

Российская академия наук  
Уральское отделение  
Коми научный центр  
Институт геологии

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

Материалы 20-й научной конференции  
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

*13—15 декабря 2011 г.*

Сыктывкар  
  
2011

УДК 5+549 (470.1)

**Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента:** Материалы 20-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 232 с.

Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, кристаллографии, петрологии, технологии минерального сырья, геофизики, экономики природопользования.

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

**Оргкомитет конференции**

Председатель: к. г.-м. н. И. Н. Бурцев

Заместитель председателя: к. г.-м. н. Н. С. Ковалчук

Секретарь: к. г.-м. н. Е. С. Пономаренко

**Члены оргкомитета**

Е. В. Антропова, Н. С. Бурдельная, Ю. В. Голубева, Д. А. Груздев,

Г. Н. Каблис, Б. А. Макеев, Н. Н. Носкова, Л. В. Соколова,

А. Н. Шадрин, Р. И. Шайбеков, Д. А. Шушков

## **ПРЕДИСЛОВИЕ**

13–15 декабря 2011 г. в Институте геологии Коми научного центра УрО РАН состоится юбилейная, 20-я научная конференция «Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента».

Наши конференции стали хорошо известными не только в Республике Коми, в областях и республиках Северо-Западного и Уральского федеральных округов, но и во многих других регионах страны. Есть у нас и зарубежные участники. Материалы конференции реферируются в Реферативном журнале, дополнительно к нашей большой рассылке институт ежегодно получает заказы из различных библиотек страны. Это является свидетельством ее высокого научного уровня и интереса к докладам молодых научных работников и специалистов.

Доклады на ежегодной научной конференции стали необходимой ступенью в профессиональной подготовке для многих молодых сотрудников – как школа публичных выступлений, широкое обсуждение результатов и апробация работы перед защитой диссертации.

Участие в конференции является еще и хорошей возможностью для налаживания творческих и личных дружеских контактов между молодыми ребятами из многих научно-исследовательских и образовательных учреждений нашей страны. Такие тесные связи уже давно установлены с коллегами из Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Апатит, Ярославля, Воркуты, Ухты, Перми, Екатеринбурга, Уфы, Владивостока. Сегодня география участников конференции расширилась за счет молодых геологов из Украины, Узбекистана, Таджикистана, Казахстана.

Мало найдется в нашей стране примеров, когда конференции молодых ученых собирались ежегодно, без единого перерыва, с приблизительно постоянным числом участников, на протяжении 20 лет – не взирая на трудности, кризисы. Это очень хороший показатель, говорящий о стабильности и том надежном базисе, который обеспечивает успешное проведение конференций. А базис этот – сами молодые ребята, с их идеями и неиссякаемым энтузиазмом.

Поэтому, вне всяких сомнений, с каждым следующим годом конференция будет «взрослеет» только в своих текущих годах, а сердце у нее будет всегда молодым.

Хочется поблагодарить организаторов этой и прошлых конференций за их бескорыстную, тяжелую работу, а всем участникам желаю успехов и удачи.

**К. г.-м. н. И. Н. Бурцев**



# **КРИТЕРИИ МАКСИМАЛЬНОГО НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ПРОДУКТИВНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЯРЕГСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

**А. Б. Абдиманапова, В. Н. Устинова**

**ТПУ, Томск**

*ustinovavn@tpu.ru*

---

В Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, как и во многих других, устанавливается тесная связь нефтегазоносности с системами рифтов, корреляция нефтегазового потенциала молодых рифтовых структур с их заложением внутри и унаследованно по отношению к более древним рифт-авлакогенам. В Уральской складчатой зоне (в её основании) картируется система авлакогенов рифея, протягивающихся, как вдоль западной, так и вдоль восточной части Урала с мощными осадками рифея и венда [2, 4]. Основание рифт-авлакогенов (рифеид), зачастую, представлено сиалическими раннеархейскими комплексами [2]. Сиалические образования часто перекрыты базальтоидами. Мощность рифейских образований ( $\Delta h$ ) в авлакогенах значительна, на отдельных участках достигает 10–11 (до 14–16) км. Зональное увеличение мощности ( $\Delta h$ ) связывается с формированием их в условиях активной континентальной окраины [1, 2]. Отложения в рифт-авлакогенах подверглись предпалеозойской складчатости, зеленосланцевому метаморфизму, орогенная фаза завершилась гранитоидным магматизмом — в позднем венде [4].

В дорифейском комплексе предположительно преобладают карелиды [5]. Дорифейские блоки являются фрагментами древних кратонов (образовавшихся путём аккреционно-коллизионного наращивания более древних «изолированных континентальных островов» по В. А. Глебовицкому). Рифейский тафрогенный режим осадконакопления завершился формированием коллизионных орогенов и аккреционных орогенов. Коллизионный характер орогенза подтверждается особенностями расположения байкалид, протягивающихся из района Тимано-Печёрской области, по территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП) — до её южного обрамления. Рифейские слюдяные сланцы, гнейсы вскрыты скважинами на северо-западе и в западной части исследованной территории. На рифейские отложения дискордантно наложены байкальские и каледонско-герцинские складчатые системы. Мощность рифейских отложений в Приуральской зоне ЗСП составляет 3–14 км. Рифейские комплексы имеют значительное погружение (до 16 км). Синклиниории фундамента Приуральской зоны соответствуют древним рифейским депрессиям. Наиболее продуктивные отложения

чехла пространственно увязываются как с зонами повышенных мощностей  $\Delta h$  рифейских отложений, так и высоких градиентов  $\Delta H(x, y)$  прогибания (в краевых частях рифейских впадин). Глубинное строение и пространственное положение рифейских комплексов Уральского орогена и в структурах обрамления отражено на профилях ГСЗ [1, 4], которые позволяют изучать изменчивость мощности рифейских и др. комплексов, особенности латеральной компенсации формирования обширных впадин горообразовательными процессами [6].

Рифейский комплекс отложений претерпел некоторые изменения в ходе байкальской складчатости. Рифейские авлакогены отмечаются высокими горизонтальными градиентами потенциального поля (существенно в краевых частях авлакогенов). Рифейские авлакогены, формировавшиеся как внутриплитные депрессии, состоят из множества мелких трогов, объединяющихся в достаточно протяжённый пояс. Особенности залегания и фациальный состав осадков вслед за [3] позволили уточнить условия их формирования: в пределах «краевых депрессий пассивной континентальной окраины». Отложения рифея претерпели изменения в условиях раннекембрийского и кембрий-ордовикского орогенеза, наложенных деструктивно на рифей-вендинские комплексы, и последующие изменения во время каледонско-герцинского осадконакопления и орогенеза.

