровне. Исследования в данном направлении, несомненно, могут прояснить механизмы их зарождения и роста.

В данной работе представлено детальное исследование структуры поверхности холестеринových и пигментных холелитов методом атомно-силовой микроскопии (АСМ). Использовался АСМ Ntegra Prima (NT-MDT, Россия).

Холестериновые камни. В качестве объектов исследования выбраны кристаллы холестерина, извлеченные из центральной части свежих образцов холелитов. По данным рентгеноструктурного анализа, установлено, что извлеченные тонкие бесцветные кристаллы соответствуют одноводному холестерину. По данным атомно-силовой микроскопии рельеф поверхности кристаллов холестерина, соответствующие простой форме {010}, типичен для кристалла, выросшего по механизму послойного роста. Все ступени на поверхности изученных крис-

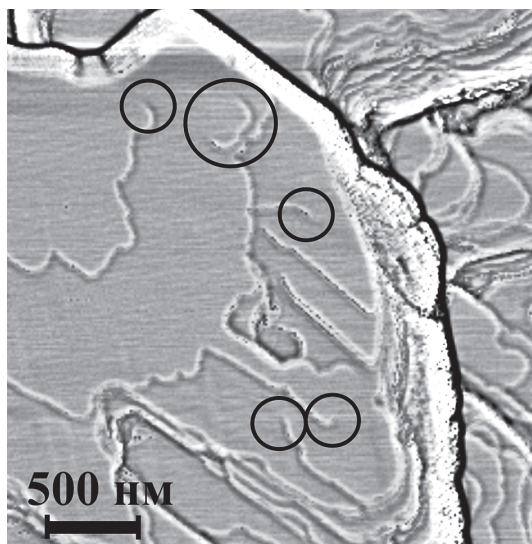


Рис. 1. АСМ-изображение элементарных ступеней на поверхности холестерина. Кружками показаны места выхода винтовых дислокаций на поверхность

таллов, не являющиеся макроступенями, имеют одинаковую высоту, которая составляет около 38 ангстрем. Особенно следует отметить обнаруженные с помощью АСМ явные признаки дислокационной природы ступеней на поверхности кристаллов холестерина. Так на рисунке 1 представлено изображение элементарных ступеней на ростовой поверхности холестерина, где кружками отмечены выходы винтовых дислокаций на грань. Большим кружком показан ростовой аналог дислокационного источника Франка-Рида, представляющий собой единую ступень, объединяющую выходы дислокаций разного знака. Такой источник работает как своеобразная мельница, продуцируя на поверхности кристалла замкнутые ступени роста. Итак, на начальном этапе роста холестерина может сформироваться достаточное количество дислокаций. Считается, что основной причиной их образования является несовпадение плоских сеток при захвате жидких и твердых включений в самом начале роста. Процесс роста холестерина проходит несколько стадий, в течение которых возможно замедление и даже полная остановка роста или, наоборот, резкий скачок. На это указывают, например, выпавшие на поверхность основного кристалла маленькие (до 1 мкм) кристаллы холестерина (рис. 2). Многие исследователи считают, что необходимым условием для начала образования холелитов является сильное пересыщение желчи холестерином. Как известно из теории дислокаций, кристаллы могут расти и при небольшом значении пересыщения (иногда до 1 %). Зарождение кристаллов холестерина может происходить на скоплении микробов. Новейшие



Рис. 2. АСМ-изображение небольшого кристалла холестерина, выпавшего на грани (010) большого кристалла

исследования в этом направлении позволяют утверждать, что бактериальные клетки, проникнув в желчевыводящие пути, служат ядром для последующей кристаллизации [1]. Нами получено изображение такой бактериальной частицы (рис. 3).

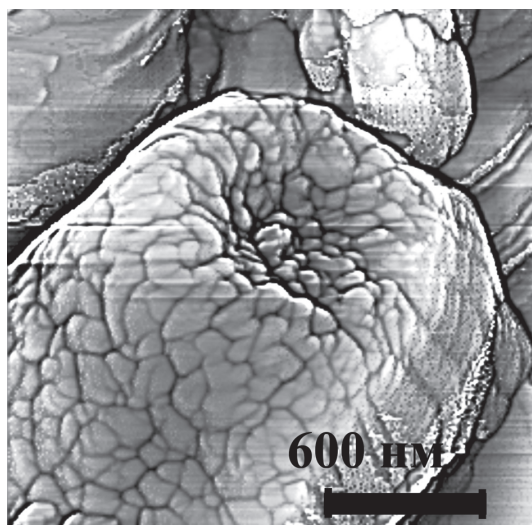


Рис. 3. Изображение бактериальной клетки на поверхности холестерина

Пигментные камни. Холелиты состоят из полимера черного пигмента — билирубината кальция, без примесей холестерина. Вещество пигмента однородно и рентгеноаморфно. Считается, что присутствие билирубината кальция свидетельствует об изменении коллоидальной стабильности желчи. Проведенное исследование поверхности пигментных холелитов показало, что на АСМ-изображениях сколов камней наблюдаются цепочечные микроструктуры с плотным расположением глобулоподобных наночастиц. С повышением контрастности изображения и его увеличением видно, что глобулоподобные наночастицы неизометричны (рис. 4). Распределение мельчайших частиц по размерам, построенное по АСМ-изображениям, дает средний размер частиц равный 113.1 нм, и величину среднеквадратического отклонения, равного 23.7 нм. Размер мельчайших составляющих частиц пигментных холелитов может быть важен при исследованиях, касающихся лечения холелитиаза с помощью методики аппаратного дробления и растворения лекарственными препаратами.

Таким образом, в результате проведенных исследований были показаны различия субмикронной структуры пигментных и холестериновых холелитов. Установлено, что рост кристаллов холестерина из холелитов, происходит согласно общим принципам послойного роста, инициированного винтовыми дислокациями.

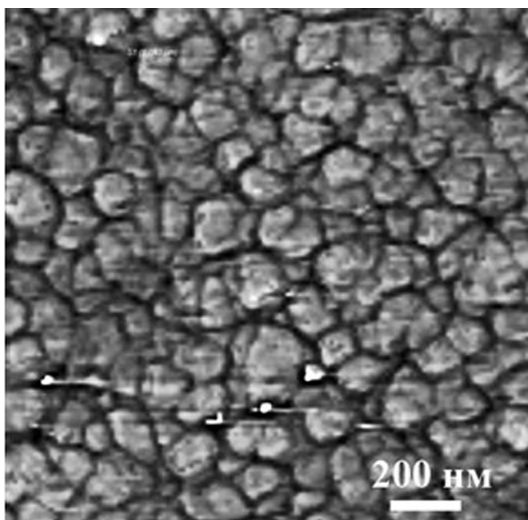


Рис. 4. АСМ-изображение наноразмерных частиц пигментного холелита

Авторы выражают благодарность оператору АСМ В. А. Радаеву. Работа выполнена при финансовой поддержке НШ (проект № 4795.2014.5) и РФФИ (проект № 14-05-00592а).

Литература

1. *Рукоусева Т. В.* Микробиологический аспект желчнокаменной болезни и ее осложнений воспалительного характера // Бюллетень ВСНЦ СО РАМН, 2011. № 4. Часть 2. С. 325—330.

О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ОРТОПОРОД НЯРТИНСКОГО КОМПЛЕКСА

А. О. Морозов¹, П. А. Маркова²

¹СыктГУ, Сыктывкар

²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

polina.kolesnik@bk.ru, morozov.aleksey.94@mail.ru

Няртинский гнейсо-мигматитовый комплекс слагает ядро хобеинской антиклинали, расположенной на Приполярном Урале в северной части Ляпинского антиклинория в пределах Кожымского поперечного поднятия.

Няртинский комплекс слагает вытянутый в северо-восточном направлении тектонический блок, который прослеживается на 65 км от правобережья р. Маньи на юге до истоков р. Хальмерью и бассейна руч. Хасаварка на севере. В юго-западной части ширина выхода комплекса на дневной поверхности около 15 км, в северо-восточной части метаморфические толщи выступают в виде изометричного, почти круглого в плане, блока диаметром 30—35 км.

В разрезе няртинского комплекса наибольшим распространением пользуются гранатовые и гранатосодержащие слюдистые гнейсы и кристаллические сланцы, а также продукты их гранитизации (мигматиты). В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты, амфиболосодержащие кристаллические сланцы, кварциты и мраморы. Низкотемпературные диафориты имеют вид хлорит-мусковит-альбит-кварцевых, эпидот-альбит-хлорит-актинолитовых, кальцит-эпидот-хлоритовых сланцев. Общая мощность комплекса более 2500 м. Во время полевого сезона нами были изучены отложения няртинского комплекса в истоках р. Кожим и в ее верхнем течении, по руч. Николай-Шор, Игнатий-Шор и Кожим-Вож.

Первично-интрузивные породы в пределах комплекса представлены небольшими массивами гнейсовидных гранитов, а также небольшими телами амфиболитов и метаультрабазитов. Граниты объединяются в николайшорский гранитный массив раннего протерозоя.

Апоэффузивные разновидности амфиболитов были встречены в виде пластообразных тел среди гнейсов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев. Мощность прослоев составляет десятки сантиметров и первые метры. Породы мелко- и средне-крупнозернистые, темно-серо-зеленые, состоят из роговой обманки — 40—70%, плагиоклаза-андезина — 10—30%, эпидота — до 15%. Часто присутствует гранат — 5—10% до 20%. В мигматизированных разновидностях амфиболита встречаются — кварц, биотит, мусковит, микроклин. Среди вторичных минералов присутствуют хлорит и кальцит.

По сведениям предшественников, амфиболиты няргинского комплекса по особенностям химического состава аналогичны платформенным габброидам.

Нами был изучен петрохимический состав апоэффузивных амфиболитов, а также распределение РЗЭ в этих породах.

По полученным данным амфиболиты относятся к исходным вулканическим породам толеитовой серии базальт-андезитовой ассоциации. По распределению РЗЭ метабазиты няргинского комплекса формировались в условиях внутриконтинентальных рифтов и близки к N-MORB базальтам.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

СОРБЦИЯ СТРОНЦИЯ (II) СИНТЕТИЧЕСКИМ ТИТАНОСИЛИКАТОМ

И. А. Перовский, Д. А. Шушков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

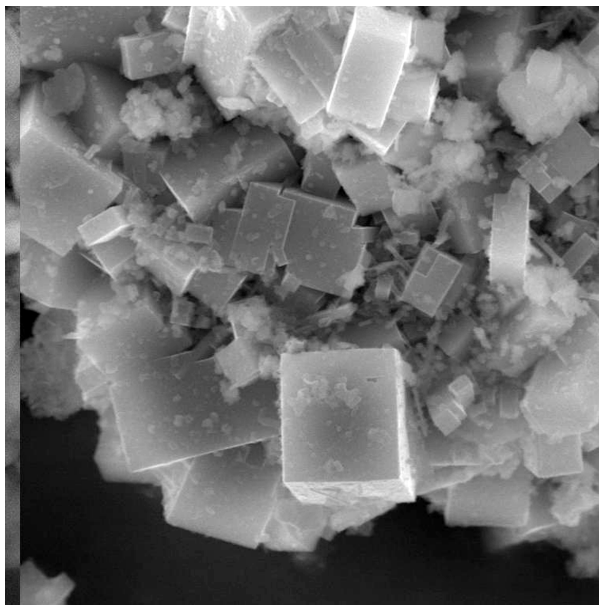
igor-perovskij@yandex.ru

Исследования, касающиеся извлечения ионов Sr из раствора, не теряют своей актуальности уже не одно десятилетие. Тем не менее селективное извлечение ионов Sr из растворов все еще остается большой проблемой. Постоянный интерес к этой теме обусловлен тем, что долгоживущие радиоизотопы Sr являются составным компонентом жидких радиоактивных отходов (ЖРО) атомных электростанций. В течение последнего столетия были предложены различные способы решения данной проблемы: жидкофазная экстракция, анионный и катионный обмен и даже фиторемедиация. Наиболее эффективными и экономически оправданными остаются сорбционные методы. При этом большие перспективы имеют неорганические сорбенты как наиболее селективные и радиационно-устойчивые.

Среди неорганических сорбционных материалов наиболее широкое применение имеют природные алюмосиликаты (цеолиты). Цеолиты обладают достаточно высокими сорбционными свойствами, хорошо гранулируются, но имеют низкую химическую стабильностью и разрушаются в кислых и щелочных средах, что значительно сокращает продолжительность их эксплуатации и область применения. Поэтому исследования по поиску новых типов ионообменных материалов весьма актуальны. В частности, как за рубежом, так и в России, интенсивно ведутся исследования, по получению синтетических титаносиликатов, которые обладают не только высокой сорбционной способностью, но и целым рядом других уникальных свойств. Среди обширного перечня представителей титаносиликатов каркасного строения с общим названием (ETS-4, IONSIV IE-911, ETS-10 и др.) являющихся синтетическими аналогами природных минералов — зорита и ситинакита, открытых в Хибинском и Ловозерском щелочных комплексах [1]. Данный класс материалов успешно синтезирован в условиях гидротермального процесса [2, 3], в котором источником титана служит $TiCl_3$, $TiCl_4$ в HCl, а так же органический титан, а источником кремния, как правило, выступает коллоидный диоксид кремния, силикат натрия. Высокая стоимость титанового прекурсора вызвала необходимость поиска новых титановых источников.

В данной работе проведено исследование сорбционных свойств щелочного титаносиликата (со структурой ситинакита), синтезированного с использованием отходов обогащения лейкоксеновых руд Ярег-

а



б

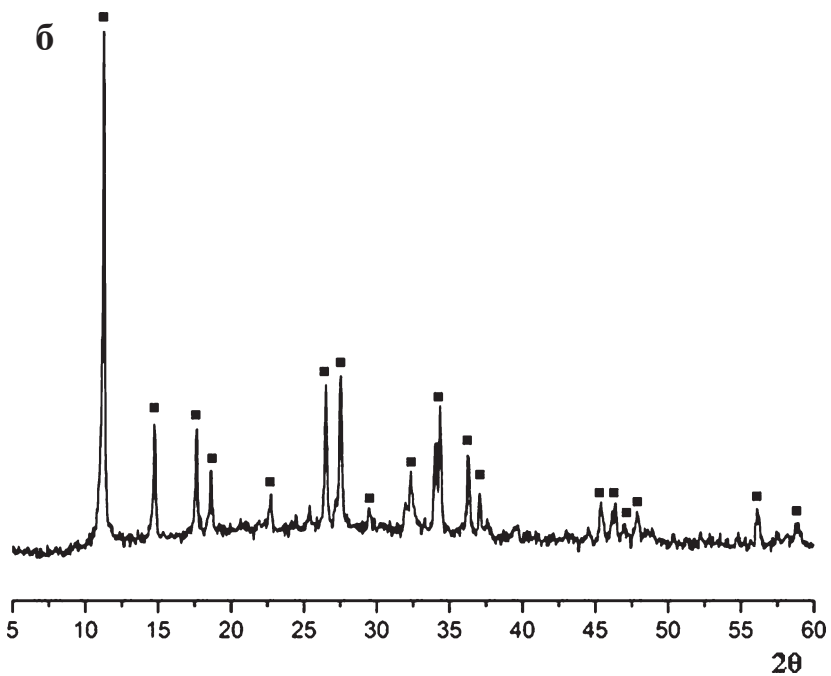


Рис. 1. а — микрофотография продукта гидротермального синтеза; б — рентгенограмма ситинакита

ского месторождения Республики Коми, по отношению к ионам Sr из водных растворов.

В ходе гидротермального автоклавного синтеза с применением в качестве темплата кремнисто-титанового концентрата, полученного по оригинальному фтораммонийному способу переработки лейкоксенового концентрата Ярегского месторождения, описанному нами в работе [4], был получен легкий порошок белого цвета, частицы которого по результатам СЭМ представлены хорошо сформированными кубовидными кристаллами размером 5–7 мкм (рис. 1, а). Методом рентгенофазового анализа (рис. 1, б), установлено, что синтезируемый продукт соответствует природному минералу ситинакиту. Удельная поверхность порошка составляет порядка 50 м²/г, средний диаметр пор 5 нм.

Сорбционные свойства синтезированного продукта изучали в статических условиях. Способность поглощать катионы Sr²⁺ из модельных растворов карбоната стронция определяли путем построения изотермы сорбции методом переменных концентраций в интервале от 5 до 200 мг/л. Для получения изотермы сорбции навески ситинакита массой (*m*) 0.1 г переносили в раствор объемом (*V*) 10 мл с различной начальной концентрацией, кислотность растворов (рН) контролировали на уровне 6 единиц, во время эксперимента растворы периодически встряхивали. Все эксперименты проводили при температуре 20 °С в полипропиленовых пробирках. При достижении сорбционного равновесия, через сутки, раствор отделяли от сорбента фильтрованием через фильтр синяя лента. Исходную и равновесную концентрацию определяли с применением АЭС-ИСП (атомно-эмиссионная спектроскопия с индуктивно связанной плазмой) на спектрометре Vista MPX Rad.

На рис. 2 а представлена полученная изотерма адсорбции при 20 °С, кривая поглощения соответствует изотерме Ленгмюра. Как видно из рисунка, синтезированный титаносиликат проявляет сорбционную активность к катионам стронция и максимальная сорбционная емкость при рН = 6 составляет 13.2 мг/г. Проведенное изучение сорбционных характеристик титаносиликата от рН раствора (рис. 2, б) показало, что сорбционная емкость резко возрастает при переходе от кислой среды в щелочную. Данный факт свидетельствует о слабокислотном характере титаносиликата как катионообменника.

Таким образом, синтезированный материал обладает хорошей сорбционной активностью по отношению к катионам Sr²⁺. Данный показатель во многом зависит от удельной поверхности и поровой системы образца, которые можно регулировать варьируя условия гидротермального синтеза (р, Т).

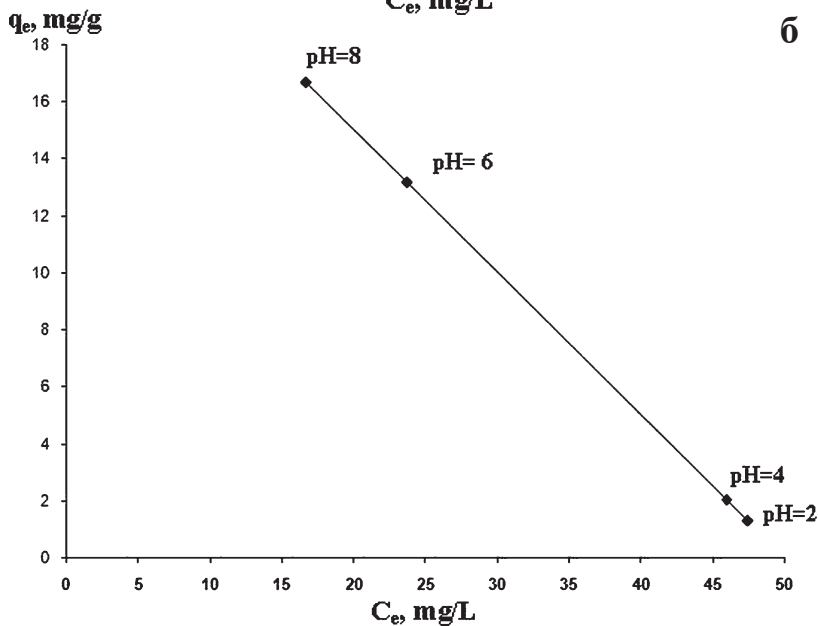
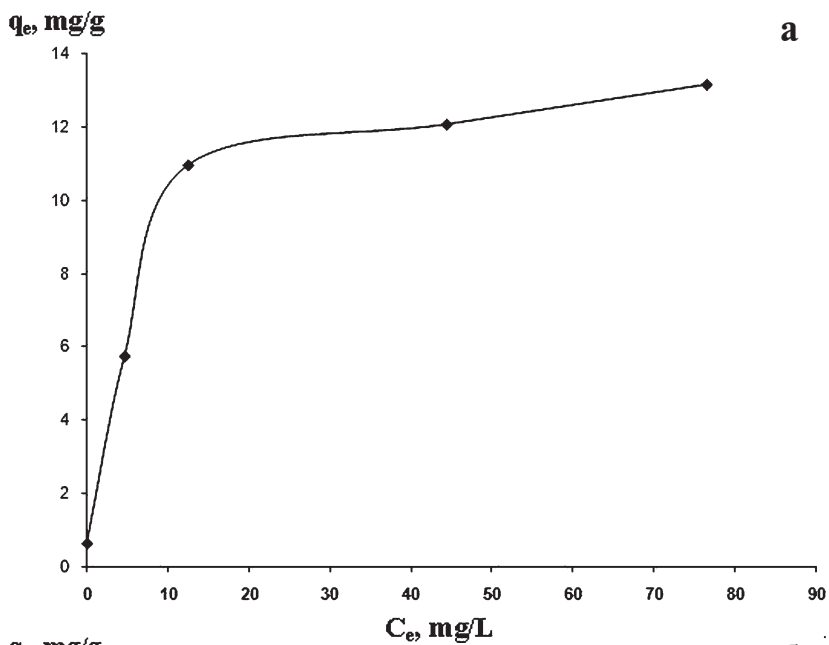


Рис. 2. а — Изотерма сорбции ионов Sr^{2+} образцом титаносиликата (ситинакита) при pH = 6; б — зависимость сорбционной емкости от pH

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере (программа «Умник», договор за № 6171 ГУ.2015), гранта НШ-4795.2014.5.

Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» за помощь в проведении аналитических работ.

Литература

1. Нанопористые титаносиликаты: кристаллохимия, условия локализации в щелочных массивах и перспективы синтеза / А. И. Николаев, Г. Ю. Иванюк, С. В. Кривовичев и др. // Вестник Кольского научного центра РАН. 2010, № 3. С. 51—62.
2. *Kostov-Kytin V., Ferdov S., Kalvachev Yu.* Hydrothermal synthesis of microporous titanosilicates. *Microporous and Mesoporous Materials*, 2007, V. 105, pp. 232—238.
3. *Kuznicki S. M.* Large-pored crystalline titanium molecular sieve zeolites. US Patent N4853202 A, 1989.
4. *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. С. 110—116.

РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА НА ОСНОВЕ СТРУКТУРНЫХ ДАННЫХ

К. С. Попвасев¹, И. Л. Потапов²

¹СыктГУ, Сыктывкар

²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Приполярный Урал, в геологическом плане включающий в себя северную часть Ляпинского антиклинория, является одним из важнейших опорных полигонов в Тимано-Североуральском регионе. Несмотря на сравнительно хорошую изученность этого района, многие вопросы геологии остаются нерешенными или дискуссионными. Особенно это касается геологии докембрия. Разные исследователи предлагают разные схемы стратиграфического расчленения этих пород [1].

Няртинский комплекс сложен интенсивно дислоцированными породами, в которых относительно поздние процессы деформации и метаморфической перекристаллизации в значительной степени затушевали первичные структуры. Распознать их удастся только в отдельных обнажениях. Еще более сложной представляется реконструкция складчатости для маньхобеинской свиты. Интенсивно рассланцованы и породы пуйвинской свиты. Поэтому визуально она представляется сложной моноклинально залегающими толщами [1]. На самом деле, как будет показано ниже, эта кажущаяся картина далека от действительности.

Общим структурным элементом для всех перечисленных стратиграфических подразделений являются открытые и средней степени сжатости складки с круто ориентированными осевыми поверхностями и полого залегающими шарнирами. С кливажем осевой поверхности этих складок связана широко проявленная в породах региональная сланцеватость, особенно в обрамлении няртинского комплекса. Для пород пуйвинской свиты отмеченные складки являются наиболее ранними. В более древних отложениях они фиксируют относительно поздние этапы деформации.

Няртинский комплекс. Складки в породах этого комплекса образованы плоскостями метаморфической полосчатости, сланцеватости, прожилками гранитного состава (в мигматизированных породах). В редких случаях деформированы плоскости границ пород разного состава, чаще всего гнейсов (или слюдистых кристаллических сланцев) и амфиболитов.

Как отмечалось ранее, а также подтвердилось в ходе исследований, которые проводились в 2015 году, к одним из наиболее ранних скла-

док в породах няртинского комплекса относится сильно сжатые и изоклинальные складки с полого погружающимися шарнирами. Крылья данных складок часто смяты в асимметричные складки различной степени сжатости с круто ориентированными осевыми поверхностями и полого погружающимися шарнирами (рис. 1). Пример таких складок приведен на рис. 1—4, 1—8. Шарниры складок погружаются под углом 10—30° по азимуту 290—320°.

На основе массовых замеров был выполнен геометрический анализ складчатости с использованием традиционных методик [2, 3]. По-

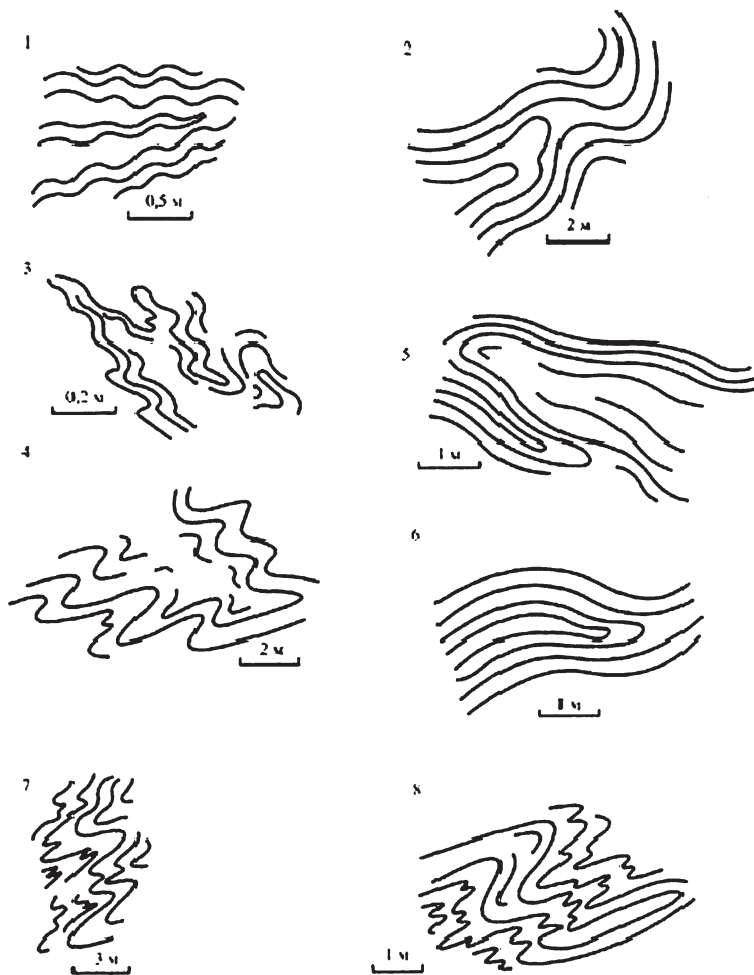


Рис. 1. Морфология складок в породах няртинского метаморфического комплекса

лученная картина распределения плоскостных и линейных структурных элементов может указывать по крайней мере на проявление двух этапов деформации.

Маньхобеинская свита. К одним из наиболее ранних структур в породах маньхобеинской свиты относятся сжатые и изоклиальные складки, морфологически сходные со складками ранней генерации в породах няртинского комплекса (рис. 2). Все это также подтверждено в ходе полевых работ в 2015 г., которые проводились в нижнем течении руч. Сергейшор и по вершине г. Хасаварка-Из. Здесь имеются такого же типа изоклиальные складки в хлорит-серицит-кварцевых сланцах и гранатосодержащих амфиболитах ранней генерации, на крыльях которых также обнаруживаются асимметричные закрытые складки, присутствуют открытые и пологие складки. Часто кварц от крыльев выжимается в замки складок. Шарниры погружаются главным образом на северо-запад под чуть более пологими углами, чем шарниры в няртинском комплексе.

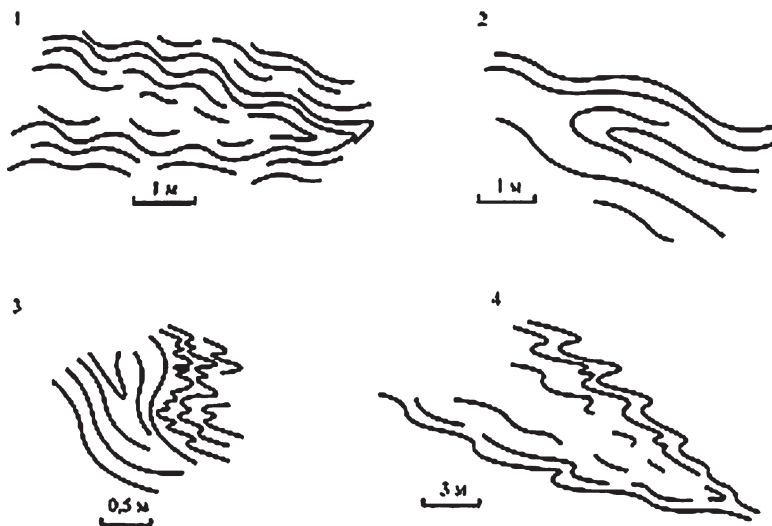


Рис. 2. Морфология складок в породах маньхобеинской свиты

На сферической диаграмме, построенной на основании выполненных замеров структурных элементов, полюса плоскостей «расслоенности» пород ложатся на две дуги большого круга. Полученная картина распределения плоскостных и линейных структурных элементов, может указывать на проявление в породах по крайней мере двух этапов деформации.

Пуйвинская свита. В обнажениях пуйвинской свиты вскрываются главным образом фрагменты относительно монотонных сланцевых

разрезов. Из-за интенсивно проявившегося кливажа осевой плоскости во многих участках развития пуйвинской свиты они документируются как монотонно залегающие толщи. Фрагменты первичных структур здесь относительно хорошо фиксируются благодаря сплошной обнаженности и наличию среди сланцев прослоев метапорфиров. В период полевого сезона 2015 года исследования пород пуйвинской свиты проводились в бассейне р. Кузпуаю, и в среднем течении руч. Осею. Как и в других, ранее изученных сотрудниками лаборатории региональной геологии разрезах этой свиты, система ранних складок, аналогичных няртинскому комплексу, в породах пуйвинской свиты отсутствует. Здесь имеет место система закрытых асимметричных складок с шарнирами, полого погружающимися на северо-запад. Крылья складок сечет поздняя сланцеватость. На крутопадающих крыльях иногда образуются открытые практически симметричные небольшие складки, с осевыми плоскостями, параллельными поздней сланцеватости. Ранняя сланцеватость пересекается с поздней и образует микроскладки.

Вдоль плоскостей осевой поверхности проявляется полосчатость, подчеркиваемая тонкими кварцевыми и гранат-кварцевыми прожилками. Полосчатость лучше видна в сланцах. Азимут падения полосчатости — 210° , угол падения — 65° . Плоскости полосчатости перемяты в мелкие складки с азимутом погружения шарниров около 290° и углом погружения 10° . Вдоль осевых поверхностей этих складок проявлена сланцеватость. Азимут падения плоскостей сланцеватости — 15° , угол падения — 50° . Фрагменты складок в породах пуйвинской свиты приведены на рис. 3.

На сферической диаграмме, построенной по замерам структурных элементов в обнажениях левого берега р. Кожим ниже устья р. Хаса-

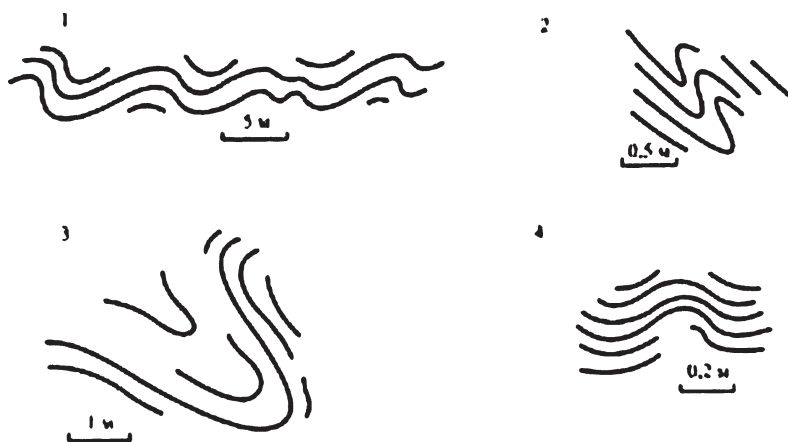


Рис. 3. Морфология складок в породах пуйвинской свиты

варка, полюса слоистости пород ложатся на дугу большого круга с азимутом простираения 35° и углом падения 80° на юго-восток. Рассчитанный шарнир находится в центре области распределения измеренных шарниров и имеет азимут погружения 305° при угле погружения 10° .

Таким образом, для полиметаморфических образований, к которым относятся породы няртинского комплекса и маньхобеинской свиты, характерны наиболее ранние изоклиальные складки, имеющие реликтовый характер. Структурный облик няртинского комплекса определяют складки с круто падающими осевыми поверхностями и полого залегающими шарнирами.

К одним из наиболее ранних складок в породах маньхобеинской свиты также относятся сжатые и изоклиальные складки, морфологически сходные со складками ранней генерации в породах няртинского комплекса.

В обнажениях пуйвинской свиты вскрываются главным образом фрагменты относительно монотонных сланцевых разрезов. Из-за интенсивно проявившегося кливажа во многих участках развития пуйвинской свиты они документируются как монотонно залегающие толщи. Фрагменты первичных структур, выраженных закрытыми складками средней степени сжатости, фиксируются благодаря наличию среди сланцев прослоев метапорфиров.

Из приведенных материалов видно, что результаты структурных исследований могут быть использованы для корреляции и расчленения метаморфических образований. С определенной долей вероятности можно отнести к одному структурному этажу няртинский комплекс и маньхобеинскую свиту. Более молодой возраст пород пуйвинской свиты находит подтверждение в их структурных особенностях — они деформированы значительно слабее. Породы этой свиты относятся к другому (вышезалегающему) структурному этажу.

Работа выполнена при поддержке Программы Фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

Литература

1. Нижний докембрий Приполярного Урала / А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина, И. Л. Потапов и др., Сыктывкар: Геопринт, 2010. 44 с.
2. Казаков А. Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
3. Очертенко И. А., Трощенко В. В. Стереографические проекции в структурной геологии. Л.: Недра, 1978. 136 с.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА БОКСИТОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА

И. Н. Размыслов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

z-project@bk.ru

Минералы железа значительно распространены в земной коре. Довольно часто они входят как примесные в состав различных руд, осложняя их переработку. Как правило бокситы содержат в большом количестве оксиды и гидроксиды железа, которые в первую очередь определяют магнитные свойства руды в целом. Основные породообразующие минералы железа входящие в состав боксита — гетит и гематит. Вещество боксита в значительной мере представлено в высокодисперсной форме [1]. Боксит можно рассматривать как перспективный природный композиционный материал, или как сырье для изготовления магнитных нанокomпозитных гранулированных материалов в том числе тонких композитных плёнок, которые обладают уникальными свойствами, такими как гигантское магнитосопротивление, сильный магнитооптический отклик, аномальный эффект Холла, и могут быть применимы в СВЧ-технике, в производстве радиопоглощающих материалов для защиты от электромагнитного загрязнения, для изготовления датчиков магнитных полей и др. [2—4]. Магнитные свойства бокситов зависят от их минерального состава. Особый интерес представляют методики изменения магнитных свойств бокситов.

Объект исследования — высокожелезистые бокситы Вежаю-Ворыквинского месторождения. Их фазовый и химический состав исследовали с помощью рентгенофлуоресцентного, рентгено-фазового и термического анализов. Нами апробированы методики по модифицированию магнитных свойств бокситов путём преобразования слабомагнитных минералов (гетит, гематит) в сильномагнитный магнетит [5]. Было выявлено повышение содержания магнетита в восстановительной среде. Полученные результаты в дальнейшем могут быть использованы при магнитной сепарации сырья в слабых и средних магнитных полях.

Литература

1. *Котова О. Б., Вахрушев А. В.* Бокситы Тимана: Минералого-технологические особенности // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 3. С. 12—16.
2. *Секушин Н. С.* Электронно-ионные процессы в поликристаллических и аморфных оксидных материалах; Диссертация на соискание учёной степени доктора физико-математических наук, Санкт-Петербург, 2012.
3. *Razmyslov I. N., Vlasov V. S., Turkov V. K., Kotov L. N., Popova A. S.,*

Ferromagnetic resonance properties of nanocomposite ferromagnetic films Proceedings of the XV International Youth Scientific School «Actual problems of magnetic resonance and its application», Kazan, 2014

4. *Котов Л. Н., Турков В. К., Власов В. С., Голов А. В., Калинин Ю. Е., Ситников А. В.* Магнитные и релаксационные свойства наноструктурированных плёнок // Наноматериалы и наноструктуры-XXI век. 2011, 4.

5. *Пономар В. П., Гречановский А. Е., Брик А. Б., Юшин А. А., Лютоев В. П., Савченко Т. С.* Термомагнитные исследования преобразования гематита в магнетит с использованием крахмала // Мінералогічний журнал, 2015, том 37, № 2.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ И НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КРАЙНЕЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ САРЕМБОЙ-ЛЕККЕЯГИНСКОЙ ЗОНЫ

А. В. Рочева

ООО «Тимано-печорский научно-исследовательский центр», Ухта
info@tpnic.ru

Варандей-Адзвинская структурная зона (ВАЗ) находится в северо-восточной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПП). Варандей-Адзвинская структурная зона является тектоническим элементом первого порядка, в состав которого входит ряд тектонических элементов второго порядка, среди которых выделяются крупные протяженные поднятия такие как: валы Сорокина, Гамбурцева, Сарембой-Леккеягинская зона.

В нефтегазогеологическом отношении Варандей-Адзвинской структурной зоне соответствует Варандей-Адзвинская нефтегазоносная область (НГО), в свою очередь, состоящая из трех нефтегазоносных районов (НГР): Гуляевско-Приразломный, Сорокинский, Сарембой-Леккеягинский.

На территории Варандей-Адзвинской структурной зоны сейсморазведочные работы ведутся с 1965 г.

За весь период отработано более 22,6 тыс. пог. км сейсмопрофилей МОГТ, плотность сейсмопрофилей оценивается в 2.2 пог. км/км². Кроме того, отработаны значительные объемы сейсморазведки 3D.

На территории ВА3 пробурено более 240 скважин на нефть и газ общим объемом около 750 тыс. м. Разбуренность территории составляет 71.7 м/км², разведанность — 42.8 км²/скв.

На территории ВА3 открыто 23 нефтяных месторождения. Промышленная нефтеносность разреза осадочного чехла установлена в широком стратиграфическом диапазоне: от верхнего силура до триаса.

Сарембой-Леккеягинская зона располагается в северной части ВА3 и отличается достаточно широким диапазоном нефтеносности, распространенные здесь залежи связаны с отложениями среднедевонско-франского, доманиково-турнейского и верхневизейско-нижнепермского нефтегазоносных комплексов (НГК). В ее пределах открыто 7 месторождений: Перевозное, Медынское, Тобойское, Мядсейское, Западно-Леккеягинское, Северо-Сарембойское, Сарембойское.

Перспективы открытия новых залежей нефти в юго-восточной части Сарембой-Леккеягинской зоны связаны с карбонатными отложениями нижнего силура и нижнего девона.

Оценка перспективы нефтеносности нижнесилурийских и нижнедевонских отложений крайней юго-восточной части Сарембой-Леккеягинской зоны базируется на результатах детального анализа материалов сейсморазведки и результатов глубокого бурения на Пяяхинской структуре.

Пяяхинская структура выявлена и подготовлена по результатам сейсморазведочных работ, проведенных Сарембойской партией №1/81-82 (Курильчик, 1982). В 1982 году структура была введена в глубокое бурение.

На структуре пробурена одна скважина — 8-Пяяхинская (Сарембойская), глубина скважины составила 3863 м, на забое вскрыты карбонатные отложения овинпармского горизонта нижнего девона. Бурение проводилось с отбором керна и шлама. По всему стволу скважины выполнен полный комплекс ГИС, газовый каротаж в инт. 1200—3750 м. Основные маркирующие горизонты — подошва доманиковой свиты и кровля нижнего девона вскрыты на глубинах, соответственно, 3124 м (–2903.4 м) и 3229 м (–2924.4 м).