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция (ТПНП) расположена в пределах Коми АССР и Ненецкого автономного округа Архангельской области. Включает Хорейвер-Мореюскую, Ижма-Печорскую, Печоро-Колвинскую, Северно-Предуральскую нефтегазоносные области и Ухта-Ижемский нефтегазоносный район. Крупные месторождения этой территории: Яргское, Пашинское, Лаявожское, Усинское, Южно-Шапкинское, Харьягинское, Варандейское и др. ТПНП в тектоническом отношении приурочена к северо-восточной части Восточно-Европейской платформы и расположенному к востоку от неё Предуральскому и Предпайхойскому краевым прогибам. Провинция на западе и юго-западе ограничена поднятиями Тимана, на востоке и северо-востоке Уралом и Пай-Хоем, на севере открывается в Баренцево море. В платформенной части провинции опознаны и характеризуются как нефтегазоносные следующие структуры: Ижма-Печорская и Хорейверская впадины, Печоро-Колвинский авлакоген, Варандей-Адзьвинская структурная зона и Восточно-Тиманский мегавал; в области наиболее нефтегазоперспективных передовых прогибов: Верхнепечорская, Большесынинская, Косью-Роговская, Коротаихинская впадины, передовые складки западного склона Урала. Верхнепротерозойский фундамент перекрыт осадочными комплексами палеозойских и мезозойских отложений, с максимальной мощностью от нескольких сотен метров (Тиман) до 6–8 км (платформенные прогибы) и до 10–12 км (Предуральский прогиб). Сложная структура замещения, выкли-

нивания, вертикального сочетания разновозрастных комплексов породила широкий спектр нефтегазоносности. Установлено восемь нефтегазоносных комплексов. Нефтегазовый потенциал их, кроме региональной приуроченности к рифейским авлакогенам, определяется мощностью осадков чехла, близостью рифтовых структур разной генерации и мощностью рифтогенных комплексов. Нефтегазоносные комплексы представлены: терригенным красноцветным вендско-ордовикским (мощность свыше 1 км), карбонатным силурийско-нижнедевонским (до 2 км), терригенным среднедевонско-нижнефранкским (до 2 км), карбонатным верхнедевонским (2 км), терригенным нижнекаменноугольным (до 0.9 км), карбонатным верхневизайско-нижнепермским (1.3 км), терригенно-карбонатно-галогенным нижневерхнепермским (0.2—2.6 км), терригенным триасовым (до 1.8 км). Максимальное число залежей (82) при возрастном ранжировании устанавливается в среднедевонско-нижнефранкском комплексе. Залежи УВ преимущественно сводовые (пластовые или массивные), часто с литологическим или стратиграфическим, реже тектоническим экранированием. В южной части Ижма-Печорской впадины, на Колвинском мегавале, в Хорейверской впадине и в пределах Варандейского вала при некотором сокращении мощностей осадочных комплексов выявлены существенно нефтяные месторождения; в Верхнепечорской впадине Предуральского прогиба, при возрастании мощностей продуктивных и нефтематеринских комплексов, залежи УВ — газовые и газоконденсатные. Нефти на месторождениях в основном метанонафтено-ового состава, парафинистые (2—5 %), реже высокопарафинистые (7—23.5 %), редко малопарафинистые (2,5 %). Содержание S 0.4—3 %. Высокосернистые нефти выявлены в карбонатных отложениях силура, верхнего девона, карбона, нижней перми и триаса. Плотность нефти 808—982 кг/м<sup>3</sup>. Свободные газы — метановые, из неуглеводородных компонентов, содержат N<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub>. Некоторые попутные газы углеводородно-азотного состава. Конденсат плотностью 672—790 кг/м<sup>3</sup> содержится во многих газовых залежах в количествах 10—415 г/м<sup>3</sup>.

Яргское месторождение нефти одно из наиболее крупных месторождений ТПНП. Центр добычи посёлок Ярега. Месторождение приурочено к широкой пологой асимметричной антиклинальной складке в северо-западной части Ухта-Ижемского вала на северо-восточном склоне Тиманской антеклизы. В присводовая части антиклинали картируются Яргское, Южно-Яргское, Лыаельское и Вежавожское локальные поднятия. Промышленно нефтеносны отложения верхнего и среднего девона. Коллекторы трещинно-порового типа, представлены кварцевыми песчаниками (мощность 26 м) с пористостью 26 %, проницаемостью 3.17 Д. Основная залежь УВ месторождения пластовая сводовая, залегает на глубине 140—200 м, осложнена многочисленными дизьюнктивными нарушениями, которыми разбита на малые блоки.

Пористость и проницаемость повышается в трещинных зонах третьего и четвёртого порядка [6] (порядок трещин по С. С. Шульцу). ВНК этой залежи находится в интервале от –56 до –67 м. Пластовая температура на глубине залежи 7–9 °С, начальное пластовое давление 1.41 МПа. Нефть Ярской залежи ароматическо-нафтенового типа с плотностью флюида 946 кг/м<sup>3</sup>, содержит S около 1.2 % и парафина около 0.6 %. Опытная эксплуатация месторождения ведётся с 1935 года. До 1945 года месторождение разрабатывалось скважинным методом по треугольной сетке с расстоянием между скважинами 50–100 м. На месторождении до 1946 года было добыто порядка 38 тысяч т нефти, при нефтеотдаче не более 3 %. Уже в 1939 году началась пробная разработка месторождения шахтным способом (3 шахты). Из рабочей галереи в надпластовом горизонте, расположенным на 20–35 м выше кровли продуктивного пласта, разбуривали залежь по плотной сетке скважин через 10–25 м. С 1954 года отработка шахтных полей ведётся по уклонно-скважинной системе из рабочей галереи внутри продуктивного пласта. Длина скважин 50–290 м, расстояние между забоями 10–25 м. К 1972 году добыто порядка 8 млн т нефти, при нефтеотдаче 4–6 %. С 1972 на месторождении начата термошахтная эксплуатация с закачкой в продуктивный пласт теплоносителя через нагнетательные скважины, которые забуривались через надпластовые галереи. Отбор нефти производился из эксплуатационных скважин рабочей галереи продуктивного пласта. Важным вопросом остаётся оценка оптимального соотношения нагнетательных и эксплуатационных скважин. Авторами в своде структуры закартирована система разнопорядковых трещин по методике, изложенной в [6]. По рекомендациям авторов для нагнетания должны использоваться скважины, забуренные вблизи трещинных зон третьего и четвёртого порядков.

### Литература

1. Берзин Р. Г., Аккуратова Л. Л., Керимова И. К. Предварительные результаты анализа геолого-геофизических данных по международному геограверсу «Уралсейс-95». Геофизика. 2000. № 6. С. 25–29.
2. Маслов А. В. Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. Екатеринбург: Изд-во ИГТ УрО РАН, 1994. 163 с.
3. Нечехухин В. М. Геодинамические обстановки седиментогенеза и структурное положение осадочных комплексов в межплитных и внутримежплитных орогенах // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов. Екатеринбург: Изд-во ИГИГ УрО РАН, 2000. С. 159–162.
4. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Северного Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
5. Сурков В. С. Строение грабен-рифтов и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 77–84.
6. Устинова В. Н., Устинова И. Г. Некоторые особенности строения фундамента Западно-Сибирской плиты в связи с нефтегазоносностью. Вестник ТГУ. № 3 (II). 2003. С. 371–373.

# НЕКОТОРЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛУРИЙСКИХ СТРОМАТОПОРОИДЕЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Е. В. Антропова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*antropova@geo.komisc.ru*

---

Строматопороиды в силурийских отложениях Приполярного Урала составляют значительную часть бентосных организмов. Они играли одну из ведущих ролей в процессе развития трофической структуры биоценозов палеобассейна. Основными факторами, влияющими на распространение строматопороидей, являлись рельеф морского дна, характер грунта, гидродинамика, глубина бассейна. В свою очередь, постоянно растущие ценостеумы, часто образующие скопления и органогенные постройки, являются мощным фактором средообразования, изменяя некоторые факторы среды в придонном слое.

Основные формы роста ценостеума у строматопороидей, свойственны, как правило, для определенных родов и семейств [3], но форма скелетной постройки могла меняться, формируясь в зависимости от воздействия, оказываемого на нее окружающей средой [1]. В таких случаях форма ценостеума не может служить таксономическим признаком, а указывает на адаптацию к факторам окружающей среды. К факторам, оказывающим влияние на форму скелетной постройки, относятся изменения уровня моря, течение, скорость осадконакопления и количество поступающего материала, а также взаимодействие с соседствующими организмами.

В условиях недостаточной освещенности массивные ценостеумы излишне куполовидны, широко распространены колюмнарные и дендроидные формы. В условиях прогрессирующего обмеления представители многих родов обладали формой, близкой к пластинчатой. Находясь близко от поверхности воды, ценостеумы принимали плоские корковидные или дисковидные формы.

Необходимо отметить, что цилиндрическая форма чаще всего является признаком семейства и характерна для определенных родов, например, *Neobeatricea*, *Clavidictyon* и др. Строматопороиды, обладающие цилиндрическими формами роста, как правило, образовывали крупные скопления и монотаксонные сообщества, оккупируя пригодные территории. Такое явление более всего приурочено к раннему лландовери, а именно филиппельскому времени. Вероятно, в условиях затрудненного водообмена и повышенной солености могли существовать только подобные формы [2].

Однако существуют виды, которые под влиянием недостаточной освещенности и углубления бассейна формировали дендроидные и

колоннарные постройки. Например, ценостеумы вида *Ecclimadictyon nikiforvae* (*Yavor.*) имеют как пластинчатую форму, так и дендроидную.

Кроме того, выявлены генетически обусловленные признаки морфологического строения и изменчивые признаки, обусловленные факторами среды. К генетически обусловленным признакам относятся: форма ценостеума, прослеженная в оптимальных условиях; наличие определенных вертикальных и горизонтальных элементов (колликулы, ценостромы, ценостелы); тип горизонтальных и вертикальных скелетных элементов; тип астроризальных образований; характер ламинарности.

К изменчивым признакам, формирующимся под влиянием абиотических и биотических факторов среды, относятся: форма ценостеума в целом, степень развития астрориз; характер расположения горизонтальных и вертикальных элементов; степень ламинарности; характер зональности.

Представления о внешнем и внутреннем строении строматопороидей, взаимосвязи элементов строения ценостеумов дают возможность судить о локальных палеоэкологических обстановках. Формы роста и деформация внутреннего строения могут характеризовать гидродинамический режим, характер грунта, и другие факторы условий осадконакопления.

### Литература

1. Антропова Е. В. Морфология силурийских и нижнедевонских строматопороидей Приполярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 13-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 3—6.
2. Антропова Е. В. Строматопороиды верхнего ордовика и силура Приполярного Урала: морфология, биостратиграфия, новые виды.
3. Богоявленская О. В. К морфологической терминологии строматопороидей // Палеонтол. журнал. 1968. № 2. С. 3—13.

# СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО ТИМАНА

Е. А. Анферова<sup>1</sup>, О. В. Удоратина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>СыктГУ, Сыктывкар,

<sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ek\_anferova@mail.ru, udoratina@geo.komisc.ru*

На Среднем и Северном Тимане распространены средне-верхнедевонские покровы базальтов. Согласно схеме корреляции покровы базальтов и туфов, дайки долеритов рассматриваются в составе канинотиманского комплекса средне-верхнедевонского возраста ( $D_{2-3}$ ). Раннефранский возраст комплекса определен по залеганию покровов, потоков и слоев вулканогенно-осадочных пород среди палеонтологически датированных отложений пашийского и кыновского горизонтов. Базальтовые покровы переслаиваются с пластами девонских песчаников и глинистых сланцев, излияния лав происходили как в подводных, так и наземных условиях.

На сегодняшний день для базальтов получены геолого-петрографические данные, изучены петрохимические особенности, осталось неизученным множество аспектов их формирования. Нами получены новые петрографо-петрохимические данные (использованы каменные коллекции из музея ИГ Коми НЦ УрО РАН В. И. Степаненко, В. Л. Андреичева и авторской).

*Геологическое положение.* Базальты Северного и Среднего Тимана слагают покровы. Форма покровов в плане слегка удлиненная в северо-западном направлении (до 100 км в длину при ширине до 30 км). Мощность покровов варьирует, известно, что нередко имеется несколько последовательных покровов и их суммарная мощность достигает десятков метров.

*Петрографически* базальты Северного и Среднего Тимана близкие образования.

Базальты Северного Тимана афировые, раскристаллизованные породы, содержанием стекла на уровне 5 об. % (максимально до 30 об. %). Основная масса сложена микролитами пироксена (Px) и плагиоклаза (Pl).

Базальты Среднего Тимана более разнообразны (разнообразие структур и различная зернистость обусловлены положением образцов в разрезе). Базальты миндалекаменные. Миндалины либо выщелочены, либо выполнены агрегатом хлорита и карбоната, либо только хлоритом и только карбонатом. Базальты порфировые. Вкрапленники представлены как Px, так и Pl (наблюдается небольшое преобладание вкрапленников Pl над Px, табл. 1). Основная масса сложена микроли-

тами этих минералов. Сохраняется стекло — по составу отвечающее либо палагониту, либо сидеромелану. Вторичные изменения выражаются в развитии прожилок — выполненных карбонатом, а также заполнением миндалин. Максимально измененные породы распространены на р. Валса.

О быстрой кристаллизации расплава говорят порфировые структуры базальтов, скелетные формы роста рудных минералов, а также рост рудных минералов елочкой, наличие в породе сохраненного стекла не только палагонитового, но и сидеромеланового состава. Первыми из расплава кристаллизовались Px и Pl вкрапленников (порфировых выделений). Близодновременно с ними кристаллизовался рудный титаномагнетит, распадавшийся при остывании расплава на магнетит и ильменит. Стекло со временем девитрифицировалось. Порода хлоритизировалась. Миндалины заполнялись хлоритом и карбонатом, последний также выполнял более поздние прожилки.

*Особенности химического состава минералов.* Базальты и Северного и Среднего Тимана сложены пироксеном, плагиоклазом, рудным минералом и стеклом. Однако по своему химическому составу минералы базальтов Северного Тимана более основные. Для плагиоклазов характерно развитие битовнита ( $An_{73}$ ), тогда как в базальтах Среднего Тимана развит лабрадор ( $An_{58}$ ) или андезин ( $An_{49}$ ). Пироксены базальтов Северного Тимана более магнезиальные содержание энстатитового минала находится на уровне 50 % ( $Wo_{7.48}En_{58.86}Fs_{33.66}$ ), тогда как в базальтах Северного Тимана сильно варьирует от 25 до 60 % ( $Wo_{11.87}En_{25.69}Fs_{62.45}$ — $Wo_{13.52}En_{61.68}Fs_{24.81}$ ), но в целом оставаясь на уровне 30 %. Наблюдаемое увеличение железистости в краевых зонах пироксенов, характерно для базальтов и Северного и Среднего Тимана и говорит об одинаковой направленности кристаллизации расплава. Базальты Среднего Тимана более дифференцированные.

*Петрохимически* базальты Северного Тимана (табл. 2) характеризовались содержанием кремнезема на уровне 49 мас. % (48.5—50 мас. %), являлись высокотитанистыми (содержание  $TiO_2$  варьирует от 1.5 до 1.7 мас. %) и низкоглиноземистыми (содержание  $Al_2O_3$  — 13 мас. %), железистость 1.8—2.07 мас % (табл. 1). Полученные нами данные подтверждают имеющиеся: базальты характеризуются содержанием кремнезема ( $SiO_2$  — 47 мас. %) и являются высокотитанистыми ( $TiO_2$  колеблется от 0.92 до 0.96 мас. %) низкоглиноземистыми ( $Al_2O_3$  — 14 мас. %) образованиями, железистость пород варьирует в узких пределах 0.96—1.1 мас. %.

Базальты Среднего Тимана значительно варьируют по составу. По данным предшественников базальты Среднего Тимана характеризуются содержанием кремнезема на уровне от 48.5 до 50.5 мас. %. Они относятся к умеренно высокотитанистым (содержание  $TiO_2$  колеблется от 1.5 до 1.8 мас. %) низкоглиноземистым ( $Al_2O_3$  — 13—15 мас. %) породам, железистость 1.7 до 2.3 мас. %.