По оперативному заключению ГИС в отложениях верхнего девона и визейского яруса нижнего карбона в интервалах 2316—2326 м выделяются пласты-коллекторы, рекомендованные к опробованию на выяснение характера насыщения ($K_{\text{п}}^{\text{НГК}}=14\%$, $K_{\text{п}}^{\text{АК}}=1,5\%$) и 1854—1857 м ($K_{\text{п}}^{\text{НГК}}=19\%$, $K_{\text{п}}^{\text{АК}}=1.0\%$).

В керне, отобранном из инт. 3514—3591 м (–3293.4—3370.4 м, D₁), подняты доломиты с примазками нефти.

На близлежащих Северо-Сарембойском и Сарембойском месторождениях выявлены нефтяные залежи в среднеордовикско-нижнедевонском НГК.

На Северо-Сарембойском месторождении выявлено три залежи в отложениях верхнего силура и нижнего девона. Залежи пластовые сводовые, литологически и тектонически экранированные. Коллекторы представлены доломитами и известняками доломитизированными. Флюидоупоры — одновозрастные глинисто-карбонатные отложения. Дебиты нефти варьируют от 18.3 м³/сут до 92.5 м³/сут.

На Сарембойском месторождении выявлены две нефтяные залежи в среднеордовикско-нижнедевонском НГК. Залежи пластовые, сводовые, литологически ограниченные. Коллекторы представлены доломитами и известняками слабо доломитизированными. Флюидоупорами являются одновозрастные известковистые глины и плотные известняки. Дебиты нефти варьируют от 29 м³/сут. до 40 м³/сут.

На Пяяхинской структуре в отложениях нижнего девона, продуктивных на близлежащих месторождениях, пластов-коллекторов не выделено, что подтверждается результатами опробования шести объектов. Из всех опробованных интервалов пластового флюида не получено — объекты «сухие», и по обработке картограммы глубинных манометров

метров проницаемые пласты в интервалах испытания отсутствуют. Скважина 8-Пяяхинская ликвидирована по I категории пункт «а».

По результатам бурения скважины 8-Пяяхинская можно сделать следующие выводы. Поисковую скважину предусматривалось заложить в присводовой части Пяяхинской структуры с целью поисков залежей в каменноугольных и девонских отложениях. По материалам на передачу структуры в бурение скважину рекомендовалось заложить на пересечении профилей ПР 2682 ПК 25296 и ПР 1182 ПК 14422. Проектная глубина скважины 4500 м, проектный горизонт верхний силур, однако в процессе проводки скважины проектная глубина была изменена на 3850 м. Скважина была пробурена на восточном крыле Сарембойской структуры, фактическая глубина скважины 3863 м, горизонт нижний девон. Одной из причин отрицательных результатов бурения скв. 8-П. является ее неоптимальное структурное положение. Скважина закладывалась по данным с/п №1/81-82 и была пробурена за пределами Пяяхинского осложнения, в 1 км к западу от проектной точки.

Хотя структура фактически осталась не опоискованной, анализ результатов ГРП показал следующее. Скважина 8-Пяяхинская пробурена в непосредственной близости от скв. 4-Сарембойская, в которой по результатам бурения и испытания коллекторы в отложениях нижнего девона отсутствуют. Скважина 4-Сарембойская расположена вне контура нефтеносности Сарембойского месторождения в зоне литологического замещения коллекторов плотными породами. Как в скв. 4-С., так и в скв. 8-П. коллекторы в отложениях нижнего девона отсутствуют.

На основе анализа результатов бурения на Пяяхинской структуре можно сделать вывод, что структура была выведена из бурения с отрицательным результатом преждевременно, так как разрез осадочного чехла остался недоизучен — не вскрытые бурением перспективные силирийские отложения.

После детального изучения имеющихся геолого-геофизических материалов была проведена оценка ресурсов нефти и растворенного газа залежей, не вскрытых скважиной 8-Пяяхинская. Залежи прогнозируются в отложениях нижнего и верхнего силура, а также в неопоискованной части структуры по отложениям овинпармского горизонта нижнего девона. Всего прогнозируется 5 не вскрытых бурением залежей — в отложениях нижнего девона, верхнего и нижнего силура.

Оценка ресурсов проводилась объемным методом. На основе полученных данных были построены структурные карты кровли проницаемых карбонатов и геолого-геофизический профиль через скважину. Подсчетные параметры приняты по аналогии с одновозрастными залежами близлежащих месторождений.

Извлекаемые ресурсы нефти категории C_3 Пяяхинской структуры составили 7042 тыс. т., в том числе: в отложениях нижнего девона 1176 тыс. т., верхнего силура 5004 тыс. т., нижнего силура 862 тыс. т.

Для уточнения нефтеносности юго-восточной части Сарембой-Леккеягинской зоны в нижнесилурийских и нижнедевонских отложениях рекомендуется проведение геологоразведочных работ на Пэяхинской площади, в том числе:

- проведение детализационных сейсмических исследований, с целью переподготовки структуры к глубокому бурению;
- проведение поисково-оценочного бурения.

По окончании сейсмических исследований рекомендуется бурение поисково-оценочной скважины в своде Пэяхинской структуры. Целью бурения является поиск залежей нефти в нижнедевонских и нижнесилурийских отложениях.

Проведение данных исследований позволит существенно повысить углеводородный потенциал Варандей-Адзвинской структурной зоны.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД МАЛОУРАЛЬСКОЙ СВИТЫ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

И. Д. Соболев¹, А. А. Соболева²,
О. В. Удоратина², Дж. К. Хоуриган³

¹ ИГЕМ РАН, Москва,

² ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар,

³ Университет Калифорнии, Санта-Круз

sobolev_id@mail.ru

К Войкарской зоне, выделяемой на Полярном Урале в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны, относятся комплексы палеоокеанического сектора, расположенные к югу от Собского поперечного поднятия. Северная и западная части зоны представлены габбро-гипербазитовыми массивами, которые с юга и востока окаймлены полосой габбро-амфиболитов. Восточнее габбро-амфиболитов выходят на поверхность островодужные вулканогенные толщи позднеордовикско-среднедевонского возраста с редкими маломощными прослоями осадочных пород, прорванные ассоциирующими с ними интрузиями широкого спектра составов — от габбро до гранитоидов.

В 2014 году нами впервые для восточного склона Полярного Урала было выполнено датирование детритных цирконов [7] из туффилов усть-конгорской свиты (O_{2-3} (?)) раннеостроводужной стадии [2]. Выявлено, что в туффитах преобладают зерна с возрастными от позднего рифея до раннего протерозоя (1.0—2.2 млрд лет) с максимальной частотой встречаемости около 1.22, 1.52 и 1.95 млрд лет). Цирконы с такими возрастными являются типичными для кристаллических комплексов фундамента Восточно-Европейского кратона [9]. Эти полученные первые результаты послужили поводом для постановки более детальных работ по датированию детритных цирконов из вулканогенно-осадочных пород, формировавшихся в пределах палеозойской Полярноуральской островодужной системы с целью проверки гипотезы о том, что эта островная дуга могла располагаться вблизи восточной в современных координатах окраины Восточно-Европейского кратона, возможно, отделяясь от него лишь нешироким океаническим бассейном.

Нами изучены вулканогенно-терригенные породы малоуральской свиты предположительно раннесилурийско-среднедевонского возраста, выходящие на поверхность в пределах Малоуральской возвышенности в бассейнах р. Нелкаеган и руч. Погрымшор. Разрез малоуральской свиты в нижней части представлен лито-кристаллокластическими псаммитовыми и псефитовыми туфами с прослоями голубоватых

туфосилицитов, витрокластических туфов и яшмоидов. В средней части отмечается тонкоритмичная флишеидная толща (переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, витро-литокристаллокластических туфов, туффитов, бордовых и голубовато-серых туфосилицитов). Верхняя часть разреза сложена андезибазальтами, базальтами и их туфами [1].

Нижняя граница малоуральской свиты палеонтологически слабо обоснована. Отмечаются непредставительные единичные находки венлокских конодонтов в районе Третьей Рудной горки [4] и позднесилурийских брахиопод в верховьях р. Ингвойеган (Прохорова К. И., Бельков Л. А., Ли Л. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 листа Q-41-XVII. Отчет о работе Полярно-Уральской партии №4, проведенной в 1958 г. ТФИ по ТО, 1959, 105 с.). В линзах мраморизованных известняков С. Н. Волковым найдены строматопоры и амфипоры позднесилурийского возраста. Верхняя граница свиты определена по многочисленным находкам фауны и флоры, характерным для лохковского яруса нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона ($D_{1l} - D_{2ef}$) [3, 6]. Д. Н. Ремизовым определён U–Pb возраст единичных цирконов из андезитов р. Танью и туфов р. Кевсоим (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) — 393 ± 6 млн лет и 402 ± 9 млн лет, что хорошо согласуется с палеонтологическими данными [5].

Для изучения и датирования детритных цирконов нами была отобрана проба из коренного выхода туфопесчаников малоуральской свиты в верховьях руч. Погрым-Шор, вблизи высоты с абсолютной отметкой 318.3 м (Обр. U22-12, N $65^{\circ}52.608'$, E $63^{\circ}28.022'$). Серые тонкозернистые песчаники образуют здесь прослой мощностью 15–20 см, чередуясь с бордовыми туфоалевролитами и туфопелитами.

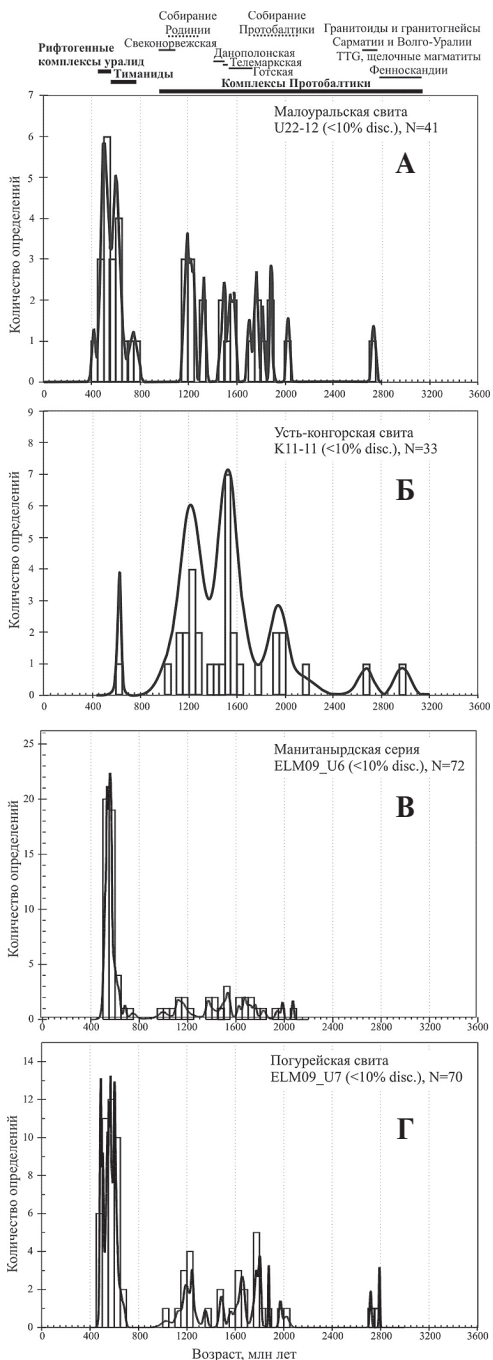
Песчаники обр. U22-12 тонкослоистые (мощность слоев 2–3 мм), имеют алевро-псаммитовую структуру. Более лейкократовые слои сложены несортированными угловатыми обломками размером 0.05–0.30 мм, преобладающий размер обломков 0.1–0.2 мм. Встречаются единичные более крупные обломки размером 0.4–1.3 мм. Обломки представлены кристаллокластами плагиоклаза состава An_{37-40} (60 %), титаномагнетита и гематита (10 %), клинопироксена (1 %), а также литокластами вулканитов основного состава (20 %), вулканитов среднего и кислого состава (7 %), гранитов с микрографической структурой (1 %), долеритов (1 %). Между этими обломками, играя роль цемента, расположены обломки хлоритизированных вулканитов основного состава, часто зажатых и расплющенных между более твердыми зернами. В обломочной части более меланократовых прослоев повышено содержание вулканитов основного состава.

Из пробы было получено и исследовано 60 зерен циркона размером 100–200 мкм. Из них 19 зерен были отброшены (6 оказались не цирконами, в 13 величина дискордантности превышала 10 %). Среди

оставшихся цирконов (41 шт.) преобладают светло-желтые и светло-розовые, удлинённые бипирамидально-призматические, хорошо ограненные, неокатанные или частично окатанные прозрачные зерна. Около 7 % выборки составляют розовые эллипсоидные хорошо окатанные цирконы.

Проведённое нами U–Pb (LA-ICP-MS) датирование детритных цирконов показало, что в породах присутствуют цирконы различного возраста, от 419 до 2733 млн лет (см. рисунок). Два наиболее молодых зерна имеют возраст 419 ± 15 млн лет (граница силура и девона) и 475 ± 17 млн лет (ранний ордовик). Большее (39 %) количество датировок попадает в интервал 491–658 млн с двумя максимумами плотности вероятности — около 500 млн лет (поздний кембрий) и около 600 млн лет (граница венда и рифея). Два зерна имеют позднерифейский возраст — 730 ± 26 и 763 ± 27 млн лет. Кластер более древних зерен с возрастными 1167–1893 млн лет составляет около 46 %. Максимальная частота встречаемости зерен отмечается в интервалах 1167–1332 млн лет (средний рифей), 1480–1582 млн лет (ранний рифей) и 1703–1893 млн лет (позднекарельское время). Возраст двух наиболее древних зерен позднекарельский — 2025 ± 13 млн лет и позднеархейский — 2733 ± 15 млн лет.

Сопоставление полученных данных (рис., А) с более ранними нашими результатами по детритным цирконам из туффигов усть-конгорской свиты (рис., Б) показало их сходство: в обеих выборках зерен большую часть составляют цирконы с древними возрастными примерно от 1.0 до 2.0 млрд лет, есть более молодые цирконы с позднерифейско-кембрийскими возрастными и единичные архейские зерна. Мы также провели сравнение частот встречаемости цирконовых датировок в палеозойских островодужных вулканогенно-терригенных породах палеоокеанического сектора Полярного Урала (рис., А, Б) с опубликованными [8] данными по возрастам детритных цирконов из верхнекембрийско-нижнеордовикских песчаников манитаньрдской серии (рис., В) и погурейской свиты (рис., Г) палеоконтинентального сектора. Удивительное сходство возрастных распределений встречаемости цирконов свидетельствует о том, что палеозойские островодужные вулканогенно-терригенные образования Войкарской зоны и терригенные породы Лемвинской и Елецкой зон формировались за счет накопления продуктов эрозии одних и тех же питающих провинций — кристаллических комплексов фундамента Восточно-Европейского кратона, орогена Протоуралид-Тиманид и ранних рифтогенных комплексов уралид. То есть детритные цирконы из островодужных вулканогенно-терригенных пород Малого Урала с большой долей уверенности имеют «балтийское» происхождение. Этот вывод подразумевает расположение Полярноуральской островодужной системы в позднем ордовике — среднем девоне вблизи восточной окраины Восточно-Европейского кратона.



Гистограммы и кривые вероятности распределения возрастов детритных цирконов из вулканогенно-терригенных пород малоуральской (А) и усть-конгорской (Б) свит Войкарской зоны, песчаников манитаньрдской серии (В) Елецкой зоны и погурейской свиты (Г) Лемвинской зоны. Над графиками отрезками отмечены временные диапазоны основных фаз тектогенеза и проявления магматической активности в пределах Восточно-Европейского кратона

Исследования проведены за счет средств Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-57 «Главный Уральский разлом и его обрамление как индикаторы многостадийной эволюции аккреционно-коллизийного Уральского орогена».

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия — Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. 335 с.
2. *Канева Т. А.* Вулканогенные породы усть-конгорской свиты ($O_{2-3}(?)uk$) и таньюской подсвиты ($S_1-D_1ti_1$) хребта Малый Урал // Материалы докладов II Всероссийской (XVII) молодежной научной конференции «Молодежь и наука на севере» (в 2-х томах). Том II. Сыктывкар, 2013. С. 81—82.
3. *Лупанова Н. П., Маркин В. В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала) / Изд-во АН СССР, М.—Л., 1964. 175 с. (Тр. Геол. Музея им. А. П. Карпинского АН СССР, вып. XII).
4. *Прямоносов А. П., Бороздина Г. Н.* Первые находки конодонтов в усть-конгорской свите (Войкарская СФЗ, Полярный Урал) // Уральский геологический журнал, 2006, №3 (51). С. 49—52.
5. *Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Ремизова С. Т.* Войкарская островодужная система Полярного Урала // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург. 2010. С. 172—173.
6. *Ремизова С. Т., Ремизов Д. Н.* Стратиграфия Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. 2009. Т. II. С. 50—52.
7. *Соболев И. Д., Канева Т. А., Соболева А. А., Куликова К. В.* U-Pb датирование детритных цирконов из туфов усть-конгорской свиты (Полярный Урал). // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат-лы 23 научной конференции. Сыктывкар. 2014. С. 116—119.
8. *Соболева А. А., Кузнецов Н. Б., Миллер Э. Л., Удоратина О. В., Герелс Дж., Романюк Т. В.* Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов урилит (Полярный Урал) // Доклады РАН, 2012, том 445, № 5, с. 570—576.
9. *Bogdanov S. V., Bingen B., Gorbatschev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23—45.

НИЖНЕФРАНСКАЯ АММОНИТОВАЯ ПАЧКА В РАЗРЕЗЕ Р. КОСЬЮ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

М. А. Соболева¹, А. А. Зубов², Д. Б. Соболев¹

¹ ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

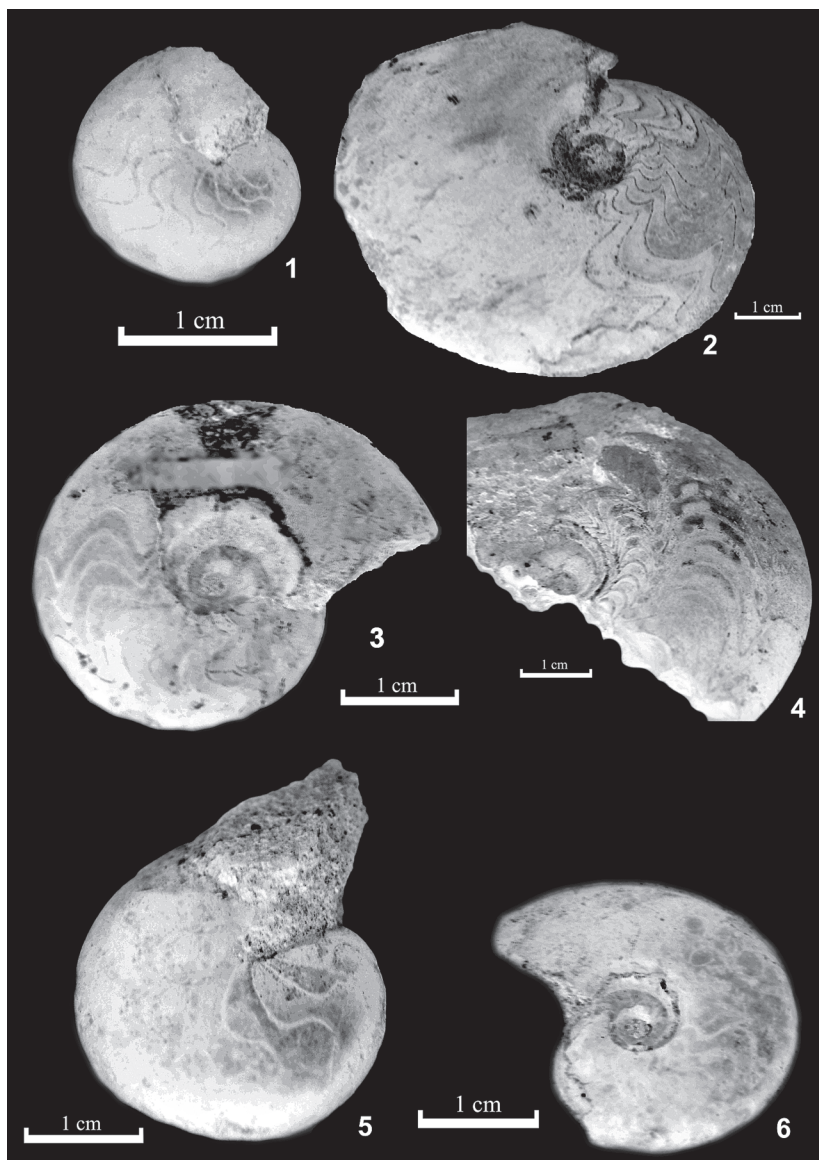
² СыктГУ, Сыктывкар

Для складчатого обрамления Косью-Роговской впадины в пограничном живецко-франском интервале характерна специфическая пачка известняков с обильными остатками раковин аммоноидей (аммонитовая пачка). В 2015 году в ходе полевых работ нами был изучен представительный разрез франского яруса в бассейне р. Косью (Приполярный Урал), в основании которого залегает аммонитовая пачка. Известняки тёмно-серые, детритовые, мелкозернистые, пиритизированные содержат цельнораковинные остатки аммоноидей и брахиопод. Выше этой пачки залегают известняки темно-серые, почти черные, тонкодетритовые, в основном глинистые, с редкими прослоями черных известковистых аргиллитов, а ниже — темно-серые мелкозернистые известняки с многочисленными раковинами брахиопод с прослоями черных и серо-зеленых аргиллитов.