Таблица 1

## Особенности петрографического состава базальтов (об., %)

№ обр.	Вкрапленники пироксена	Вкрапленники плагиоклаза	Северный Тиман			Рудный минерал	Миндалины
			Стекло	Основная масса	Средний Тиман		
233/81	—	—	—	5	78—79	15	1—2
232/81-1	—	—	—	5	83—85	10—12	—
232/81	—	—	30	65—67	3—5	—	—
Средний Тиман							
U3a/10	35	45	30	20	15	—	—
U3/10	5	15	20	80	35	—	—
C3/10	3—5	10—15	5—7	85—90	10	2	2
C6/10	30	45	30	15	10	—	—
19/71	5	—	20	95	40	—	—
37/71	5	—	35	95	10	15	15
232/71	25	30	15	45	25	—	—
239/71	5	10	15	85	35—40	5—7	5—7
26/73	35—40	50—55	50—55	10—15	20	—	—

- 13 -

Таблица 2

## Петрохимические индикаторы базальтов

Компоненты/ индикаторы	Северный Тиман			Средний Тиман	Авторские данные
	По данным предшественников	Авторские данные	По данным предшественников		
SiO <sub>2</sub> , мас., %	48.5—50	47	48.5—50.5	48.5—50.5	50 (реже 45)
TiO <sub>2</sub> , мас., %	1.5—1.7	0.92—0.96	1.5—1.8	1.5—1.8	1.7—1.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , мас., %	13	14	13—15	13—15	12—15
FeO <sub>общ</sub> /MgO	1.8—2.07	0.96—1.1	1.7—2.3	1.7—2.3	1.9—2.4

Согласно полученным нами данным содержание кремнезема в базальтах находится на уровне 50 мас % (исключение составляют изменившие базальты на р. Валсе, где содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 45 мас %). Базальты относятся к умеренно высокотитанистым (содержание  $\text{TiO}_2$  варьирует от 1.7 до 1.9 мас %) и глиноземистым ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  варьирует от 12 до 15 мас %) породам. Железистость варьирует от 1.9 до 2.4 мас %.

В подошве покрова на верхней Ворыкве обнаружена порода, которую петрохимически мы относим к щелочным базальтам. Содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 53 мас %. Порода относится к высокотитанистым ( $\text{TiO}_2$  равно 2.5 мас %) и высокоглиноземистым ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 18.4 мас %) образованиям. Характеризуется необычно высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  — 11 мас %. Железистость 3.7 мас %. Положение точки состава аномально на всех графиках.

На диаграммах, используемых для реконструкции геодинамических обстановок формирования пород, базальты Северного и Среднего Тимана попадают в различные поля, но в основном соответствуют полям развития базальтов континентальных рифтов. Таким образом, петрохимически базальты Северного Тимана отличаются от базальтов Среднего Тимана. Точки составов на всех диаграммах располагаются обособленно. Однако породы в целом принадлежат базальтам нормальной щелочности, умеренно калиевым. Варьирует содержание кремнезема, глинозема, титана, железистость пород, породы незначительно, но отличаются. Базальты мыса Бол. и Мал. Румянчичного по нашим данным самые низкотитанистые и самые низкожелезистые (т. е. более магниальные), что подтверждают и данные по составам минералов.

*Формирование базальтов.* В рамках различных геодинамических концепций излияние лав базальтового состава происходило пульсационно и кратковременно (во время формирования прибрежно-морских осадочных отложений на участках островной суши в пашийско-кыновское время) в зонах растяжения, сформированных при рифтогенных процессах на западной (Тиманской) окраине Уральского палеоокеана в позднем девоне.

Отмечается несколько фаз вулканической позднедевонской активизации, разделявшихся этапами относительного покоя. Вулканические процессы проявлялись преимущественно в форме излияний из вулканических аппаратов трещинного типа, в ходе их формировались мощные покровы и многочисленные потоки зонального строения. По данным предшественников эксплозивная деятельность была угнетена на Северном Тимане и извержения обладали высокой степенью эксплозивности на Среднем Тимане. На Северном Тимане реконструируются вулканические аппараты трещинного типа. Тогда как на Среднем Тимане по **пaleовулканологическим** реконструкциям кроме трещинных известны вулканические аппараты центрального типа.

# **РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХАРБЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА**

**И. С. Астахова**

ИГ КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар

*astakhova@geo.komisc.ru*

---

Основным хранилищем минералогической информации являются естественнонаучные музеи. Несмотря на то, что минералогические коллекции имеют научную ценность, они не должны храниться в качестве архива информации, из которого уже сделаны выводы, а должны являться материалом для активного поиска новых данных.

Минералогический фонд Геологического музея им. А. А. Чернова насчитывает 37 монографических и семь выставочных коллекций. Они представляют минеральное разнообразие Северного, Приполярного и Полярного Урала, Тимана, Пай-Хоя и северо-восточной части Восточно-Европейской платформы.

В музейных фондах собран богатый материал по медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. Топоминералогическими исследованиями на данных геологических объектах занимались Д. Н. Литошко, В. И. Силаев и др. [1, 2, 3] Монографические коллекции Д. Н. Литошко насчитывают более 140 образцов, характеризующих типоморфные признаки, региональные и локальные закономерности распределения рудных и нерудных минералов, последовательность минералообразования.

В ходе инвентаризации минералогической информации обнаружен минерал харбейт с Харбейского месторождения Полярного Урала. Минерал с аналогичным названием был обнаружен в коллекции № 671 Д. Н. Литошко. Харбейт не обнаружен в современном перечне принятых минералов. По материалам своих исследований автор выпустил монографию «Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала», однако в ней не фигурирует открытие нового минерала, а лишь идет упоминание о минеральной фазе состава  $Cu_8Pb_8Bi_{14}S_{37}$  [1]. Данное соединение под названием харбейт указано в «Минералогии Урала» [2]. Для выявления и уточнения минерала были повторно исследованы материалы Д. Н. Литошко.

Харбейское вольфрам-медно-молибденовое месторождение входит в состав Харбейского рудного поля. В строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы няровейской свиты претерпевшие значительные изменения и превращенные в различные бластомилониты. Характер их метасоматических изменений позволил говорить о гранитизации сланцев. В результате сформировался комплекс пород, включающий мусковит-хлоритовые, эпидот-актинолито-

вые и роговообманковые бластомилониты. Широко представлены сланцы амфиболсодержащие, которые развиты на периферии месторождения. Значительную среднюю часть (около 60 %) занимают хлорит-плагиоклазовые и плагиолаз-хлоритовые сланцы. Незначительным распространением среди сланцев пользуются робластиты, образующие линзовидные тела мощностью 0.3–1 м [1,3].

Магматические образования на месторождении представлены серией диабазовых даек, секущих сланцеватую толщу, и пластообразной залежью микроклиновых гранитов, обнажающихся северо-западнее месторождения. На месторождении распространены пропилиты, менее представлены кварц-мусковитовые и турмалиновые грейзены. Специфичны эпидозиты, состоящие из альбита, актинолита, цоизита и скарноиды, сложенные стильпномеланом, кальцитом, эпидотом, магнетитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, гранатом, турмалином, апатитом, шеелитом и флюоритом [1,3].

Рудные тела Харбейского месторождения представляют собой серию согласных минерализованных кварцевых жил, объединяющихся в единую рудную зону протяженностью около 750 м. Большинство рудных жил имеет мощность 8–15 см, в раздувах до 40 см. Зоны представляют собой двояковыпуклые линзы, удлинение которых возрастает с уменьшением мощности жил.

На Харбейском антиклиниории установлено 189 минеральных вида [1, 3].

Основными нерудными минералами жил Харбейского месторождения являются кварц, эпидот, кальцит, хлорит и мусковит. В околоводных ореолах установлены апатит, гранат, сфен, флюорит, эпидот.

В качестве примесей в рудных жилах постоянно отмечаются кальцит, хлорит, реже мусковит и турмалин. Из рудных минералов в значительном количестве встречаются молибденит, пирротин, халькопирит и молибдошеелит. Кроме того, обнаружено еще около 50 акцессорных минералов, преимущественно сульфосолей и теллуридов.

Для исследования были отобраны образцы, в которых Д. Н. Литошко установил новое соединение.

В ходе макроскопического изучения образцов с Харбейского месторождения установлен молибденит. Он тяготеет к зальбандам и пережимам жил, образует прожилки, гнезда и оторочки мощностью до 3 см. Д. Н. Литошко выделяет три морфологические разновидности. Наиболее распространенная крупночешуйчатая до 3 см, развивающаяся по кварцу. Мелкочешуйчатый молибденит с размером чешуек менее 1 мм развивается по реликтам вмещающих пород и в жилах слюд и мелкозернистого кварца. Изредка молибденит образует гексагональнопризматические кристаллы размером 12–15 мм.

Рентгеноструктурные исследования позволили установить параметры элементарной ячейки  $a = 3.137 \pm 0.006$ ,  $c = 12.25 \pm 0.02$  Å. Результаты

исследования позволяют отнести минерал к гексагональной модификации 2Н-мобидениту, которая наиболее распространена на месторождении. Состав молибдена изучался с помощью рентгенофлуоресцентного анализа и микрозондового исследования. Являясь стехиометрически устойчивым соединением, в минерале в качестве примеси присутствуют железо, рений, висмут, свинец.

Предыдущие исследования установили в ассоциации с молибденом халькопирит, пирротин, теллуриты, шеелит и пирит. Однако в исследованных образцах шеелит, пирит и пирротин не установлены.

Макроскопически установлен в образцах халькопирит, который предыдущими исследованиями отнесен ко второй генерации. Он образует скопления в кварцевых жилах в виде единичных зерен до 5 мм или заполняет трещины. Цвет халькопирита желтоватый с зеленоватым оттенком. Обнаружены следы замещения ковеллином. Рентгеноструктурные исследования показали, что минерал относится к тетрагональной модификации. Параметры элементарной ячейки  $a = 5.28 \pm 0.01$ ,  $c = 10.46 \pm 0.02$  Å. Микрозондовые исследования выявили особенности состава минерала. Зерна халькопирита неправильной формы размером до 1 мм. Расчет кристаллохимической формулы вызвал затруднение в связи негомогенностью минерала. Установлено, что состав халькопирита довольно стабилен, но отмечается избыток серы. Выявлены основные элементы-примеси As, Co, Ag, Pb.

В образцах при микрозондовом исследовании установлено широкое распространение галенита. Минерал неправильной изометричной формы. Постоянно в качестве примеси обнаружены примеси свинца, висмута, меди, серебра. Висмутовая минерализация представлена 14 минералами, из них большая часть приходит на теллуриты и сульфиды.

Самородный висмут образует зерна неправильной формы размером 30—40 нм в интерстициях зерен кварца. Микрозондовые исследования установили в составе висмута незначительные примеси свинца, железа. Иногда устанавливается небольшое содержание серы.

Оксидная форма обнаружена в виде коррозионной каемки самородного висмута, мощность которой составляет около 1 нм. В соединении установлены небольшое содержание свинца, железа.

Широко развита сульфидная форма висмута. Висмутин установлен как продукт дальнейшей сульфидизации самородного висмута. Галенобисмутин обнаружен в срастании с галенилом. Выделения имеют удлиненную форму до 100 нм. В минералах установлены небольшое содержание свинца, железа.

Сульфомисмуты свинца и меди представлены минералами изоморфного ряда айкинит-висмутин. В этой группе установлены собственно айкинит, однако с избытком содержания серы, минералы близкие к теоретическому составу хаммарита, крупкаита и фридрихита. Нестехи-

ометричность состава выделенных минералов отражается в широких колебаниях соотношения катионов и анионов.

В ходе микрозондовых исследований установлена тесная связь висмутовой минерализации с теллуридовой минерализацией. Самородный теллур не установлен в исследованных образцах. Преимущественно изученные соединения представляют собой промежуточные соединения этого ряда. Минералы встречены в срастании с халькопиритом, галенитом, сульфосолями висмута, в виде микроагрегата и отдельных выделениях до 0.1 мм. Установлены примеси свинца и сурьмы.

Широко представлены сульфотеллуриды, преимущественно это минералы группы жозеита. Данные минералы приурочены к трещинам в халькопирите, галените и виде неправильных выделений размером до 0.2 мм. В минералах установлены значительные содержания свинца, реже меди и железа.

### Литература

1. *Литошко Д. Н.* Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. Л: Наука, 1988. 212 с.
2. Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свдловск:УрО АН СССР, 1990. 390 с.
3. *Силаев В. И.* Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. Л: Наука, 1989. 264 с.

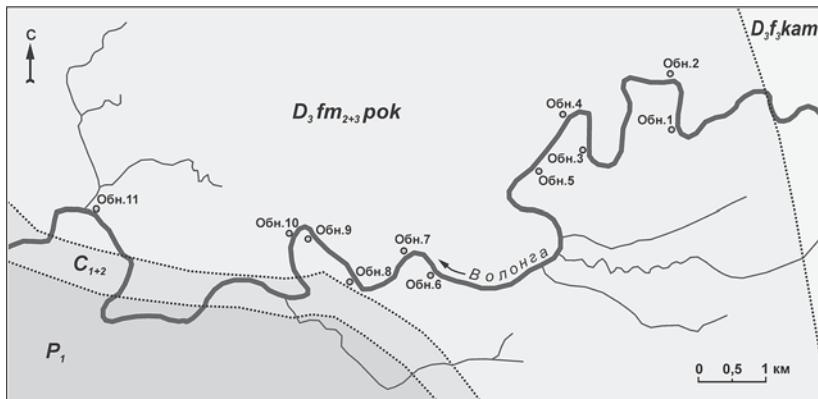
# ИХТИОФАУНА ИЗ РАЗРЕЗА ПОКАЯМСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ПО Р. ВОЛОНГА (СЕВЕРНЫЙ ТИМАН)

П. А. Безносов  
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
[Beznosov@geo.komisc.ru](mailto:Beznosov@geo.komisc.ru)

Покаямская свита является самым верхним стратиграфическим подразделением девона на Северном Тимане. Ее отложения распространены в южной части западного склона Северо-Тиманского вала, выходя на дневную поверхность на восточном побережье Чешской губы и в нижнем течении р. Волонги. Свита сложена кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими карбонатные и углистые прослои. Полная мощность ее не превышает 250 м (Коссовой, 1963). По комплексу миоспор, а также фауне беспозвоночных и рыб свита сопоставляется с лебедянским и (или) оптуховским горизонтами средненефаменского подъяруса Центрального девонского поля (Коссовой, 1959; 1963; Ivanov & Luksevics, 1996; Esin et al., 2000).

Остатки ихтиофауны из песчанистых известняков, залегающих в нижней части разреза покаямской свиты на р. Волонге впервые были собраны Н.К. Говорко в 1940 г. (Коссовой, 1963). Д. В. Обручевым (1958) среди них были определены *Phyllolepis* sp., *Bothriolepis ornata* Eichw. и *Holoptychius* sp. К сожалению, данный материал не был ни описан, ни проиллюстрирован. Другие сведения о фауне позвоночных покаямской свиты в литературе отсутствуют.