Аммонитовая пачка включает аммоноидеи *Chutoceras* sp., *Lobotornoceras strangulatum* Keyserling, *Acanthoclymenia* sp., *Phoenixites varicatus* Wedekind, *Hoeninghausia* sp., *Timanites* sp., *Timanites angustus* Glenister, *Manticoceras* sp., *Tornoceras contractum* Glenister (рисунок, таблица). На этом основании вмещающие отложения могут быть сопоставлены с региональными аммонитовыми зонами **Hoeninghausia — Timanites** [1].

Кроме фауны аммоноидей, данная пачка содержит конодонты *Polygnathus xylus* Stauffer, *Polygnathus dubius* Hinde, *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Ancyrodella rotundiloba soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (Bryant), *Ancyrodella rotundiloba pristina* Khalymbadza et Chernysheva, *Ancyrodella rotundiloba alata* Glenister et Klapper, *Icriodus alternatus* Branson et Mehl, *Klapperina ovalis* Ziegler et Klapper, *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *Mesotaxis assymmetricus* Bischoff et Ziegler и другие (рисунок), определяющие зону **falsiovalis** «стандартной» конодонтовой шкалы [4], т. е. нижний подъярус франского яруса.

В настоящее время, относительно конодонтовой зональности, граница среднего и верхнего девона, или живецкого и франского ярусов проводится внутри конодонтовой подзоны **нижняя falsiovalis** [2, 3] по появлению ранних анцироделл — *Ancyrodella rotundiloba soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (Bryant), *Ancyrodella rotundiloba pristina* Khalymbadza et Chernysheva.



Фиг. 1. *Lobotornoceras strangulatum* Keyserling, экз. № Kos2/F3/11; **фиг. 2.** *Timanites angustus* Glenister, экз. № Kos2/F11/4; **фиг. 3.** *Chutoceras* sp., экз. № Kos2/F11/10; **фиг. 4.** *Hoeninghausia* sp., экз. № Kos2/F11/26; **фиг. 5.** *Phoenixites varicatus* Wedekind, экз. № Kos2/F11/23; **фиг. 6.** *Acanthochymenia* sp., экз. № Kos2/F11/24.

Первое появление конодонтов рода *Ancyrodella* в разрезе р. Косью установлено в основании аммонитовой пачки, а именно, в обр. 38, где определен вид *Ancyrodella rotundiloba soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynck. Несколько выше, в обр. 37, установлены виды *Ancyrodella rotundiloba soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynck, *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (Bryant). Вид-индекс *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck встречен несколько выше. Таким образом, на данном этапе изучения, границу среднего и верхнего девона, или живецкого и франского ярусов в разрезе р. Косью следует проводить в подошве аммонитовой пачки (слой с обр. 38), где появляются первые анцироделлы.

Авторы выражают благодарность Т. Беккеру за консультации по аммоноидеям.

Литература

1. Becker R. T., House M. R., Menner V. V., Ovnatanova N. S. Revision of ammonoid biostratigraphy in the Frasnian (Upper Devonian) of the Southern Timan (North-east Russian Platform). Acta Geologica Polonica, 2000. V. 50, No. 1. P. 67—97.

2. Klapper G., Feist R., House M. R. Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary // Episodes, 1987. V. 10, No. 2. P. 97—101.

3. Sandberg C. A., Ziegler W., Bultynck P. New Standard Conodont Zones and Early *Ancyrodella* Phylogeny across Middle-Upper Devonian Boundary // Cour. Forsh.-Inst. Senckenberg. 1989. N 110. P. 195—230.

4. Ziegler W., Sandberg C. A. The Late Devonian standard conodont zonation. Courier Forschungs institute Senckenberg. 1990. 121. 115 p.

СТРУКТУРНОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ШУНГИТА ПРИ ИМПУЛЬСНОМ ЛАЗЕРНОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

В. В. Уляшев, С. И. Исаенко
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
vaskom77@mail.ru

Импактный метаморфизм вызывает исследовательский интерес в связи с условиями преобразования веществ в природе с изменениями их состава и структуры. Результаты воздействия ударных волн на силикатные горные породы и их минералы при возникновении астроблем изучены весьма детально [4; 6]. Преобразование углеродного вещества в процессах ударного метаморфизма вызывает особый интерес ввиду возможного образования импактных алмазов путем трансформации графита [1; 5]. В то же время интерес могут представлять также и другие новообразованные углеродные фазы [11], а также выявление новых механизмов формирования импактных алмазов, в том числе по слабо упорядоченным углеродным веществам [12].

Воспроизведение импактного процесса в лабораторных условиях помогает идентифицировать природные объекты, подверженные ударному воздействию [9]. Эксперименты по ударному воздействию в условиях лаборатории, как правило, производятся посредством ударных механизмов и использованием в качестве стартовых материалов взрывчатых веществ [3]. В то же время аналогом природных импактных процессов на микроуровне может послужить лазерное воздействие на поверхность исследуемого образца [7], подобное экспериментальное моделирование широко применяется в зарубежной практике, особенно активно в последние годы.

Лазерная обработка поверхностей относится к локальным методам термического воздействия с помощью высококонцентрированных источников нагрева. Применение лазерного излучения для преобразования материалов основано возможностью создания на локальных участках поверхности высоких плотностей теплового потока, что обеспечивает условия для интенсивного нагрева и плавления практически любого материала [2].

При воздействии миллисекундного лазерного излучения на поверхность слабоупорядоченных углеродных веществ, достигаются сверхвысокие температуры (порядка 4500—5000 К), достижение которых происходит за счет большой плотности мощности излучения ($6 \cdot 10^5$ Вт/см²) и скоротечности времени воздействия импульса (0.5 мс). Возникает чрезвычайно высокая концентрация энергии в микрообъеме поверхностного слоя, что приводит к переходу вещества в плазмен-

ное состояние. При расширении плазмы возникают очень большие давления, как при взрыве [2].

Материалом для исследования послужил природный шунгитовый материал месторождения Шуньга. Для исследований изготавливались пластины размерами около $1.5 \times 1.5 \text{ см}^2$. Во избежание процессов окисления во время воздействия лазерного излучения на вещество, образцы помещались в специальный сосуд, заполненный инертной средой аргона, который устанавливали на специальный кронштейн на расстоянии 0.5 м. от рубинового лазера ГОР-100М и производили облучение образца.

Изучение продуктов синтеза проводилось в ЦКП «Геонаука» методами рамановской спектроскопии (LabRam HR800 (Horiba Jobin Yvon)) и сканирующей электронной микроскопии в совокупности с микрондовым анализом (Tescan Vega LMN (Чехия) с энергодисперсионным детектором X-MAX, Oxford Instruments, аналитик С. С. Шевчук).

Исследования с помощью сканирующей электронной микроскопии позволили отметить существенные морфологические изменения в области лазерного воздействия.

В ходе спектроскопических исследований нами установлено, что исходный шунгит и продукты импактного воздействия имеют существенно различные спектроскопические характеристики. В случае исходного вещества спектр имеет типичный вид для шунгита, спектр из зоны воздействия свидетельствует о произошедшем процессе упорядочения структуры, приведшего к графитизации.

Разложение КР спектров с использованием свертки функций Лоренца и Гаусса показало, что спектры для исходного шунгита и продуктов трансформации представляют собой суперпозицию десяти линий: G, D1, D2, D3, D4, D4+D1, 2D1, D+G, 2G, 2D2, данная классификация полос комбинационного рассеяния (КР) взята из работы А. Садечки [10]. Подробный анализ КР спектров позволяет сделать следующие выводы. Сдвиг G-полосы в сторону уменьшения рамановского сдвига (от 1598 см^{-1} до 1585 см^{-1}) и уменьшение ее полуширины (от 63 до 36 см^{-1}), уменьшение значения I_{D1}/I_G (от 2.5 до 0.9), а также уменьшение значений I_{D2}/I_G (от 0.12 до 0.09) и I_{D1}/I_{2D1} (от 6.1 до 0.8) свидетельствуют о том, что в ходе термобарического воздействия происходит трансформация исходного шунгита в поликристаллический графит.

По КР спектрам были оценены размеры кристаллитов новообразованного поликристаллического графита по формуле [8]:

$$L_a(\text{nm}) = (2.4 \times 10^{-10}) \lambda_i^4 \left(\frac{I_{D1}}{I_G} \right)^{-1}$$

В целом, размер L_a заметно увеличивается — от 5 нм в исходной области до 15 нм в области воздействия лазерного излучения.

Таким образом, в результате проведенного экспериментального моделирования импактного воздействия на шунгит посредством импульсного лазерного воздействия была впервые установлена трансформация шунгита (неграфитизирующегося углеродного вещества) в поликристаллический графит. Полученные данные имеют важное значение для исследования природных импактных объектов, таких как Карская астроблема, в которой импактному воздействию было подвергнуто слабоупорядоченное углистое вещество.

Авторы выражают благодарность Т. Г. Шумиловой за методические рекомендации.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы УрО РАН, проект № 15-18-5-43, научной школы №НШ-4795.2014.5.

Литература

1. *Вишневецкий С. А.* Астроблемы. Новосибирск: ООО «Нонпаралель», 2007. 288 с.
2. *Григорьянц А. Г., Сафонов А. Н.* Лазерная техника и технология. М.: Высшая школа, 1987. 191 с.
3. *Корочанцев А. В.* Ударное преобразование битумов: приложение к органическому веществу метеоритов и импактитов: Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. М.: Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, 2004. 27 с.
4. *Лютюев В. П., Тихомирова Н. С.* Модификации кремнезема в импакти-тах Карской астроблемы // Структура и разнообразие минерального мира: Материалы международного семинара. Сыктывкар. Геопринт. 2008. С. 418—421.
5. *Масайтис В. Л., Мащак М. С., Райхлин А. И. Селивановская Т. В., Шафрановский Г. И.* Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.
6. *Масайтис В. Л., Гневушев М. А., Шафрановский Г. И.* Минеральные ассоциации минералогические критерии генезиса астроблем // Записки всеобщего минералогического общества. 1979. 108 № 3. С. 257—253.
7. *Boustie M., Berthe L., T. de Resseguier, Arrigoni M.* Laser shock waves: fundamentals and applications. 1st International Symposium on Laser Ultrasonics: Science, Technology and Applications. 2008. Montreal, Canada.
8. *Cancado L. G., Takai K.* General equation or determination of the crystallite size L_a of nanographite by Raman spectroscopy. Appl. Phys. Lett. 2006. V. 88. P. 163106.
9. *Melosh H. J.* Impact cratering, a geological process. Oxford Univ Press. New York. 1989. 245 p.
10. *Sadezky A., Muckenhuber H., Grothe H., Niessner R., Poschl U.* Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials: Spectral analysis and structural information. Carbon. 2005. V. 43. P. 1731—1742.

11. *Shumilova T. G., Isaenko S. I., Makeev B. A., Ernstson K., Neumair A., Rappenglöck M. A.* Enigmatic poorly structured carbon substances from the alpine foreland, southeast Germany: Evidence of a cosmic relation / 43rd Lunar and Planetary Science Conference, March 19—23, 2012.

12. *Shumilova T., Kis V., Masaitis V., Isaenko S., Makeev B.* Onion-like carbon in impact diamonds from Popigai astrobleme // *European Journal of Mineralogy*, 2014, 26, Pp. 267—277.

ПИРОПОВЫЕ ЭКЛОГИТЫ И МЕТАПЕРИДОТИТЫ СЛЮДЯНОЙ ГОРКИ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. С. Уляшева, А. В. Панфилов
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

nsulasheva@geo.komisc.ru

Среди раннедокембрийских стратифицированных пород марункеуского комплекса в южной его части в районе Слюдяной горки имеются интрузивные образования — габбро, апогаббровые эклогиты и метаперидотиты, предположительно раннедокембрийского возраста [3]. Генезис этих пород остается невыясненным — то ли протолиты этих метаморфитов комагматичны с протолитами вмещающих аповулканогенных амфиболитов и альмандиновых эклогитов, то ли они представляют самостоятельный интрузивный комплекс.

Нами изучен петрографический и геохимический состав метаперидотитов, пироповых эклогитов и габбро. Химические составы пород получены с помощью метода мокрой химии и комплексного метода мокрой химии с рентгенофлуоресцентным анализом в ЦПК Геонауке УрО РАН. Определение концентраций редких и рассеянных элементов выполнено путем кислотного разложения исходных образцов и дальнейшего анализа с помощью секторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (FS HR ICP-MS) Element2 в Институте геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого УрО РАН (аналитик Ю. Л. Ронкин).

По химическому составу пироповые эклогиты соответствуют габбро и оливиновым габбро, а метаперидотиты — лерцолитам. Габбро и апогаббровые эклогиты являются высокоглиноземистыми натриевыми и калиево-натриевыми образованиями. Метаперидотиты и метагаббро не обнаруживают четкого тренда обогащения железом и занимают промежуточное положение между толеитовой и известково-щелочной сериями. Эклогиты и габбро отличаются пониженными содержаниями Ni и Sr в отличие от метаультрабазитов.

На вариационных диаграммах точки составов апогаббровых эклогитов и метаперидотитов образуют единые тренды дифференциации вещества. Наблюдается прямая корреляция между MgO и FeO и отрицательная корреляция MgO — SiO₂, CaO, Al₂O₃, Na₂O. Направления трендов дифференциации вещества рассматриваемых пород отличается от трендов апобазальтовых амфиболитов и альмандиновых эклогитов, что показывает на различные источники магматического расплава этих групп пород (рис. 1). На это также указывают низкие значения общего суммарного содержания редких и редкоземельных элементов в метаинтрузивах относительно метавулканитов.

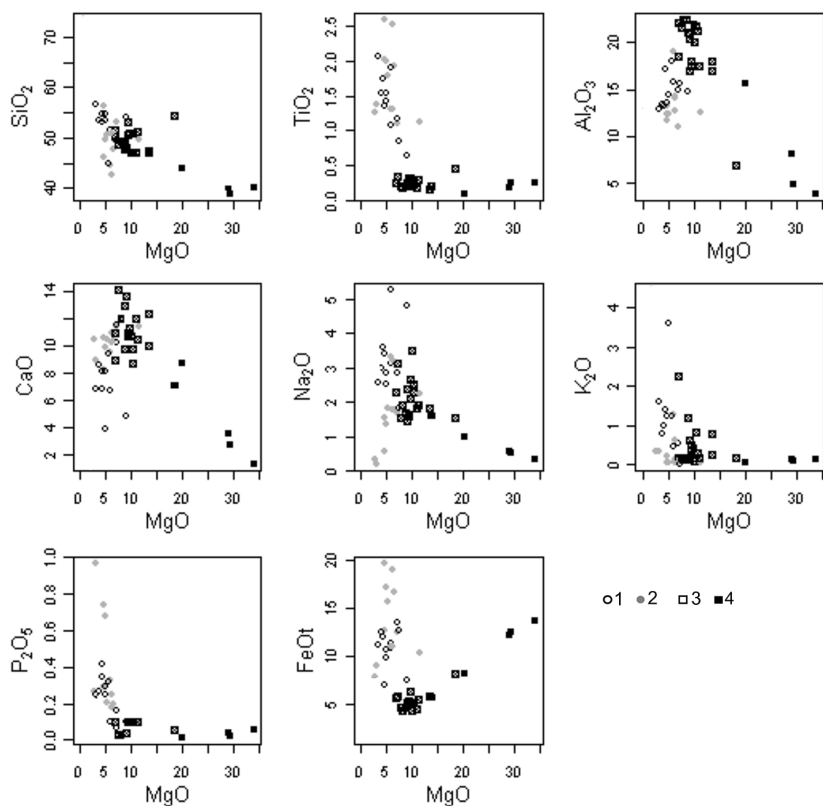


Рис. 1. Вариационные диаграммы в координатах MgO—оксиды для метабазитов и метаяльтрабазитов марункеуского комплекса. Точки составов пород: 1 — амфиболитов, 2 — альмандиновых эклогитов, 3 — пироповых эклогитов и габбро, 4 — метаяльтрабазитов

Для установления геодинамических обстановок формирования протолитов метаморфизованных плутонов были использованы идентификационные диаграммы, разработанные как для базитов, так и ультрабазитов. На идентификационных диаграммах Th-Nf/3-Ta [9] и DF_1 — DF_2 [1] точки составов метагаббро располагаются в поле островодужных обстановок.

На графиках, где составы пород нормированы относительно хондрита и N-MORB, габбро-нориты, эклогиты и метаперидотиты образуют схожие тренды распределения элементов, что говорит об их комагматичности. Интрузивные образования имеют повышенные содержания легких редкоземельных элементов в 6—20 раз выше хондритовых и пониженные количества тяжелых редкоземельных элементов в 1—6 раз выше хондритовых. Тренды распределения элементов образуют

наклон и имеют европейские максимумы. На спайдер-диаграмме наблюдаются повышенные содержания литофильных элементов Ba, Rb, Cs и пониженные содержания высокозарядных элементов относительно содержаний их в N-MORB, а также Sr максимум, Ta-Nb и Zr-Hf минимумы, характерные для надсубдукционных обстановок [6].