В результате полевых работ 2011 г. в упомянутых песчанистых известняках, вскрывающихся обнажениями 1 и 2 (см. рисунок), обнаружить макроостатки рыб не удалось. Возможно, это связано с их линзовидным распространением внутри слоя и недостаточной обнаженностью последнего



Геологическая карта района нижнего течения р. Волонги

в настоящее время. Тем не менее, выше по разрезу покаямской свиты были установлены три новых местонахождения ископаемой ихтиофауны. В двух из них (обн. 6 и 7) костные остатки распределены внутри пластов равномерно. По встречаемости преобладают изолированные пластины панциря антиарха *Bothriolepis* sp., несколько реже отмечаются чешуи поролепиформа *Holptychius* sp. Кроме этих таксонов, в обнажении 6 была найдена своеобразная зубная пластина двоякодышащей рыбы, предварительно определенная как Chirodipteridae gen. indet. (табл., фиг. 6), а также ребра и фрагменты костей черепа, вероятно, принадлежащие ей же.

Третье местонахождение представляет собой линзовидный прослой алевролита мощностью до 5 см и протяженностью не менее 2 м, залегающий в основании пачки косослоистых песчаников, вскрытых в обнажении 11. Концентрация костей здесь очень высока, местами они составляют до 30% объема породы. Кости лежат в гидродинамически стабильном положении выпуклостью вверх, часть из них несет следы истертости на выступающих поверхностях. В данном тафоценозе встречены макроостатки антиарха *Bothriolepis ciecer* Lyarskaya (табл., фиг. 3, 4), поролепиформа *Holptychius* sp. (табл., фиг. 5), двоякодышащей рыбы "Dipterus" sp. (табл., фиг. 7) и пахиостеоморфа cf. *Dunkleosteus* sp. (табл., фиг. 1, 2).

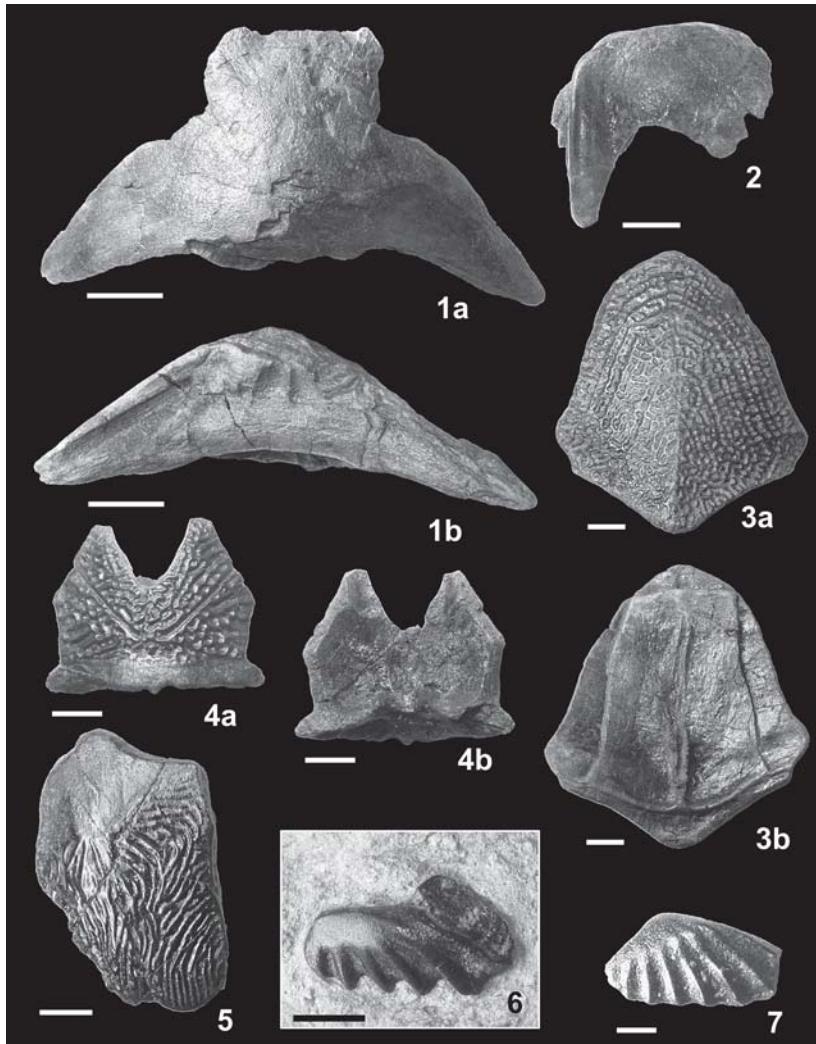
Собранный материал позволяет существенно расширить таксономический состав ихтиофауны покаямской свиты и уточнить возраст слагающих ее отложений. Обнаруженный в верхней части свиты антиарх *B. ciecer* является видом-индексом одноименной зоны Главного девонского поля, соответствующей интервалу кетлерского горизонта (Ivanov & Luksevics, 1996). Кроме того, этот вид отмечен для орловско-сабуровских слоев плавского горизонта Центрального девонского поля (Esin et al., 2000). Таким образом, по крайней мере верхняя часть покаямской свиты относится к верхнефаменскому подъярусу. Встреченный здесь комплекс ихтиофауны, по сравнению с одновозрастными сообществами позвоночных Главного и Центрального девонских полей в значительной степени обеднен, что может быть связано как с избирательностью захоронения, так и с менее благоприятными условиями ее обитания.

В отложениях покаямской свиты остатки морских беспозвоночных крайне редки и встречены только в нижней ее части (обн. 1 и 2). Наряду с мощными косыми сериями, разрез свиты характеризуется присутствием трещин усыхания (обн. 6), знаков ветровой и волновой ряби на поверхностях напластований (обн. 6), прослоев углей (обн. 7 и 11) и палеопочв (обн. 3 и 4), а также эрозионного вреза палеорусла (обн. 3). Нали-

---

Объяснения к таблице: **фиг. 1** — Экз. ИГ КНЦ № 465/1. Cf. *Dunkleosteus* sp., загривочная пластина (*nuchale*), 1a — вид сверху, 1b — вид сзади, р. Волонга, обн. 11, сл. 3; **фиг. 2** — Экз. ИГ КНЦ № 465/3. Cf. *Dunkleosteus* sp., передняя верхнечелюстная пластина (*anterior supragnathale*), вид спереди, р. Волонга, обн. 11, сл. 3; **фиг. 3** — Экз. ИГ КНЦ № 465/12. *Bothriolepis ciecer* Lyarskaya,

Остатки рыб из покаямской свиты Северного Тимана



задняя серединная спинная пластина (posterior medio-dorsale), 3а — вид сверху, 3б — вид снизу, р. Волонга, обн. 11, сл. 3; **фиг. 4** — Экз. ИГ КНЦ № 465/10. *Bothriolepis ciecere* Lyarskaya, загривочная пластина (nuchale), 4а — вид сверху, 4б — вид снизу, р. Волонга, обн. 11, сл. 3; **фиг. 5** — Экз. ИГ КНЦ № 465/8. *Holoptychius* sp., чешуя, р. Волонга, обн. 11, сл. 3; **фиг. 6** — Экз. ИГ КНЦ № 465/15. Chirodipteridae gen. indet., правая преартикулярная зубная пластина, р. Волонга, обн. 6, сл. 9; **фиг. 7** — Экз. ИГ КНЦ № 465/14. “*Dipterus*” sp., правая преартикулярная зубная пластина, р. Волонга, обн. 11, сл. 3. Шкала: фиг. 1 — 20 мм, фиг. 2—6 — 10 мм, фиг. 7 — 2 мм.

чие на Северном Тимане русловых отложений ранее уже отмечалось А. А. Черновым (1947), но для более низких горизонтов девона, вскрывающихся по р. Песчанке и относящихся к безмошицкой серии франского яруса (Коссовой, 1971). Эрозионный врез покаямского времени, так же как и безмошицкого, характеризуется довольно крупными размерами и полным отсутствием в породе каких-либо остатков ихтиофауны.