Сравним мафит-ультрамафитовые породы Слюдяной горки с плутоническими образованиями других массивов из различных геодинамических обстановок. На рис. 2 видно, что тренды распределения ред-

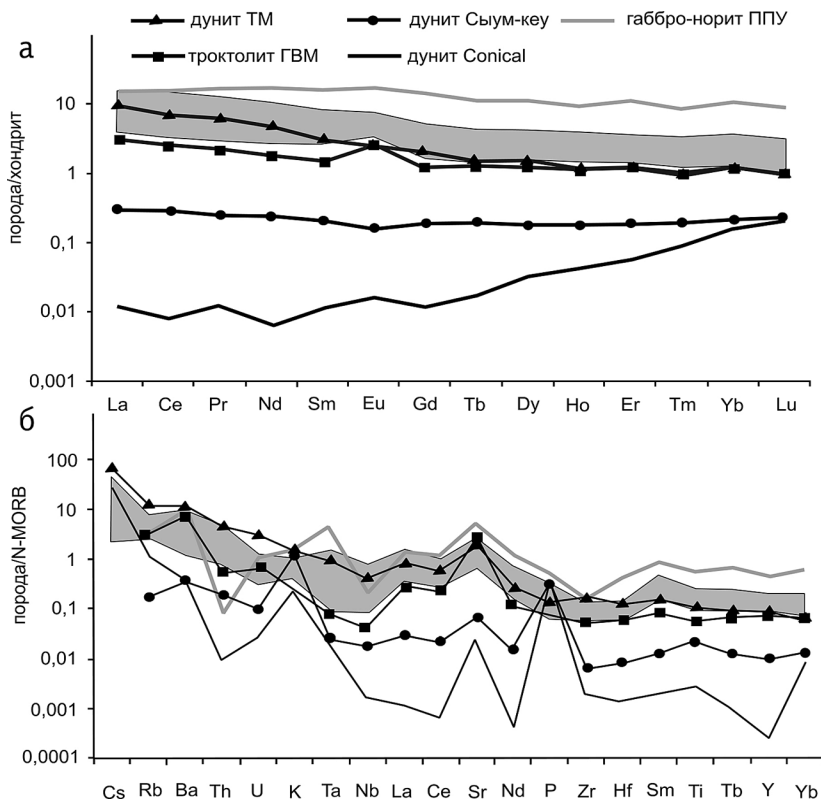


Рис. 2. Содержания редких и редкоземельных элементов в габбро, апогаббро-вых эклогитах и метаперидотитах хребта Марункеу (поле серого цвета) и в других плутонических породах из различных массивов, нормализованные по хондриту и базальту N-MORB [8]. Условные обозначения: дунит ТМ — дунит расслоенного Талажинского мафит-ультрамафитового массива Канской глыбы Восточного Саяна [6]; дунит Сьум-кеу — дунит из гипербазитового массива Сьум-кеу Полярного Урала [4]; габбро-норит ППУ — габбро-норит из массива Платиноносного пояса Урала [5]; троктолит ГВМ — троктолит Громаденско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива Западной Чукотки [2]; дунит Conical — преддуговый дунит Conical Марианской островной дуги [7]

ких и редкоземельных элементов интрузивов Марункеу отличаются от тренда дунита из расположенного восточнее от него крупного гипер-базитового массива Сьумкеу и тренда преддугового дунита Copical Марианской островной дуги. Габбро-нориты Платиноносного пояса Урала характеризуются более высокими содержаниями тяжелых редкоземельных элементов относительно плутонитов Марункеу. Наиболее близки составы изучаемых мафитов и ультрамафитов Марункеу с троктолитами Громадненско-Вургувеемского перидотит-габбрового массива Западной Чукотки и дунитами расслоенного Талажинского мафит-ультрамафитового массива Канской глыбы Восточного Саяна. По мнению исследователей, породы названных массивов сформировались в надсубдукционной обстановке: троктолиты Громадненско-Вургувеемского массива образовались на ранней стадии развития энсиматической дуги, а дуниты расслоенного Талажинского мафит-ультрамафитового массива раскристаллизовались за счет плавления в зоне субдукции толеитовых базальтов океанического плато.

Таким образом, можно сделать вывод, что мафит-ультрамафитовые породы марункеуского комплекса, представленные различными метаперидотитами, габбро и апогаббровыми эклогитами, образуют самостоятельный плутонический комплекс. Отчетливые Ta-Nb и Zr-Nf минимумы и Eu—максимум на мультиэлементных спектрах указывают на формирование этих пород в надсубдукционной обстановке, возможно с контаминацией континентального вещества (повышенные содержания Ba, Sr и Rb).

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

Литература

1. *Великославинский С. Д., Крылов Д. П.* Геодинамическая типизация базальтов по геодинамическим данным. Геотектоника, 2014. № 6. С. 77—91.
2. *Ганелин А. В., Силантьев С. А.* Вещественный состав и геодинамические условия формирования интрузивных пород Громадненско-Вургувеемского перидотит-габбрового массива, Западная Чукотка // Петрология, 2008, Т. 16. С. 606—626.
3. *Душин В. А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
4. *Кортеев В. А., Семенов И. В.* Влияние конвекционно-спрединговых и мантийно-плюмовых процессов на формирование химического состава базальтов и плутонических пород рифта Палеоуральского океана // Литосфера, 2008. № 5. С. 54—83.
5. *Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Пушкарев Е. В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф.* Новые данные по геохимии Платиноносного Пояса Урала: вклад в понимание петрогенеза // Геохимия, 1999. № 4. С. 352—370.

6. Юричев А. Н., Чернышев А. И. Родоначальный расплав и геодинамика расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов канской глыбы Восточного Саяна // Известия Томского политехнического университета, 2014. Т. 324. № 1. С. 128—135.

7. Parkinson I. J., Pearce J. A. Peridotites from Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting, 1998. J. Petrol., V. 39 (9). P. 1577—1618.

8. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. Geological Society, London, Special Publications, 1989, v. 42, p. 313—345.

9. Wood D. A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11.

ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ Р. ИЛЫЧ (НИЖНИЙ КАРБОН, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Шадрин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

anshadrin@geo.komisc.ru

Верхневизейские отложения в объеме тульского, алексинского, михайловского и веневского горизонтов, в бассейне р. Илыч наблюдается на трех интервалах течения реки. Западный из них расположен на участке от руч. Изпыред-Вомыншерель до руч. Лекизвож, центральный — от о. Пуштади до руч. Ыджыд-Анюю, восточный — в районе устья руч. Патракаръем-Вомынбожель [1].

В бассейне р. Илыч отложения тульского горизонта наблюдаются в ряде выходов на руч. Изпыред-Вомыншерель и в районе его устья, ниже р. Ичет-Анюю и выше устья руч. Патракаръем-Вомынбожель. Полная мощность отложений горизонта оценивается в 100—150 м [6].

В обнажении 89 (здесь и далее номера обнажений по В. А. Варсанофьевой) выше устья руч. Патракаръем-Вомынбожель вскрыта нижняя часть тульского горизонта [2]. Породы представлены темно-серыми массивными биокластовыми известняками, в некоторых случаях — глинистыми с линзами малоглинистых. Крупная фауна обычно редка, но, по отдельным маломощным прослоям, наблюдаются скопления разобщенных сворок брахиопод, члеников криноидей, фрагменты кораллов. В верхней части разреза наблюдается линзовидная слоистость. Для пород характерен битуминозный запах. Мощность видимой части разреза составляет 22,3 м.

Западнее породы тульского возраста наблюдаются в обнажении 77 (ниже устья р. Ичет-Анюю). Обнаженность здесь крайне плохая. В нижней части разреза наблюдаются темно-серые и черные глинистые сланцы с прослоями известняков (до 1 м) и серых кварцевых песчаников (до 1 мм) мощностью порядка 35 м. Верхняя часть разреза сложена светло-серыми и серыми кварцевыми песчаниками с обугленными растительными остатками и волноприбойными знаками ряби на плоскостях напластования. Местами встречаются темно-серые алевролиты и песчано-глинистые сланцы. Мощность пачки составляет 40—50 м [5].

В обнажении 42 (выше устья руч. Изпыред-Вомыншерель) породы тульского возраста представлены темно-серыми и серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с тонкой горизонтальной слоистостью, глинистыми сланцами и единичными маломощными угледобными прослоями. В песчаниках иногда встречаются углефицированные фрагменты растений. Мощность видимая — около 40 м.

Отложения алексинского горизонта наблюдаются в ряде выходов на руч. Изпыред-Вомыншерель и в районе его устья, ниже устья руч. Лекизвож, и в выходах плеса Патракаръем [4, 5, 6]. Мощность отложенный алексинского возраста на р. Илыч составляет 180—250 м [6].

Наиболее полный разрез вскрыт в обнажении 87 (ниже устья руч. Патракаръем-Вомынбожель). Нижняя часть разреза сложена почти черными слоистыми и массивными биокластовыми известняками с линзами и желваками черного кремня. Часто встречаются остатки одиночных и колониальных кораллов, гастропод, морских лилий и брахиопод. Большая часть колоний кораллов захоронена в опрокинутом состоянии. В кремнях обычно сохраняются структурно-текстурные особенности замещенных пород. Для пород характерен сильный запах битума.

Верхняя часть разреза представлена более светлыми органогенно-обломочными, часто доломитизированными, известняками. Фауна представлена обильными обломками одиночных и колониальных кораллов, гастропод, морских лилий и брахиопод. Породы разбиваются на пачки мощностью 2—7 м, отличающихся характером напластования, неравномерной доломитизацией или наличием окремнения. Скопления остатков кораллов приурочены к отдельным горизонтам, и колониальные формы нередко находятся в опрокинутом положении. Такие пласты чередуются с тонкослоистыми биокластовыми известняками с криноидеями и доломитизированными биокластовыми известняками. Кремнистые образования имеют серый и темно-серый цвет. Для всех пород характерен сильный запах битума. Мощность горизонта с учетом не обнаруженных участков превышает здесь 150 м.

На западе (обн 42, 52) одновозрастные отложения имеют сходное строение. Мощность здесь составляет порядка 200 м. В центральной полосе выходов, характеризующейся слабой обнаженностью, наблюдаются темно-серые биокластовые известняки с черными кремнями и окремнелыми колониальными кораллами, сопоставимые с нижней частью разреза пород алексинского горизонта в разрезе обн. 87.

Отложения михайловского горизонта наблюдаются в ряде выходов в районе устьев ручьев Изпыред-Вомыншерель, Лекизвож, Патракаръем-Вомынбожель, около о. Пушта-ди [3, 6]. Мощность отложений составляет 60—120 м [6].

Наиболее полный разрез наблюдается в обнажении 87 (ниже устья руч. Патракаръем-Вомынбожель). Здесь порода михайловского возраста представлена переслаивающимися серыми оолитовыми, биокластовыми, глинистыми биокластовыми и сгустковыми известняками. В большом количестве наблюдаются одиночные и колониальные кораллы, брахиоподы, криноидеи, мшанки. В породах этого возраста довольно часто наблюдаются поверхности микроразмывов и серии пластов с косослоистыми текстурами мощностью от первых сантиметров до 2 м.

Обычно в кровле тонкослоистых или косослоистых известняков наблюдаются следы биотурбации (более характерных для глинистых разностей). Здесь встречено несколько регрессивно-трансгрессивных циклов, фиксирующихся в разрезе пластами мелкообломочных известняковых конглобрекций и подстилающихся маломощными (до 10—15 см) пластами тонкослоистых аргиллитов. Видимая мощность — около 70 м.

В центральной и западной части (обн. 75 ниже о. Пуштади, обн. 52 ниже устья руч. Лекизвож) района работ разрезы с отложениями михайловского возраста менее представительные и имеют сходное строение.

Отложения веневского горизонта наблюдаются в ряде выходов в районе устьев ручьев Изпыред-Вомыншерель, Лекизвож [3,6], ниже о. Пушта-ди. Мощность отложений веневского возраста на р. Илыч составляет 80—100 м [6].

Наиболее полные разрезы наблюдаются в обнажениях 87 (ниже устья руч. Патракаръем-Вомынбожель) и 55 (выше устья руч. Лекизвож). Отложения веневского горизонта здесь представлены светло-серыми биокластовыми, ступковыми и доломитизированными известняками, часто сильно перекристаллизованными. Иногда наблюдаются косослоистые текстуры и единичные прослои оолитовых известняков. Нередко в породе присутствуют крупные остатки брахиопод, одиночных и колониальных кораллов, криноидей. Видимая мощность составляет около 60 м.

Остальные разрезы с породами веневского возраста имеют худшую обнаженность и имеют аналогичное строение.

Таким образом, с наступлением поздневизейского времени вместе с трансгрессией произошло установление сублиторальных условий осадконакопления, которые к концу визейского века постепенно сменились литоральными.

В тульское время наблюдается постепенная смена терригенного осадконакопления карбонатным. Причем, именно в этих отложениях имеются значительные фациальные отличия, вероятно, обусловленные дифференциацией глубины морского бассейна от мелководья прибрежно-морских фаций на западе до более глубоководных фаций морской аккумулятивной равнины. Далее, в начале алексинского времени, произошло выравнивание дна с формированием мелководного морского водоема со свободной циркуляцией вод на всей территории бассейна р. Илыч. Повсеместно отлагались карбонатные осадки. Вместе с этим в разрезах этого времени отмечаются признаки постепенного уменьшения глубины моря. В частности кремнисто-известняковый тип разреза нижней части алексинского горизонта сменяется известняковым, более глубоководные отложения заменяются мелководными биокластовыми с косослоистыми и темпеститовыми текстура-

ми. В дальнейшем глубина моря продолжала уменьшаться. Осадконакопление в михайловское время происходило уже в условиях острожного мелководья, на что указывает присутствие известняковых конгломератов, оолитовых, глинистых биокластовых, ступчатых известняков и аргиллитов. Аналогичные условия сохранились и на протяжении веневского века, при этом на некоторой части изученной территории водообмен был несколько ограничен, что способствовало накоплению высокомагнезиальных карбонатов.

Работа проводилась при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 15-18-5-47.

Литература

1. *Варсанофьева В. А.* Геологическое строение территории Печорско-Ыльчского государственного заповедника // Тр. Печорско-Ыльчского гос. заповедника. Вып. 1. М: 1940. С. 5—214.

2. *Варсанофьева В. А., Калашников Н. В., Постоялко М. В.* Новые данные о нижневизейских отложениях на Северном Урале (бассейн р. Ильч) // Сб. научн. тр. Пермского политехн. ин-та, 1973. №121. С. 113—120.

3. *Калашников Н. В.* Экосистемы раннего карбона Европейского Севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2005.

4. *Муравьев И. С.* Карбон Печорского Приуралья. Казань: Из-во казанского Университета, 1968. 226 с.

5. *Попов А. П., Барков А. Р.* Геологическая карта Урала м-ба 1:200000 лист Р-40-ХVII (западная половина). Молотов-Свердловск, 1955.

6. *Проскурин Г. Ф., Беляков Л. Н., Подмаркова Л. А.* Геологическое строение территории листа Р-40-ХVII (Отчет Верхне-Печорской ГПСП по работам 1963—1964 гг.). Воркута, 1965.

ЦИФРОВОЕ КОДИРОВАНИЕ СИСТЕМАТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ДИСПЕРСНЫХ СПОР ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

М. А. Шевелев

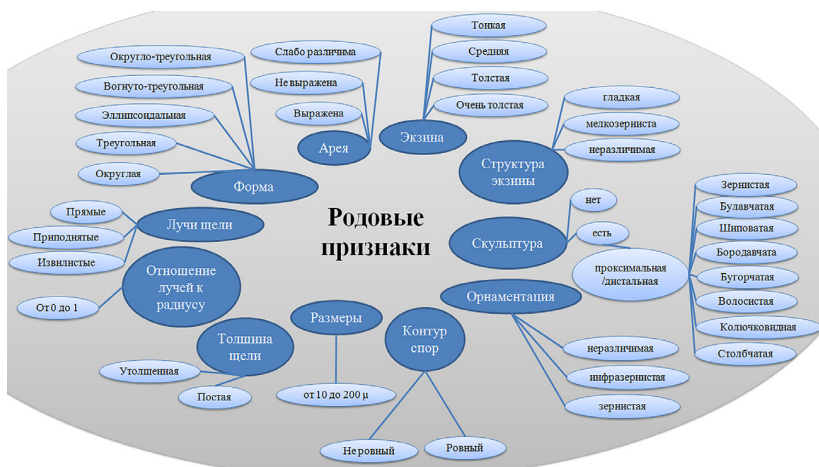
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

m252728@yandex.ru

За многие годы исследований накоплен огромный массив палеопалинологических данных. Вопросам формализации таксономических признаков дисперсных миоспор уже занимались некоторые специалисты. Однако до сих пор не существовало разработок по цифровому кодированию систематических признаков девонских миоспор для сохранения их в компьютерной базе данных. Наиболее сложной частью модели является кодирование диагностических признаков в таксонах.

Первым этапом работы было выделение объекта исследования (им является миоспора) и его признаков [2]. На основе палинологических атласов были детально проанализированы диагнозы дисперсных миоспор позднего палеозоя, изученных из образцов керна скважин Ярегского нефтетитанового месторождения, выделены основные морфологические признаки объектов, которые в дальнейшем закодированы. К таким признакам относятся: форма, вид шели, скульптура и т. д.

Цифровое кодирование информации происходит от наиболее крупных морфологических признаков до более мелких. Крупные подразделяются на трилетные и монолетные и т. д. Были закодированы и более мелкие морфологические признаки характеризующие вид и род, а



Формализация родовых признаков миоспоры

также области их допустимых значений. На рисунке темно-синим цветом изображены основные признаки объекта, голубым — область допустимых значений.

На примере вербального описания рода *Apiculiretuispora* Steel, 1964 [1] формализуем данный род для занесения в базу данных (см. таблицу).

Пример формализации таксономических признаков девонских миоспор

Родовые признаки		<i>Apiculiretuispora</i>
Форма	Треугольная	-
	Округло-треугольная	+
	Вогнуто-треугольная	-
	Эллипсоидальная	-
	Округлая	+
Толщина щели	Простая	+
	Утолщенная	-
Лучи щели	Прямые	+
	Извилистые	-
	Приподнятые	-
Отношение к радиусу	от 0 до 1	2/3
Арея	Выражена	+
	Не выражена	-
	Слабо различима	-
Скульптура	Нет	-
	Есть	+
Сторона скульптуры	Дистальная	+
	Проксимальная	-
Скульптурные элементы	Зернистая	+
	Булавчатая	-
	Шиповатая	-
	Бородавчатая	-
	Бугорчатая	-
	Волосистая	-
	Колючковидная	+
Столбчатая	-	
Экзина	Тонкая	-
	Средняя	-
	Толстая	+
	Очень толстая	-
Структура экзины	Мелкозернистая	-
	Гладкая	-
	Неразличимая	+
Контур спор	Ровный	-
	Неровный	+
Размеры (μ)	от 10 до 200	50—120

Диагноз: споры округлого или треугольно-округлого очертания. Щель разверзания простая, лучи щели прямые, длиной в $2/3$ радиуса споры. Арея четко выражена, обычно оконтурена дугами криватуры. Экзина относительно толстая. Структура экзины не просматривается. Скульптура смешанная в виде зерен и колючек, расположенных в основном на дистальной стороне. Площадь ареи гладкая или с редуцированной скульптурой. Орнаментация зернисто-колючковидная за счет скульптурных элементов. Контур спор неровный из-за выступающих скульптурных элементов.

Размеры: 50—120 μ .

Записав все явные признаки в базу данных, программа помогает искать необходимый таксон из общего списка спор. Чем меньше список выбора видовых названий таксонов, тем быстрее и точнее идет формализация. Вся информация представлена в единой программе, а не в различных источниках литературы (справочники, атласы), что значительно упрощает поиск для специалиста палинолога. При определении таксонов с помощью информационной системы уменьшается субъективизм, который присутствует при описании спор, так как в базу данных занесено много изображений и описаний этих спор, которые в обычной практике палинологических работ ранее не использовались.

Литература

1. *Ошуркова М. В.* Морфология, классификация и описание форма-родов миоспор позднего палеозоя. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2003. с. 7—25.
2. *Шевелев М. А.* Программа «Миоспора» — инструмент палеопалинологического исследования девонских спор позднего палеозоя // Структура, вещество, история литосферы тимано-североуральского сегмента: Материалы 23-ой научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2012. С. 204—205.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА Р. Б. КОСЬЮ (ПРИТОК Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

К. Р. Шилина¹, Е. С. Пономаренко²

¹СыктГУ, Сыктывкар

²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

chernosov-grin@yandex.ru

Среднеордовикские терригенные и терригенно-карбонатные отложения развиты на всей территории западного склона Урала и характеризуют смену условий от преимущественно терригенного накопления к карбонатному.

Район исследований расположен на территории Верхнепечорского поперечного опускания (бассейн р. Илыч). Ордовикские отложения, в качестве нижнесилурийских, выделялись ещё А. А. Кейзерлингом. Впоследствии, они более подробно были расчленены В. А. Варсанюфьевой [2]. Последующие исследователи отложения ордовикского возраста рассматривали в незначительной степени.

На р. Б. Косью (в 8.0 км от устья) в районе водопада вскрыты средне-ордовикские терригенно-карбонатные отложения, которые образуют выходы по обоим берегам реки. Они подстилаются филлитовыми сланцами, а перекрываются рифогенными карбонатами верхне-ордовикского возраста [1, 3].

В строении (снизу вверх по разрезу и сверху вниз по реке) можно выделить четыре пачки (рис. 1), отвечающие четырем этапам осадконакопления:

Пачка I сложена преимущественно известняками биокластовыми, реже пелитоморфными, с подчиненным количеством мелкого терригенного кварцевого и слюдистого материала. Литологические особенности пород свидетельствуют об осадконакоплении в морских, преимущественно активных, средах, на что указывают многочисленная морская фауна и седиментационные текстуры, такие как тонкая слоистость, ориентировка биокластового материала. На осадконакопление влиял привнос мелкозернистого терригенного материала (кварц, реже слюды), однако, источник сноса был, вероятно, далеким. Мощность пачки — 6.2 м.

2. Пачка II характеризуется преобладанием пелитоморфных узловатых известняков. В верхней части пачки присутствуют известняки с железистыми ооидами. В области развития этой пачки отмечаются сильные тектонические изменения, выраженные в образовании складок и трещин. Ранее считалось [4], что известняки с железистыми

ооидами слагают несколько слоев. Однако, детальное картирование показало (рис. 2), что это один и тот же слой, вскрытый несколько раз. Отложения, слагающие пачку II, формировались в обстановках спокойного моря. Количество терригенного материала в пелитоморфных известняках незначительно, что свидетельствует об удаленном источнике сноса, что указывает, по всей видимости, на трансгрессию моря. В верхней части пачки появляются железистые ооиды и свидетельствуют о резком приближении суши, где происходили процессы интенсивного химического выветривания с выносом железа в морской бассейн [4]. Мощность пачки II — 17.4 м.

Пачка III представлена чередованием пелитоморфных известняков и алевроито-глинисто-известковых сланцев. В верхней части появляются мелкозернистые песчаники. Такая ассоциация пород свидетельствует о наступлении новой трансгрессии моря и наступлении преимущественно спокойноводных обстановок. Однако, увеличение по разрезу количества и размеров терригенного материала указывает на усиленное развитие эрозионных процессов на суше, расположенной, вероятно, достаточно далеко. Общая мощность пачки III — 11.3 м.

Пачка IV представлена неравномерным чередованием алевроито-глинисто-известковых сланцев, несортированных песчаников и биокластовых известняков с несортированным терригенным материалом. В глинистых сланцах отмечаются карбонатные конкреции. Резкая несортированность терригенного материала указывает на приближение источника сноса. Присутствие в огромных количествах обломков жильного кварца говорит о разрушении кварцевых жил, а появление среди обломочного материала кварцитов, кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев — указывает на размыв метаморфических пород, вероятно, докембрийского фундамента. Эти данные свидетельствуют о появлении нового, близко расположенного источника сноса, кардинально изменившего состав и строение осадков. В это время продолжали существовать морские обстановки осадконакопления, на что указывает типичная морская фауна, однако, увеличение терригенного материала в породах указывает на усиление эрозионных процессов на суше или появление выступов фундамента. Мощность пачки IV — 26.2 м.

Таким образом, в ходе проведенных исследований были установлены особенности осадконакопления в среднем ордовике в бассейне р. Б. Косью:

1. Установлено, что в разрезе присутствует только один слой железистых ооидов. Однако, вследствие смятия пород в складки и незначительных тектонических дислокаций, этот слой в обнажении выходит на поверхность в нескольких местах.

2. На основании литологического изучения пород, можно выделить четыре этапа осадконакопления, оставившие вещественные доказательства в виде различных по строению пачек.

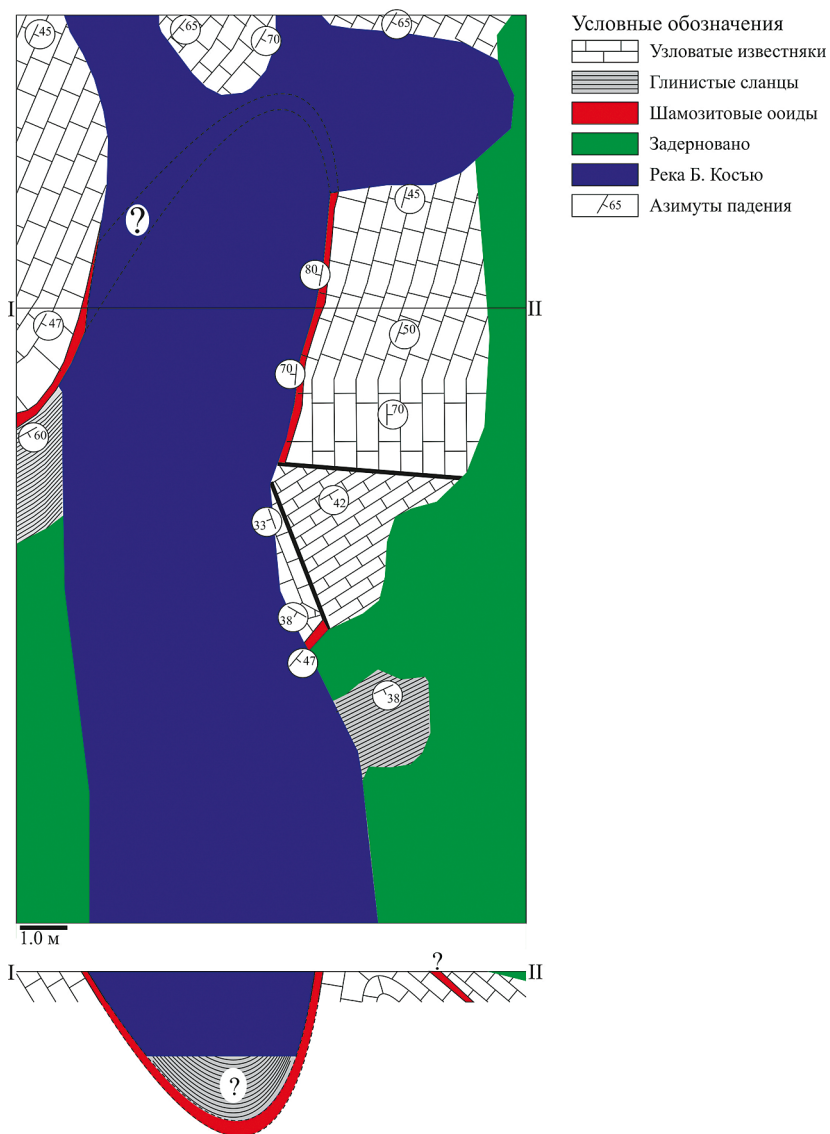


Рис. 2. Карта-схема участка разреза с выходами железистых ооидов

3. В верхней части разреза среди аллогенного обломочного материала в большом количестве отмечаются крупные обломки жильного кварца, кварцитов, кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев, что указывает на размытие метаморфизованных пород, вероятно докембрийских. Это указывает на вывод в зону эрозии фундамента в конце среднего ордовика.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Варсанюфьева В. А. Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника // Тр. Печоро-Илычского гос. заповедника. Вып. 1. М.:, 1940. С. 5—214.
3. Шмелёва Л. А. Сообщества позднекарийского рифа Большая Косью (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Геология рифов / Мат-лы Всеросс. литол. сов. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. С.160—162.
4. Юдович Я. Э., Юдин В. В., Шулепова А. Н., Хорошилова Л. А. Новые данные об оолитовых железных рудах в среднем ордовике Северного Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала / Академия наук СССР Уральский научный центр, 1981. С. 26—34.

МИНЕРАЛЫ СПУТНИКИ ИЛЬМЕНИТОВОЙ ПАЛЕОРССЫПИ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. М. Шмакова¹, С. С. Шевчук², И. И. Голубева^{1,2}

¹СыктГУ, Сыктывкар

²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

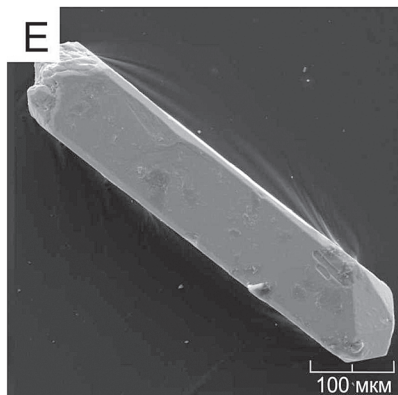
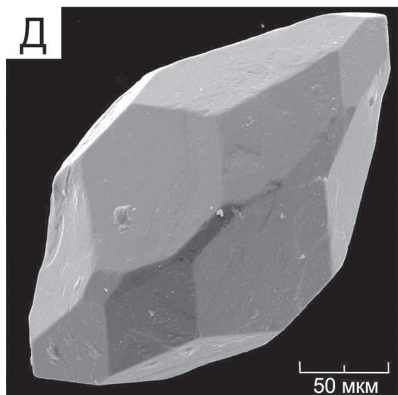
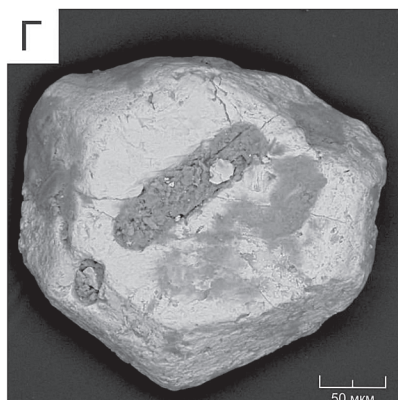
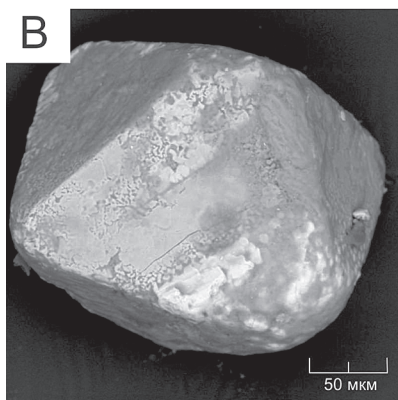
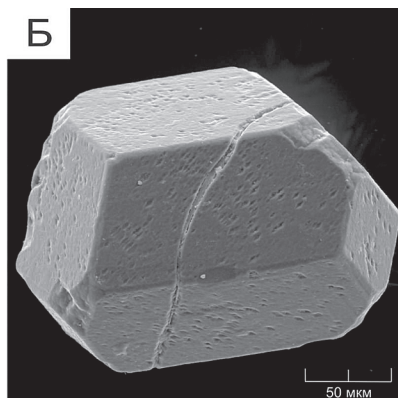
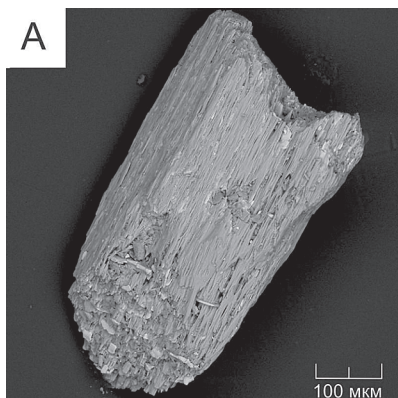
alex.sch92@yandex.ru

Россыпные месторождения титановых минералов по генезису делятся на морские и континентальные россыпи. Месторождения морского типа подразделяются на современные и древние прибрежно-морские россыпи. Чаще всего они занимают наиболее крупные по площади территории и имеют концентрацию рудных минералов значительно выше, чем в аллювиальных россыпях. Пример данного типа Ярегское и Пижемское месторождения. Россыпи сформировавшиеся в континентальных условиях могут быть образованы в обстановке озера либо реки. Примером таких месторождений могут послужить титановые россыпи Казахстана [4].

В предуральском краевом прогибе, еще в прошлом веке, были обнаружены палеороссыпи ильменита, приуроченные к нижнетриасовым отложениям. В. И. Чальшев, описывая данные отложения в среднем течении р. Кыдзрасью предположил их формирование в условиях континентального осадконакопления на основании палеонтологических остатков [7]. Об озерных фациальных условиях накопления осадочных пород свидетельствует наличие в них крупной косої слоистости (больше 5 см), характерной для мелководья. Дельтовые фациальные отложения в данном случае не предполагаются в связи отсутствия морских отложений.

Обнаруженное нами в этом же районе на р. Кыдзрасью обнажение соответствует описанию В. И. Чальшева. Оно имеет длину около 13—14 метров и высоту 6—7 метров. Порода представлена желтовато-коричневым, мелкозернистым, слабосцементированным (граувакко-кварцевым) песчаником. В породе хорошо выражена слоистая текстура с выдержанной мощностью слоев. Слоистость обусловлена наличием светлых и темных слойков. Светлые слойки имеют мощность 2—3 см, а темные прослои — 1—8 мм, которые образуют продуктивную толщу мощностью 15 см и видимой протяженностью 4.5 м.

Изучение минералогического состава тяжелой фракции «рудного» прослоя данного обнажения показало, что практически половину ее объема составляет ильменит (45.19 %). Сопутствующие минералы представлены эпидотом (23.21 %), магнетитом (15.76 %), амфиболом (6.69 %), хромшпинелидом (5.65 %), гранатом (2.06 %), цирконом (0.74 %), лейкоксеном (0.41 %), рутилом (0.40 %), гематитом (0.33 %),



Зерна минералов(фотографии выполнены на электронном микроскопе):
а – амфибол, б – гранат, в – хромшпинелид, г – ильменит, д, е – циркон

кианитом (0.18 %), мартитом (0.17 %), пумпеллиитом (0.11 %), ставролитом (0.04 %), а также единичными зернами турмалина, шпинели и титанита. Размер нерудных минералов варьирует в пределах от 0.05 до 0.5 мм. Преобладают зерна 0.25—0.1 мм. Рудные минералы имеют значительно меньшие размеры от 0.05 мм и меньше. Практически все минералы имеют хорошо сохранившиеся морфологические особенности.

С помощью микронзондового анализа определен химический состав ильменита. Используя данные сводной таблицы составленной Л. В. Махлаевым и И. И. Голубевой, мы предполагаем, что по содержанию MgO (0.0 %) и MnO (2.35 %), исследуемые образцы более всего соответствуют ильмениту, кристаллизующемуся в магматических породах кислого или среднего составов [1].

Химический состав амфиболов довольно пестрый и в основном они относятся к кальциевым разновидностям: паргасит, магнезиогастингсит, магнезиальная роговая обманка, чермакит. Встречается и щелочной амфибол — эккерманит [2]. С помощью диаграммы Н. В. Павлова (1949 г.) определена типизация хромшпинелидов: субферрихропикотит, алюмохромит, хромит, субферрихромит и субалюмоферрихромит. Хромшпинелиды относятся к высокохромистым и низкохромистым разновидностям, и в меньшей степени к среднехромистым. Высокохромистые хромшпинелиды образуются в дунитах, низкохромистые в лерцолитах и среднехромистые в гарцбургитах. По химическому составу хромшпинелиды характерны для альпинотипных перидотитов. Некоторые экземпляры хромшпинелидов образованы в ультрамафитах щелочно-ультраосновных массивов древних кратонов [6].

По химическому составу гранаты в основном имеют альмандин-спессартиновый состав, в меньшем количестве — спессартин-альмандиновый. На диаграмме с нанесенными полями составов гранатов из разных фаций метаморфизма фигуративные точки химического состава расположены в основном в полях эпидот-амфиболитовой фации, при относительно средних температурах (250—450 °С) и давлениях (2—5 кбар) [3]. В единичных случаях встречаются гранаты андрадит-гроссулярового состава. Для такого типа гранатов возможны два источника сноса — скарны или метаморфические породы фаций высоких давлений. Также было обнаружено одно зерно насыщенного зеленого цвета граната уваровит-андрадитового состава (миналы: 74 % андрадита и 26 % уваровита). Вероятнее всего данный гранат имеет метасоматическое происхождение.

Содержание HfO = 1.43 % в цирконах указывает на их кристаллизацию в кислых породах [5]. Это же подтверждает их морфологические особенности. Кристаллы цирконов представлены двумя морфологическими типами: длиннопризматическими и короткопризматическими. В обоих морфотипах наблюдаются комбинация двух тетраго-

нальных призм {110} и {100}, двух тетрагональных {101} и дитетрагональных {211} дипирамид. При этом соотношения площадей граней призм и дипирамид варьируют. Согласно классификации главных морфотипов циркона Ж. Пупина [8], зависимость от температуры и отношения щелочности — глиноземистости среды образования, выявленные морфологические особенности цирконов характерны для низкоглиноземистых гранодиоритов или гранитов ($S_1, S_2, S_7, S_{12}, S_{13}, S_{17}, S_{19}, S_{22}, S_{23}, Q_4, Q_5$) [8].

Описываемая титановая палеороссыпь характеризуется разнообразием сопутствующих минералов, что является не совсем обычным для большинства титановых месторождений [4]. Высокая сохранность первичной морфологии всех минералов тяжелой фракции свидетельствуют о близком сносе данных минералов и низкой разрушительности волноприбойной деятельности, характерной для неглубоких водоемов. Высокое содержание амфибола, являющимся неустойчивым минералом в экзогенных условиях, отсутствие лейкоксенизации ильменита, предполагает умеренный климат, при котором шло разрушение пород поставщиков минералов палеороссыпи.

Авторы выражают благодарность В. И. Ракину за консультацию.

Литература

1. Голубева И. И., Махлаев Л. В. Элементы-примеси в метаморфогенном ильмените // Минералогия Урала — 2011: Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 27—32.
2. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
3. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
4. Жердева А. Н., Абулевич В. К. Минералогия титановых россыпей. М.: Недра, 1964. 238 с.
5. Ляхович В. И. Акцессорные минералы, и генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 274 с.
6. Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. // Труды института геологических наук, Вып. 103. Серия рудных месторождений, № 13. 1949. 88 с.
7. Чальшеев В. И., Варюхина Л. М. Биостратиграфия Триады Печорской области. М.: Наука, 1966. 150 с.
8. Pupin J. P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73, N 3. P. 207—220.

НОВЫЕ НАХОДКИ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ КАРКАСОСТРОЯЩИХ ОРГАНИЗМОВ ПОЗДНЕКАТИЙСКОГО РИФА БОЛЬШАЯ КОСЬЮ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Л. А. Шмелёва

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

lyubov.shmeleva@inbox.ru

Карбонатные отложения верхнего ордовика Северного Урала наиболее полно представлены в бассейне р. Илыч. Они развиты в районе ручьев Заколаэль и Родаэль и по ним, в скальных выходах Татарский Вичко, Амбар-Кырта, а также по р. Б. Косью (правый приток р. Илыч). Как было установлено ранее, на разных временных уровнях позднего ордовика данного региона палеогеографическая ситуация, отраженная в разных фациальных обстановках, существенно меняется. Установлены образования рифовой отмели на окраине шельфа (разрез р. Б. Косью) и отложения открытого шельфа (разрезы в районе ручьев Заколаэль и Родаэль, в скальных выходах Татарский Вичко, Амбар-Кырта).

Разрез на р. Б. Косью является уникальным геологическим объектом, так как помимо того, что здесь вскрыто рифовое тело на протяжении 2 км и перекрывающие его отложения, он, в отличие от остальных разрезов верхнего ордовика этого региона, представлен известняковыми разностями пород, практически не подвергшимися доломитизации. Всё это позволило не только детально описать и закартировать сложное органогенное сооружение, но и выявить в его строении новый комплекс таксономически пока еще проблематических каркасостроителей, который в разрезах верхнего ордовика севера Урала не был отмечен ранее.

На основании находок остатков табулят *Plasmoporella*, *Heliolites*, *Propora* (определения Н. А. Боринцевой), конодонтов *Aphelognathus ordovicus* (определения С. В. Мельникова) и трилобитов [1] возраст рифовой толщи датируется как средний ашгилл позднего ордовика, что соответствует нижней части верхнего катия. Массивная рифовая толща имеет тектонический контакт с нижележащей слоистой толщей зеленовато-темно-серых глинистых сланцев, аргиллитов и известняков с «петельчатой» текстурой, которая на основании определения конодонтов С. В. Мельниковым [2] датируется как поздний лланвирнлландейло (средний ордовик).

В ходе двух полевых сезонов 2014—15 гг. в бассейне р. Илыч проводились детальные исследования верхнеордовикских отложений, в том числе рифа Большая Косью, которому было уделено особое вни-

вание. Проведенные исследования выявили состав основных рифовых сообществ, палеосукцессию рифовой экосистемы и сложную палеоландшафтную структуру, состоящую из рифового плато, внутририфовых лагун и фронтальной зоны [3, 4].

Широко распространенными среди новых представителей являются округлые и эллипсоидные форисии, которые были отнесены нами предположительно к типу губок, что было подтверждено палеонтологом Р. М. Ивановой (г. Екатеринбург). Они встречаются по всему разрезу, имеют размеры до 1 см и являлись, по всей видимости, каркасостроителями. В зависимости от того в какой части разреза они встречаются, они имеют различную морфологию скоплений и пространственное распределение в породе. В основании рифа в основном встречаются одиночные разрозненные экземпляры, не образующие между собой сростаний и скоплений. Вероятно, на данной стадии развития рифа, когда формировалось его основание в виде скелетного известкового субстрата, сюда течениями периодически привносился лито- и биокластовый материал, который прерывал рост данных организмов и не позволял им расти вертикально. На стадии колонизации рифа, когда на подготовленном субстрате селились ветвистые колонии кораллов, которые могли достигать довольно крупных размеров (до 40 см), образованные ими ниши заселялись другими организмами — в том числе данными губками(?). Здесь они встречаются в виде плотных массивных скоплений. Выше по разрезу увеличивается количество каркасостроящих таксонов, их размеров и форм (диверсификация рифа). Губкообразные организмы характеризуются ветвистыми и столбчатыми формами (до 10 см). Следует отметить, что в начале этой стадии доминирующую роль среди каркасостроителей играли массивные инкрустирующие строматолитовые образования, достигающие 70 см в длину и 40 см по мощности. Вместе с ними отмечены довольно крупные колонии гелиолитоидей, которые возможно создавали благоприятные условия для роста и развития губок(?)—фильтраторов, что выражается в усложнении их морфологии и некотором увеличении размера. На заключительном этапе стадии диверсификации среди каркасообразующих организмов отмечаются только эти губкообразные форисии в ассоциации с гидроидами *Fistulella*. Практически полностью отсутствуют строматолитовые образования и кораллы. На завершающей стадии развития рифа (доминантной) увеличивается количество лито- и биокластового материала, среди каркасостроителей встречаются лишь пластинчатые табулятоморфные кораллы и округлые губкообразные организмы в виде удлинённых скоплений. Таким образом, проследив изменение форм и размеров данных организмов по разрезу, характер их взаимоотношения с другими каркасостроителями, можно сделать вывод, что они могли довольно быстро адаптироваться к изменяющимся условиям среды, о чем свидетельствует их

присутствие в климаксом сообществе, когда условия обитания и конкуренции в рифовой экосистеме не были благоприятными.

Отличительной особенностью рифа Большая Косью является наличие в его строении большого количества биокластовых известняков, которые образуют слои (до 10 м) среди биогермов. Другой вид проблематической фауны, который был обнаружен нами, встречается исключительно в биокластовых разностях известняков рифового плато. Они имеют удлиненную цилиндрическую форму, сегментарное строение, чем-то напоминающее строение столбиков морских лилий, и всегда с внутренней полостью, выполненной био- и литокластовым материалом. Размер данных образований варьирует от 3 до 15—20 см по длине, диаметр отдельных сегментов около 3—5 см, толщина сегментов 0.3—1.0 см. Вопрос их таксономического положения остается открытым.

Кроме того, в ходе полевых работ 2015 года нами был обнаружен новый участок разреза рифа мощностью около 5—6 м, который не был вскрыт в прошлом году. В строении данного участка принимают участие куполовидные табуляты (10—12 см), одиночные ругозы, гидроиды *Fistulella*, округлые губкообразные организмы, зеленые дазикадиевые водоросли и скопления рецептакулид. Интересно, что рецептакулиды были встречены нами только в данном интервале разреза рифа, где они достигают 15—17 см в диаметре. В разрезе рифа Большая Косью они были встречены и описаны впервые, их крупные размеры говорят о благоприятных условиях для роста и развития в кратковременный интервал существования рифа. Следует отметить, что в разрезе верхнеордовикских отложений на руч. Заколаэль в толще мощностью 30.8 м тонкокристаллических плитчатых вторичных доломитов, которые заключают в себе фрагменты органогенных доломитов и мелкообломочных брекчий со скоплениями галенита, также встречаются скопления рецептакулид, однако там они имеют гораздо меньшие размеры (до 7 см).

Таким образом, в ходе полевых работ 2014—15 гг. детальные исследования рифа Большая Косью позволили получить новый фактический материал как по строению рифа, так и по составу организмов, участвующих в формировании его каркаса. Тем не менее, проведенных исследований данного рифа недостаточно для выявления целостной картины трофической структуры рифовой экосистемы, так как в его составе были найдены уникальные проблематические метазойные организмы, таксономическая принадлежность которых еще обсуждается. Необходимо установить роль в жизни рифового сообщества выявленного нового комплекса каркасостроящих метазойных организмов. Выяснение данных вопросов будет, несомненно, важным вкладом в проблему эволюции представителей органического мира ордовика.

Работа проводилась при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 15-18-5-47.

Литература

1. *Иорданский Н. Н.* Новые данные по распространению нижнего силура в бассейне Верхней Печоры // Изв. Асоц. НИИ при физ.-мат. фак. 1-го МГУ, 1928. Т. 1, вып. 1—2. С. 74—96.
2. *Мельников С. В.* Конодонты верхнего ордовика и нижнего силура Тимано-Североуральского региона и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1986. 24 с.
3. *Шмелёва Л. А.* Палеоландшафтная реконструкция верхнеордовикского рифа р. Б. Косью (р. Илыч, Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 23-й научной конференции Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 146—149.
4. *Шмелёва Л. А.* Сообщества позднекарийского рифа Большая Косью (бассейн р. Илыч, Северный Урал) // Геология рифов: Материалы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015. С. 160—162.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ МЕТАГРАНИТОИДОВ ИНГИЛОРСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. С. Шуйский, К. В. Куликова, С. С. Шевчук

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

self88@yandex.ru

Метагранитоиды Ингилорского массива выведены на поверхность вблизи озера Ингилор на Полярном Урале. Структурно они расположены в Ингилорской зоне Центрального Уральского поднятия восточнее Марункеуского блока в подошве офиолитового комплекса Сьюмкеу (рис. 1).

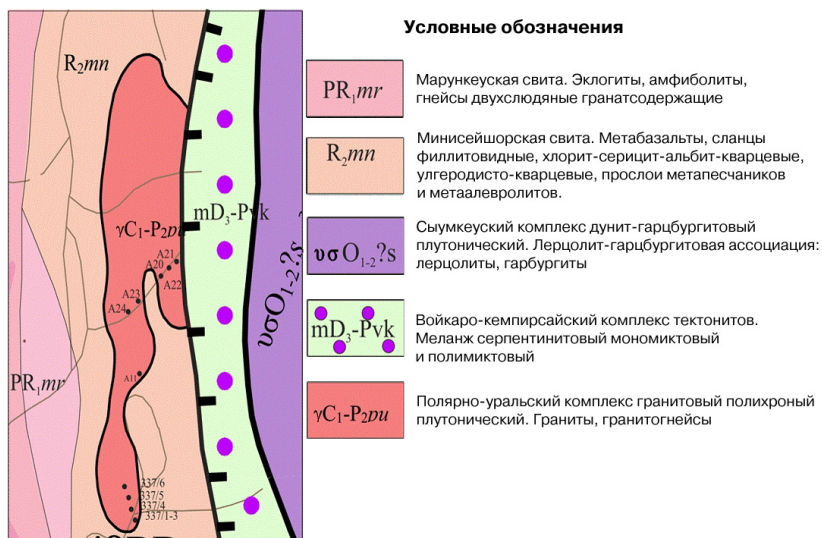


Рис. 1. Схематическая геологическая карта метагранитоидов Ингилорского массива [1]

Данные по гранитам можно найти в работах Л. М. Кожинной, Н. Г. Удовкиной (1965, 1971), Н. Л. Добрецова с соавторами (1977), В. Н. Охотникова (1985), В. А. Душина (2009), А. С. Шуйского, К. В. Куликовой (2012).

Массив неправильной формы субмеридионально вытянут на 4.2 км при варьирующей ширине от 0.4 до 1 км, на поверхности прослеживается по элювиальным развалам и скальным обнажениям по ручьям (правые притоки ручья Няхарнёйшор и близ оз. Ингилор).

Породы развиты в поле среднерифейских метаморфитов минисейшорской свиты (R_2mn), в западной части наблюдается горячий (активный) контакт пород с вмещающими альбит-хлоритовыми сланцами. На контакте наблюдаются зоны закалки в виде полосы порфиroidных мелкозернистых гранит-аплитов, подтверждающие первично интрузивную природу пород, остальные контакты с вмещающими породами тектонические.

Возрастное положение гранитов спорное. Согласно последней легенде [2] породы массива отнесены к полярно-уральскому комплексу (gC_1-P_2pi), несмотря на имеющиеся данные 485.6+7.4 млн лет (циркон, U-Pb метод SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) указывающий на раннеордовикский возраст.

Материал для исследований получен при проведении полевых работ в 2011 г. в северной части Ингилорского массива по безымянному правому притоку р. Няхарнёяшор.

За время исследования пород Ингилорского массива были получены данные по геолого-структурному положению, петрографическим и петрохимическим характеристикам пород, минеральному составу. Нами получены первые количественные геохимические данные [3]. Ниже приводятся первые результаты исследований химического состава минералов, слагающих метагранитоиды.

Исследовались шлифы на эпоксидной основе и аншлифы метагранитоидов. Определения выполнены в ИГ Коми НЦ УрО РАН на сканирующим электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX Oxford instruments.

Метагранитоиды розового, серого и темно-серого цвета, порфиroidной структурой за счет крупных выделений калиевого полевого шпата и граната, текстура массивная и гнейсовидная для части образцов. Среди микроструктур выделяются лепидогранобластовая, катаклазированная и милонитизированная. *Породообразующие* минералы (об., %): кпш (30—35) плагиоклаз (30—35) кварц (25), мусковит (2—3), аннит (2—3), *вторичные* минералы хлорит (3), эпидот (2) титанит (2) гранат (< 1), *акцессорные*: алланит, циркон, торит, апатит, рутил, бастнезит, *рудные* — магнетит.

Минеральный состав метагранитоидов почти однороден. Проанализировано 15 минералов: кпш, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, клиноцоизит, алланит, титанит, апатит, циркон, магнетит, рутил, (некоторые составы темноцветных минералов приведены в таблице и показаны на рис. 2).

КПШ микроклин, бесцветный, образует вытянутые изометричные зерна. Размеры от 0.1 до 1 мм, характерны пертиты. Вокруг крупных бластопорфиroidов кпш наблюдаются скопления мусковита, эпидота, титанита, апатита, хлорита. В скрещенных николях, наблюдается слабо выраженная микроклиноватая решетка. Содержание калия (мас., %) 18.21—19.6.

Химический состав минералов метагранитоидов Ингилорского массива

мас. %	Kfs	Pl	Bt	Ep	Chl	Ms	Ttn	Zrn	All
	2 4	2 5	2 3	2 1	2 2	3 1	2 6	2 7	3 2
SiO ₂	66.27	70.51	36.72	38.79	23.69	50.97	32.32	33.01	28.27
TiO ₂	н.об.	н.об.	0.65	н.об.	н.об.	н.об.	31.13	67.41	н.об.
Al ₂ O ₃	19.12	20.46	16.73	24.60	20.78	24.86	7.11	н.об.	3.86
FeO	н.об.	н.об.	26.76	11.82	37.9	6.99	0.61	н.об.	7.25
MnO	н.об.	н.об.	0.58	н.об.	1.18	1.44	н.об.	н.об.	н.об.
MgO	н.об.	н.об.	5.97	н.об.	5.14	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
CaO	н.об.	н.об.	н.об.	23.95	н.об.	н.об.	29.30	н.об.	1.03
NaO	0.34	11.97	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
K ₂ O	16.84	н.об.	8.73	н.об.	н.об.	11.31	н.об.	н.об.	0.50
HfO ₂	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	1.46	н.об.
Y ₂ O ₃	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	7.07
ThO ₂	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	3.61
Ce ₂ O ₃	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	37.31
Сумма	102.57	102.94	96.14	99.16	88.69	95.57	100	101.88	88.9

формульные коэффициенты

Si	2.99	2.99	2.57	3.00	5.35	2.98	1.14	0.99	3.43
Ti			0.03				0.82	0.99	
Al	1.01	1.02	1.38	2.24	5.53	1.71	0.29		0.55
Fe			2.17	0.77	7.15	0.34	0.02		0.73
Mn			0.03		0.22	0.12			
Mg			0.62		1.73				
Ca							1.10		0.13
Na	0.03	0.98		1.98					0.00
K	0.97	0	0.78			0.84			0.07
Hf								0.01	
Y									0.45
Th									0.10
Ce									1.66

Премечание. Kfs — кпш, Q — кварц, Pl — плагиоклаз, Ttn — титанит, Ms — мусковит, Ap — апатит, Zrn — циркон, Ep — эпидот, All — алланит, н.об. — не обнаружено.

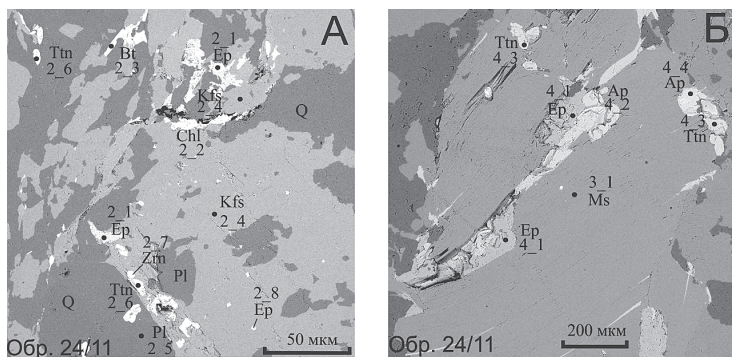


Рис. 2. Взаимоотношения минералов в метагранитоидах Ингилорского массива (фото (а, б) в обратно-рассеянных электронах, номера на фото соответствуют табл.)

Плагиоклаз наблюдается в виде мелких вытянутых лейст, размеры до 0.2 мм, содержание Na_2O от 10.04 до 11.93 мас. %, что соответствует альбит–олигоклазу (An_{10-12}).

Слюда образует вытянутые чешуйки с размерами от 0.02 мм до 0.05 мм, по составу является аннитом (магнезиальность X_{Mg} 26–30, рис. 3а).

Мусковит представлен вытянутыми чешуйками, плеохроирует от светло-бежевого до светло-зеленого, размеры до 0.08 мм. По химическому составу является промежуточным между мусковитом и ферриалюмоселадонитом (рис. 3а).

Хлорит представлен чешуйками до 0.05 мм в длину, относится по составу к брунсвигиту (магнезиальность X_{Mg} 19–29).

Клиноцоизит встречается в виде удлиненно призматических форм, бесцветный размером до 0.2 мм. Содержания клиноцоизитового минерала от 0.67 до 0.98. В некоторых клиноцоизитах в ядрах встречается алланит с содержанием (мас., %) Ce_2O_3 (3.39–37.31), Y_2O_3 (0.79–7.07), Nd_2O_3 (0.49–3.21), La_2O_3 (1.7–1.9). Также встречаются мелкие выделения бастнезита в клиноцоизите.

Титанит образует клиновидные и овальные вытянутые формы размером до 0.02 мм. Для титанита характерно наличие примесей (мас., %) Al_2O_3 (3.59–7.11), FeO (0.41–2.57), Y_2O_3 (0.41–1.69), Nb_2O_5 (0.68–2.24), ThO_2 (5.57) UO_3 (7.70). Также встречаются мелкие выделения рутила в титаните.

Гранат наряду с калиевым полевым шпатом формирует порфиروبластовую структуру породы, представлен порфиробластами (0.06–0.15 мм), которые, как правило, содержат пойкилитовые включения кварца. По составу являются довольно необычными для гранитоидов гроссуляр–альмандинами ($\text{Alm}_{48-56} \text{Gros}_{19-22} \text{Sps}_{3-5}$) (рис. 3, б).

Апатит бесцветный встречается в виде призматических кристаллов до 0.02 мм и представлен фторапатитом, содержание фтора до 4.45 мас. %.

Циркон образует (размеры от 0.01 мм до 0.05 мм в длину) мелкие вытянутые длиннопризматические и неправильной формы кристаллы. Содержание HfO_2 от 0.96 до 3.83 мас., %.

Рудный минерал представлен магнетитом с различными формами, от ангедральных до кубических, расположен в основной массе, размеры от 0.01 мм до 0.2 мм.

Таким образом, проведенные петрографические и микронзондовые исследования показали, что все минералы новообразованные, т. е. породы сложены метаморфическими минералами. И минеральный состав метагранитоидов Ингилорского массива отражает метаморфическую стадию преобразования первично магматических пород. Метаморфические преобразования проходят без изменений химического и геохимического состава пород, что позволяет корректно рассматривать изотопно-геохимические характеристики пород и проводить геодинамические реконструкции [3].

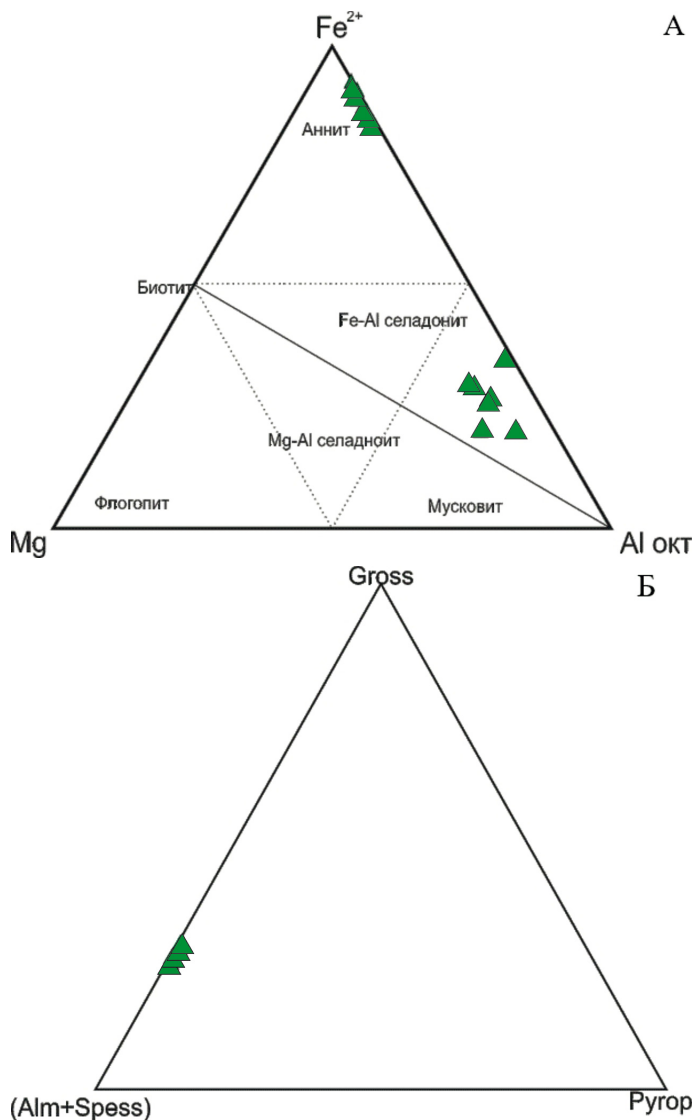


Рис. 3. Соотношение октаэдрических катионов в слюдах (а) и диаграмма составов гранатов (Alm+Spess)-Gross-Pyrop (б)

Работа проводится в рамках Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-57 «Главный Уральский разлом и его обрамление как индикаторы многостадийной эволюции аккреционно-коллизийного Уральского орогена».

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская серия — Лист Q—41-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
2. *Шишкин М. А., Криночкин В. Г.* Легенда геологической карты донеогеновых образований Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты—200. СПб., 1999. 182 с.
3. *Шуйский А. С.* Геохимическая характеристика гранитоидов оз. Ингилор (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 21-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 287—290.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗОЛЫ ОТ СЖИГАНИЯ ДРЕВЕСНОЙ КОРЫ

Д. А. Шушков, Л. С. Кочева
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
dashushkov@geo.komisc.ru

По статистическим данным, ежегодный объем отходов от деятельности одного крупного лесоперерабатывающего предприятия составляет порядка 6.5 тыс. м³, причем значительную долю этих отходов составляет древесная кора. Кора по сравнению с древесиной содержит большее количество минеральных веществ (1.5—5 %), которые могут представлять определенный интерес для дальнейшего практического использования.

Объектом исследования являлись зола, образующаяся при сжигании корьевых отходов цеха подготовки древесного сырья (ЦПДС) АО «Монди СЛПК», а также ее нерастворимый в соляной кислоте остаток.

Преобладающими компонентами **химического состава** (табл. 1) исходной золы являются CaO (около 60 %), K₂O (10.63 %) и MgO (6.43 %).

Таблица 1

Химический состав золы от сжигания древесной коры по данным рентгено-флуоресцентного анализа

Компонент	Содержание, %	
	Исходная зола	Зола после обработки горячей HCl
SiO ₂	6.85	83.61
TiO ₂	0.09	0.29
Al ₂ O ₃	2.41	4.21
Fe ₂ O ₃ общ	1.64	0.99
MnO	2.97	0.42
MgO	6.43	0.68
CaO	59.53	1.80
Na ₂ O	0.32	0.61
K ₂ O	10.63	4.00
P ₂ O ₅	3.37	1.39
SO ₃	4.42	0.81
ZnO	0.69	0.09
CuO	0.02	0.04
BaO	0.43	1.03
SrO	0.16	—
Rb ₂ O	0.02	—
Cr ₂ O ₃	—	0.04
ZrO ₂	—	0.02
Сумма	100.00	100.00

Примечание. Содержание компонентов приведено к 100 % без учета п.п.п.

После обработки золы горячей HCl содержание CaO существенно снижается (1.80 %), значительно возрастает содержание SiO₂ (более 80 %), увеличивается содержание TiO₂, Al₂O₃, Na₂O, BaO, определяются незначительные количества Cr₂O₃ и ZrO₂. Содержание остальных компонентов уменьшается.

На рис. 1 представлен химический состав золы от сжигания коры ЦПДС АО «Монди СЛПК» и различных пород деревьев (по данным [1]), также для сравнения приведен состав золы древесины ели. Следует отметить, что количественное распределение минеральных компонентов в исследуемой золе согласуется с литературными данными. В золе древесины гораздо выше содержание кремнезема, глинозема и оксидов железа, содержание оксидов кальция и магния — несколько ниже.

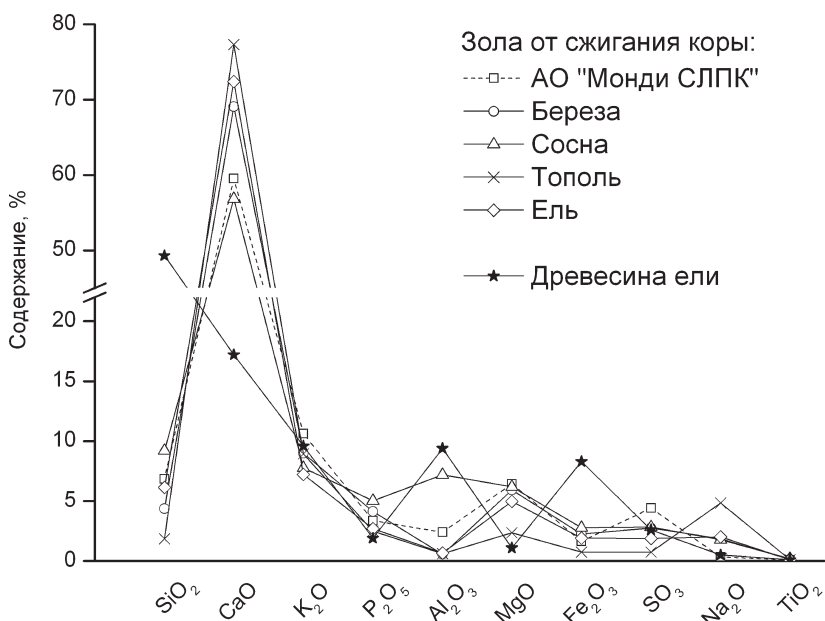


Рис. 1. Химический состав золы от сжигания древесной коры АО «Монди СЛПК» и различных пород деревьев и древесины ели

По данным метода АЭС-ИСП (табл. 2) в пробах золы установлено наличие токсичных металлов — свинца, кадмия, кобальта, хрома и др.

Исследование **фазового состава** проводили с помощью рентгенофазового и термического анализа и ИК-спектроскопии.

На кривой ДТА исходной золы наблюдается экзоэффект с максимумом 396 °С соответствующий, вероятно, выгоранию органического вещества, и эндоэффект с максимумом 751 °С, обусловленный диссоциацией кальцита. Потеря массы составляет 19.34 %. В обработанной

Таблица 2

Микроэлементы, содержащиеся в золе от сжигания древесной коры

Элемент	Содержание, г/т	Элемент	Содержание, г/т
Ba	2020	Nd	<
Be	(0.3)*	La	(5)
Co	14	Y	(3)
Cr	28	Li	<
Cu	90	Zr	37
Ni	30	Nb	(0.6)
Sc	(1)	Ta	<
Sr	708	Pb	44
V	10	Mo	(11)
Zn	(4000)	Ag	(2)
Ce	23	Cd	23

Примечание. В скобках даны приближенные значения; знак (<) означает, что содержание меньше предела обнаружения.

НCl золе исчезает карбонатный пик вследствие растворения кальцита, и проявляется эндоэффект с максимумом 579 °С, соответствующий полиморфному превращению α -кварца в β -кварц; потеря массы составляет 6.56 %.

По данным рентгеновской дифракции основной минеральной фазой золы является кальцит, присутствуют доломит, кварц, апатит и, возможно, ангидрит. В тяжелой фракции, выделенной с помощью бромформирования, диагностирован гематит. В пробе, обработанной HCl, выявлены интенсивные рефлексы кварца и слабые — полевого шпата.

В спектрах ИК-поглощения исходной золы диагностированы полосы кальцита, кварца, апатита и ангидрита. ИК-спектр обработанной в соляной кислоте пробы содержит интенсивные полосы кварца и очень слабые полосы кальцита.

Применение. Установленный химический состав золы свидетельствует о возможности ее использования в качестве сырья для производства строительных материалов, например, порландцемента [2].

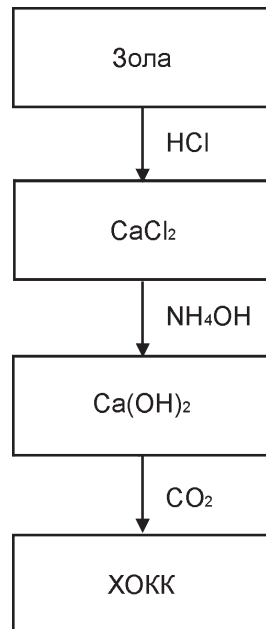


Рис. 2. Схема получения химически осажденного карбоната кальция из золы

Кроме того, проведены пилотные эксперименты по извлечению основного компонента золы — кальция (табл. 1) для получения химически осажденного карбоната кальция (ХОКК), который может использоваться в целлюлозно-бумажной и *пищевой промышленности*, при производстве *пластмасс*, лакокрасочной продукции, в строительстве и др., по схеме, представленной на рис. 2.

Благодарности. Авторы выражают благодарность ЦКП «Геонаука» за помощь в проведении аналитических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ УрО РАН (проект № 15-11-5-33).

Литература

1. *Vassilev S. V., Baxter D. Andersen L. K., Vassileva C. G.* An overview of the chemical composition of biomass // *Fuel*. 2010. № 89. Pp. 913—933.
2. *Oye B.* Wood ash as raw material for Portland cement // *ASH — 2012*. Sweden, 2012.
3. *Kotova O. B., Shabalin I. L., Shushkov D. A., Ponaryadov A. V.* Sorbents based on mineral and industrial for radioactive wastes immobilization // *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*. 2015. № 2. С. 32—34.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

- ВГУ — Воронежский государственный университет
ВНИГНИ — Всероссийский научно-исследовательский геолого-разведочный нефтяной институт
ВНИГРИ — Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геолого-разведочный институт
ГИН РАН — Геологический институт Российской академии наук
ЕГУ — Ереванский государственный университет
ИБ Коми НЦ УрО РАН — Институт биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН
ИВС РАН — Институт высокомолекулярных соединений РАН
ИГиГ УрО РАН — Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН
ИГ КарНЦ УрО РАН — Институт геологии Карельского научного центра Уральского отделения РАН
ИГ Коми НЦ УрО РАН — Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН
ИГД УрО РАН — Институт горного дела Уральского отделения РАН
ИГ УНЦ РАН — Институт геологии Уфимского научного центра РАН
ИФВД РАН — Институт физики высоких давлений РАН
ИХ Коми НЦ УрО РАН — Институт химии Коми научного центра Уральского отделения РАН
КамГУ — Камчатский государственный университет
КГПИ — Коми государственный педагогический институт
МГУ — Московский государственный университет
НТУ — Национальный технический университет
ООО «ТП НИЦ Нефтегаз» — ООО «Тимано-Печорский научно-исследовательский центр нефти и газа»
РУДН — Российский университет дружбы народов
СЛИ — Сыктывкарский лесной институт
СПбГГУ — Санкт-Петербургский государственный горный университет
СПбГУ — Санкт-Петербургский государственный университет
СыктГУ — Сыктывкарский государственный университет
УГТУ — Ухтинский государственный технический университет

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

А		И	
Агафонов А. А.	35	Игнатъев Г. В.	68
Антоновская Т. В.	3	Ильин Н. Ю.	35
Антропова Е. В.	21	Инкина Н. С.	72
		Исаенко С. И.	93, 157
Б		К	
Безгодова Д. В.	24	Канев Б. И.	77, 83
Безносос П. А.	7	Канева Т. А.	91
Белов С. Ю.	28	Ковальчук Н. С.	93
Беляев И. М.	32	Коннов А. Г.	96
Бурдельная Н. С.	61	Котик И. С.	100
Бушнев Д. А.	53	Котик О. С.	100
Бушнев Д. А.	61	Кочева Л. С.	192
		Кряжев А. А.	103
В		Кряжева И. В.	109
Вафин Р. Ф.	35	Куликова К. В.	83, 186
Вахрушев С. В.	39		
		М	
Г		Магомедова А. Ш.	112
Герасимова А. И.	41	Мальшева С. Ю.	61
Голубева И. И.	178	Маркова П. А.	130
Горбаченко К. Н.	44	Матвеев В. А.	11, 115
Гракова О. В.	49	Машин Д. О.	120
Груздев Д. А.	53	Машина Е. В.	126
		Морозов А. О.	130
Д		П	
Даньшикова И. И.	57	Панфилов А. В.	161
Деревесникова А. А.	61	Перовский И. А.	132
Диханов Е. Н.	64	Пискунова Н. Н.	126
		Плотицын А. Н.	53
Е		Понарядов А. В.	39
Езимова Ю. Е.	112	Пономаренко Е. С.	11, 173
Ефименко О. С.	64	Попвасев К. С.	137
Ефименко С. А.	64	Потапов И. Л.	137
		Р	
Ж		Размыслов И. Н.	142
Журавлев А. В.	41	Рочева А. В.	144
З			
Зубов А. А.	153		

С			
Симакин А. Г.	18		
Соболев Д. Б.	153		
Соболев И. Д.	148		
Соболева А. А.	148		
Соболева М. А.	153		
У			
Удоратин В. В.	112		
Удоратина О. В.	44, 83, 148		
Уляшев В. В.	157		
Уляшева Н. С.	161		
Ф			
Федотовская А. П.	35		
		Х	
		Хоуриган Дж. К.	148
		Ш	
		Шадрин А. Н.	166
		Шевелев М. А.	170
		Шевчук С. С.	44, 178, 186
		Шилина К. Р.	173
		Шмакова А. М.	178
		Шмелёва Л. А.	182
		Шуйский А. С.	186
		Шушков Д. А.	132, 192

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ <i>Т. В. Антоновская</i>	3
ИСКОПАЕМЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПОЗВОНОЧНЫЕ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА <i>П. А. Безносос</i>	7
МИКРОСТРУКТУРЫ НЕКОТОРЫХ СТРОМАТОЛИТОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА МОРСКИЕ БЕНТОСНЫЕ СООБЩЕСТВА ПАЛЕОЗОЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ <i>Е. С. Пономаренко, В. А. Матвеев</i>	11
ВОЗДЕЙСТВИЕ ПОСЛЕДНЕГО ЦИКЛА ОЛЕДЕНЕНИЯ НА РЕЗЕРВУАРЫ ГЛУБИННОГО ФЛЮИДА <i>А. Г. Симакин</i>	18
НОВЫЕ ДАННЫЕ О СИЛУРИЙСКИХ СТРОМАТОПОРОИДЕЯХ Р. БЕЗЫМЯННОГО (ПОДНЯТИЕ ЧЕРНОВА) <i>Е. В. Антропова</i>	21
СПИРИФЕРИДЫ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕФРАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА НОВОЙ ЗЕМЛИ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ <i>Д. В. Безгодова</i>	24
О ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ РАССЕИВАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ ДИСТАНЦИОННОМ ЗОНДИРОВАНИИ В КОРОТКОВОЛНОВОМ ДИАПАЗОНЕ РАДИОВОЛН <i>С. Ю. Белов</i>	28
ГАЗОПОГЛОЩЕНИЕ SiO ТИТАНОМ <i>И. М. Беляев</i>	32
ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ДЕВОНА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН (В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА) <i>Р. Ф. Вафин, Н. Ю. Ильин, А. П. Федотовская, А. А. Агафонов</i>	35
ФЛОТАЦИОННОЕ ОБОГАЩЕНИЕ ТИТАНОВЫХ РУД ПИЖЕМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ ТИМАН) <i>С. В. Вахрушев, А. В. Понарядов</i>	39
СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ПЫРКОВСКОЙ ТОЛЩИ (ФРАНСКИЙ ЯРУС, ПАЙ-ХОЙСКИЙ КАРБОНАТНЫЙ ПАРАВТОХТОН) <i>А. И. Герасимова, А. В. Журавлев</i>	41

ПЛАГИОКЛАЗЫ ПОРОД И МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ СОБСКОГО КОМПЛЕКСА (БАС. Р. ЛАГОРТА, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>К. Н. Горбаченко, О. В. Удоратина, С. С. Шевчук</i>	44
МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭПИДОТА В АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО ТИМАНА <i>О. В. Гракова</i>	49
РАЗРЕЗ ФАМЕНА-ТУРНЕ НА Р. ИЗЪЯЕЛЬ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА) <i>Д. А. Груздев, А. Н. Плотицын, Д. А. Бушнев</i>	53
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НЕМУ ТЕРРИТОРИЙ <i>И. И. Даньщикова</i>	57
ПИРОЛИЗ КЕРОГЕНА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ СКВАЖИНЫ 1-ИЖМА <i>А. А. Деревесникова, С. Ю. Малышева, Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев</i>	61
К ВОПРОСУ АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ АНОДНОЙ МЕДИ НА РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОМ СПЕКТРОМЕТРЕ РЛП-21Т (ЛА) <i>О. С. Ефименко, Е. Н. Диханов, С. А. Ефименко</i>	64
ВЫДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ И ИХ ИЗУЧЕНИЕ МЕТОДОМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ <i>Г. В. Игнатьев</i>	68
НЕКОТОРЫЕ СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕПЕРМСКИХ ПОРОД СЕЗЫМСКОЙ СВИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА <i>Н. С. Инкина</i>	72
АССОЦИИ БЕНТОСНОЙ ФАУНЫ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕГО СИЛУРА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА <i>Б. И. Канев</i>	77
МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СОБСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>Б. И. Канев, К. В. Куликова, О. В. Удоратина</i>	83

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЛЯДГЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА ХРЕБТА ОЧЕНЫРД <i>Т. А. Канева</i>	91
УГЛЕРОДНОЕ ВЕЩЕСТВО В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦАХ ПУЙВИНСКОЙ СВИТЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>Н. С. Ковальчук, С. И. Исаенко</i>	93
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЙДАРАЦКОГО АЛЛОХТОНА <i>А. Г. Коннов</i>	96
КАТАГЕНЕЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА КОРОТАИХИНСКОЙ ВПАДИНЫ <i>И. С. Котик, О. С. Котик</i>	100
ИССЛЕДОВАНИЕ ФАЗОВОГО ПЕРЕХОДА ЖИДКОСТЬ-КРИСТАЛЛ В ВОДНО-СОЛЕВОМ РАСТВОРЕ KNO_3 СПЕКТРОСКОПИЕЙ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА <i>А. А. Кряжев</i>	103
ГОЛОЦЕНОВЫЕ МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ШАРЬЮ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА) <i>И. В. Кряжева</i>	109
РАЗНОТИПНЫЕ РАЗЛОМЫ СРЕДНЕГО ТИМАНА И ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО АВЛАКОГЕНА В ПОЛЕ РАДОНА <i>А. Ш. Магомедова, Ю. Е. Езимова, В. В. Удоратин</i>	112
СТРОМАТОЛИТЫ И ИХ ПОРОДООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В СИЛУРЕ <i>В. А. Матвеев</i>	115
ПРИМЕНЕНИЕ НЕРЕГУЛЯРНЫХ ТРИАНГУЛЯЦИОННЫХ СЕТЕЙ ДЛЯ ОТОБРАЖЕНИЯ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ ТЕКТониКИ КОРОТАИХИНСКОЙ ВПАДИНЫ <i>Д. О. Машин</i>	120
АТОМНО-СИЛОВАЯ МИКРОСКОПИЯ ХОЛЕСТЕРИНОВЫХ И ПИГМЕНТНЫХ ХОЛЕЛИТОВ <i>Е. В. Машина, Н. Н. Пискунова</i>	126
О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ОРТОПОРОД НЯРТИНСКОГО КОМПЛЕКСА <i>А. О. Морозов, П. А. Маркова</i>	130

СОРБЦИЯ СТРОНЦИЯ (II) СИНТЕТИЧЕСКИМ ТИТАНОСИЛИКАТОМ <i>И. А. Перовский, Д. А. Шушков</i>	132
РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА НА ОСНОВЕ СТРУКТУРНЫХ ДАННЫХ <i>К. С. Попвасев, И. Л. Потанов</i>	137
МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА БОКСИТОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА <i>И. Н. Размыслов</i>	142
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ И НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КРАЙНЕЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ САРЕМБОЙ-ЛЕККЕЯГИНСКОЙ ЗОНЫ <i>А. В. Рочева</i>	144
ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД МАЛОУРАЛЬСКОЙ СВИТЫ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ <i>И. Д. Соболев, А. А. Соболева, О. В. Удоратина, Дж. К. Хоуриган</i>	148
НИЖНЕФРАНСКАЯ АММОНИТОВАЯ ПАЧКА В РАЗРЕЗЕ Р. КОСЬЮ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>М. А. Соболева, А. А. Зубов, Д. Б. Соболев</i>	153
СТРУКТУРНОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ШУНГИТА ПРИ ИМПУЛЬСНОМ ЛАЗЕРНОМ ВОЗДЕЙСТВИИ <i>В. В. Уляшев, С. И. Исаенко</i>	157
ПИРОПОВЫЕ ЭКЛОГИТЫ И МЕТАПЕРИДОТИТЫ СЛЮДЯНОЙ ГОРКИ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>Н. С. Уляшева, А. В. Панфилов</i>	161
ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ р. ИЛЫЧ (НИЖНИЙ КАРБОН, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) <i>А. Н. Шадрин</i>	166
ЦИФРОВОЕ КОДИРОВАНИЕ СИСТЕМАТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ДИСПЕРСНЫХ СПОР ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ <i>М. А. Шевелев</i>	170
ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА Р. Б. КОСЬЮ (ПРИТОК Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) <i>К. Р. Шилина, Е. С. Пономаренко</i>	173

МИНЕРАЛЫ СПУТНИКИ ИЛЬМЕНИТОВОЙ ПАЛЕОРОССЫПИ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>А. М. Шмакова, С. С. Шевчук, И. И. Голубева</i>	178
НОВЫЕ НАХОДКИ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ КАРКАСОСТРОЯЩИХ ОРГАНИЗМОВ ПОЗДНЕКАТИЙСКОГО РИФА БОЛЬШАЯ КОСЬЮ (Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) <i>Л. А. Шмелёва</i>	182
ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ МЕТАГРАНИТОИДОВ ИНГИЛОРСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>А. С. Шуйский, К. В. Куликова, С. С. Шевчук</i>	186
ИССЛЕДОВАНИЕ ЗОЛЫ ОТ СЖИГАНИЯ ДРЕВЕСНОЙ КОРЫ <i>Д. А. Шушков, Л. С. Кочева</i>	192
СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ	196
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	197
СОДЕРЖАНИЕ	199

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 24-й научной конференции
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Оформление обложки

О. П. Велегжанинов

Компьютерный набор. Подписано в печать 18.11.2015

Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная. Печать РИЗО.

Тираж 150

Усл. печ. л. 12.75

Заказ 982

Издательско-информационный отдел
Институт геологии Коми научного центра УрО РАН
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
geoprint@geo.komisc.ru