Перечисленный комплекс литологических особенностей вскрывающегося по р. Волонге разреза покаямской свиты типичен для дельтовых фаций, включающих приливные равнины, пляжевые отмели, внутренние лагуны и русловые каналы. Таким образом, отложения свиты, по всей видимости, образовались не в условиях открытой, периодически заливаемой морем лагуны, как считалось ранее (Оловянишников, 2004), а в обстановках обширной приливной дельтовой равнины. Они представляют собой верхнюю часть мощного дельтового комплекса, который начал формироваться, предположительно, еще в среднедевонское время. Отмеченные для покаямского интервала сообщества ихтиофауны, вероятно, не являлись постоянными компонентами данной палеоэкосистемы, и во внутридельтовые области проникали спорадически в периоды паводков.

*Автор выражает глубокую признательность Е. Г. Меньшаковой и Н. М. Николаевой (Нарьян-Мар) за организацию полевых исследований, а также проф. Э. Лукшевичу (Рига) и к. г.-м. н. В. С. Чупрову (Сыктывкар) за обсуждение полученных результатов. Работа выполнена в рамках проекта 09-П-5-1012 Программы фундаментальных исследований РАН № 15.*

### Литература

*Коссовой Л. С. К стратиграфии девона Северного Тимана // Геология и нефтепродукты Тимано-Печерской области: Тр. ВНИГРИ, 1959. Вып. 133. С. 121—133.*

*Коссовой Л. С. Девонская система: Северный Тиман // Геология СССР. М., 1963. Т. II. Ч. 1. С. 290—300.*

*Коссовой Л. С. Некоторые вопросы стратиграфии и структурно-фаунистическая зональность девона Северного Тимана // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала: Тр. VII геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1971. Т. 1. С. 143—147.*

*Обручев Д. В. К биостратиграфии ихтиофаун нижнего и среднего палеозоя СССР // Советская геология, 1958. Вып. 11. С. 40—53.*

*Оловянишников В. Г. Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. Сыктывкар, 2004. 80 с.*

*Чернов А. А. Геологическое исследование Северного Тимана в 1937 году. М., 1947. 97 с.*

*Esin, D., Ginter, M., Ivanov, A., Lebedev, O., Luksevics, E., Avkhimovich, V., Golubitsov, V. & Petukhova, L. Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 2000. Vol. 223. P. 341—359.*

*Ivanov A. O. & Luksevics E. Late Devonian vertebrates of the Timan // Daba un Muzejs. Riga, 1996. № 6. Pp. 22—33.*

# МОДЕЛИРОВАНИЕ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЮРСКОГО ГОРЮЧЕГО СЛАНЦА В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Н. С. Бурдельная<sup>1</sup>, Д. А. Бушнев<sup>1</sup>, М. В. Мокеев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

<sup>2</sup>ИВС РАН, Санкт-Петербург

*burdelnaya@geo.komisc.ru, boushnev@geo.komisc.ru*

Геохимическое и экономическое значение керогена, который представляет главный органический компонент сланцев и других осадочных пород, ведет к множественным попыткам разгадать его химическую природу (структурную). Эти исследования несколько затруднены из-за сложности и неоднородности самой структуры, представляющей гигантскую макромолекулу, мономерные звенья которой оказываются связанными случайным образом. В связи с этим трудно подобрать оптимальный метод для изучения не только структурных составляющих геполимера, но для выяснения способов их связывания. Необходим комплексный подход с использованием ряда аналитических методов исследования.

Катагенез оказывает значительное влияние на структуру керогена средне- и глубокопогруженных осадочных пород. Очень важной задачей является отслеживание интервалов термической зрелости органического вещества углеродистых толщ и сопоставление их с изменениями алифатических, ароматических и гетероатомных фрагментов керогена на молекулярном уровне. Таким образом, необходимым этапом в исследовании химической структуры керогена остается изучение изменений, которые происходят с молекулярной структурой керогена на разных стадиях катагенеза.

Объектом нашего исследования явился горючий сланец верхнеюрского возраста, отобранный из обнажения по р. Сысола (с. Койгородок). Содержание органического углерода ( $C_{\text{опр}}$ ), приходящееся на породу, в исходном образце составило 27.2 %. Образец горючего сланца был разделен на несколько частей, каждая из которых была предварительно проэкстрагирована хлороформом в аппарате Сокслета и подвергнута термообработке в автоклаве при фиксированной температуре. Начальная температура водного пиролиза составляла 250 °C, конечная — 325 °C, температурный интервал — 25 °C. Дальнейшая обработка заключалась в экстракции битумоида и его детальном исследовании, а также выделении остаточного керогена с последующим его анализом различными методами [1, 2]. Выбор данного температурного интервала связан с наиболее сильными изменениями, наблюдаемых при указанных температурах.

В результате термолиза наблюдаем постепенное снижение содержания  $C_{\text{опр}}$  и значительное возрастание выхода термобитумоида с ростом температуры. Атомное отношение H/C снижается с ростом катаге-

неза, что и было зафиксировано нами ранее при проведении гидротермального эксперимента с ибским горючим сланцем и является следствием процесса диспропорционирования водорода и нарастающей ароматизации остаточного керогена [3]. Наблюдаемое в нашем опыте снижение величины отношения H/C в остаточном керогене хорошо сходится как с ранее опубликованными данными по пиролизу керогена, так и с представлениями об изменении керогена в условиях естественного катагенеза [4, 5]. Снижение величины отношения H/C с 1.37 до 0.79 в керогене может указывать на достижение зрелости соответствующей 0.8—0.9  $R_o$ , или стадии MK<sub>2</sub>—MK<sub>3</sub> [6]. Если поместить соответствующие точки значений H/C и O/C на диаграмму ванн Кревелена, то трансформация ОВ едва достигает стадии MK<sub>2</sub>.

Результаты *on-line* пиролиза свидетельствуют о высокой степени алифатичности керогена. *n*-алканы и *n*-алкены-1 остаются основными компонентами продуктов пиролиза вплоть до 325 °C. Тиофеновый индекс плавно снижается с ростом температуры опыта. Это является свидетельством того, что с ростом температуры опыта происходит значительное разрушение сернистых структур. Изменения, наблюдаемые для юрского сланца с ростом температуры эксперимента, связаны со снижением доли тиофеновых и ароматических структур и постепенным накоплением *n*-алкильных цепей в керогене.

Сравнение <sup>13</sup>C ЯМР спектров остаточных керогенов, полученных после термообработки при 325 °C, и зрелого керогена сланцев разреза Падымейтывис, показало, что химическая структура полученных геополимеров имеет определенное сходство с позднесилурийским керогеном и достигаемая стадия катагенеза значительно выше определяемой по элементному составу. Результаты, полученные в ходе *on-line* пиролиза, свидетельствуют о наличии остаточных углеводородных цепей в структуре самого прогретого керогена.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 11-05-00699-а.*

## Литература

1. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Терентьев А. В. Изменения состава битумоида и химической структуры керогена сернистого горючего сланца при водном пиролизе // ДАН, 2003. Т. 389. № 3. С. 360—364.
2. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С., Шанина С. Н., Макарова Е. С. Генерация углеводородных и гетероатомных соединений высокосернистым горючим сланцем в процессе водного пиролиза // Нефтехимия, 2004. Т. 44. № 6. С. 1—13.
3. Tissio B., Veltre D. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 504 с.
4. Гордадзе Г. Н. Термолиз органического вещества в нефтегазопоисковой геохимии. М.: ИГиРГИ, 2002. 336 с.
5. Behar F. and Vandenbroucke M. Chemical modelling of kerogens // Organic Geochemistry, 1987. Vol. 11. No. 1. Pp. 15—24.
6. Баженова О. К., Бурлин Ю. К., Соколов Б. А., Хайн В. Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: МГУ, 2000. 384 с.

# ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВА БОКСИТА С ПОМОЩЬЮ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

А. В. Вахрушев  
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*vahal@yandex.ru*

---

Современная горнодобывающая индустрия все больше сталкивается с проблемами переработки труднообогатимых бедных руд сложного вещественного состава. Это в полной мере относится к алюминиевым рудам. Потребности в алюминиевом сырье возрастают, однако большие запасы руд не осваиваются из-за отсутствия рентабельных и экологически чистых технологий добычи и переработки. На сегодняшний день основным методом переработки бокситов является метод Байера, который был запатентован еще в 1888 году. Этот метод рентабелен для дефицитных в нашей стране высококачественных бокситов. Поэтому необходимо разработать другие способы их переработки, включая переработку некондиционных бокситов и другого алюминиевого сырья. В связи с этим нами была изучена возможность модификации бокситового вещества с помощью лазерного излучения.

Воздействие лазерного излучения на минеральное вещество еще недостаточно изучено и несет в себе много потенциальных возможностей. В Институте геологии Коми НЦ УрО РАН развивать это направление начали Б. А. Осташенко и В. Н. Каликов. В работах Каликова (1986) показано, что при облучении минерального вещества лазером возможно получать спёки различного состава, в том числе и чистый металл.

В качестве объектов модификации использовались маложелезистые бокситы Вежаю-Ворыквинского месторождения. Облучение велось рубиновым лазером ГОР-100М в режиме свободной генерации. До обработки образец представлял собой бёмит-каолинит-рутин-анатазовую породу с преобладанием бёмита (77 %).

Изначально поверхность образца представляла собой зернистую бёмитовую матрицу (рис. 1), в которую титан входил в виде механических включений, обычно в форме рутила. Однако, по литературным данным (Бушинский, 1975) титан может изоморфно входить в решетки других минералов. По Закруткину (1973), до 3.5 TiO<sub>2</sub> входит в решетку бёмита. В ходе наших микрорентгеноспектральных исследований бокситов, титан в бёмитовой матрице не обнаружен (либо находится за пределом чувствительности метода).

При микрорентгеноспектральном исследовании облученной поверхности выяснилось, что зона облучения представляет собой спёк (рис. 2), состав которого изменяется при изменении плотности энергии лазера (от 22 до 34 Дж/см<sup>2</sup>). Состав спёков анализировался на ос-

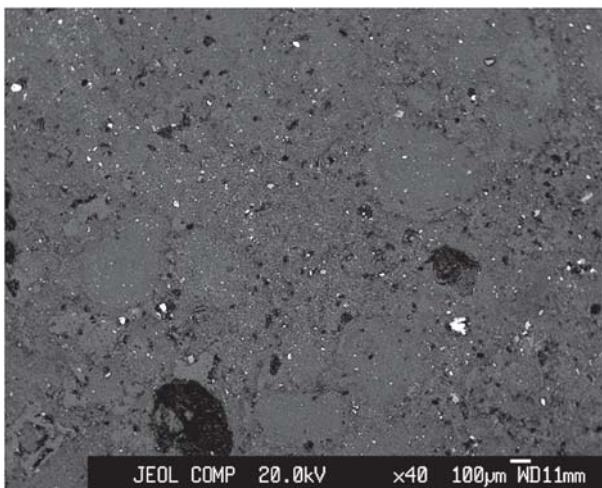


Рис. 1. Поверхность образца до обработки

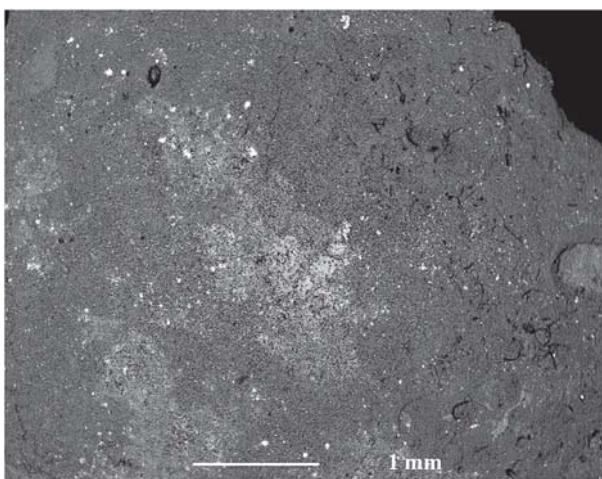
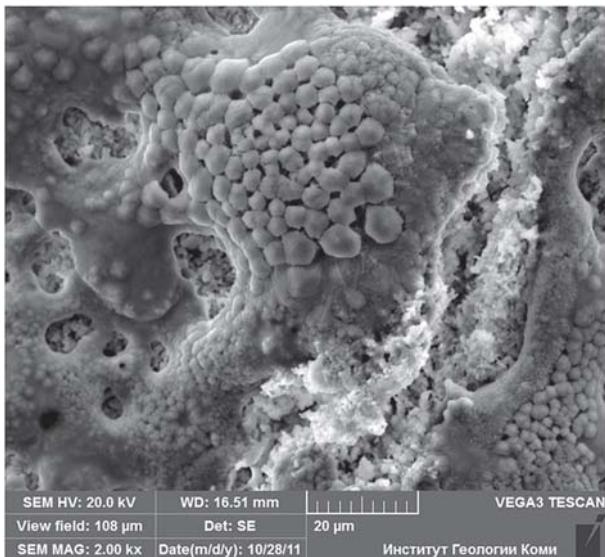


Рис. 2. Поверхность образца после обработки (светлая область в центре)

нове данных микрорентгеноспектрального картирования методом линий (измерялось содержание определенных компонентов вдоль заданной линии). Так, при максимальной плотности энергии ( $34 \text{ Дж}/\text{см}^2$ ) наблюдается только спекание минеральных зерен, однако при уменьшении плотности энергии (до  $30 \text{ Дж}/\text{см}^2$ ) фиксируется перераспределение вещества боксита с обогащением спёков титаном и образованием новых фаз (рис. 3). Новообразованные кристаллы формируются из расплава, который покрывает поверхность боксита после облучения. Размеры кристаллов не превышают 10 мкм. В их составе, по предвари-



**Рис. 3.** Поверхность спёка и новообразованные кристаллы на ней

тельным данным, преобладает алюминий, поэтому наиболее вероятно, что это кристаллы корунда.

Полученные данные позволяют сделать несколько выводов:

- 1) с помощью лазерного излучения возможно перераспределять вещество боксита и получать спёки с повышенным содержанием титана;
- 2) перераспределение вещества зависит от плотности энергии лазерного излучения;
- 3) меняя плотность энергии возможно добиваться также образования новых фаз на поверхности расплава.

Данный метод может быть положен в основу новой технологии переработки бокситов, а также для получения новых материалов со структурированной поверхностью.

### Литература

1. Бушинский Г. И. Закруткин В. Е. Геохимия бокситов Южного Тимана. М.: Наука, 1978. 120 с.
2. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 411с.
3. Каликов В. П. Особенности лазерного разрушения минералов и критерии эталонирования в микроанализе. Автореф. канд. дисс. ...канд. г.-м наук. Сыктывкар, 1986. 24 с.
4. Осташенко Б. А., Котова О. Б., Забоев А. С. Направленное изменение физико-химических свойств минералов в процессах обогащения полезных ископаемых // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. II. С. 225—227.

# ИХНОФОССИЛИИ ИЗ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА ИЖЕМСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ДЕВОН) ЮЖНОГО ТИМАНА

О. В. Гамолюк, П. А. Безносов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*gamich88@mail.ru, Beznosov@geo.komisc.ru*

---

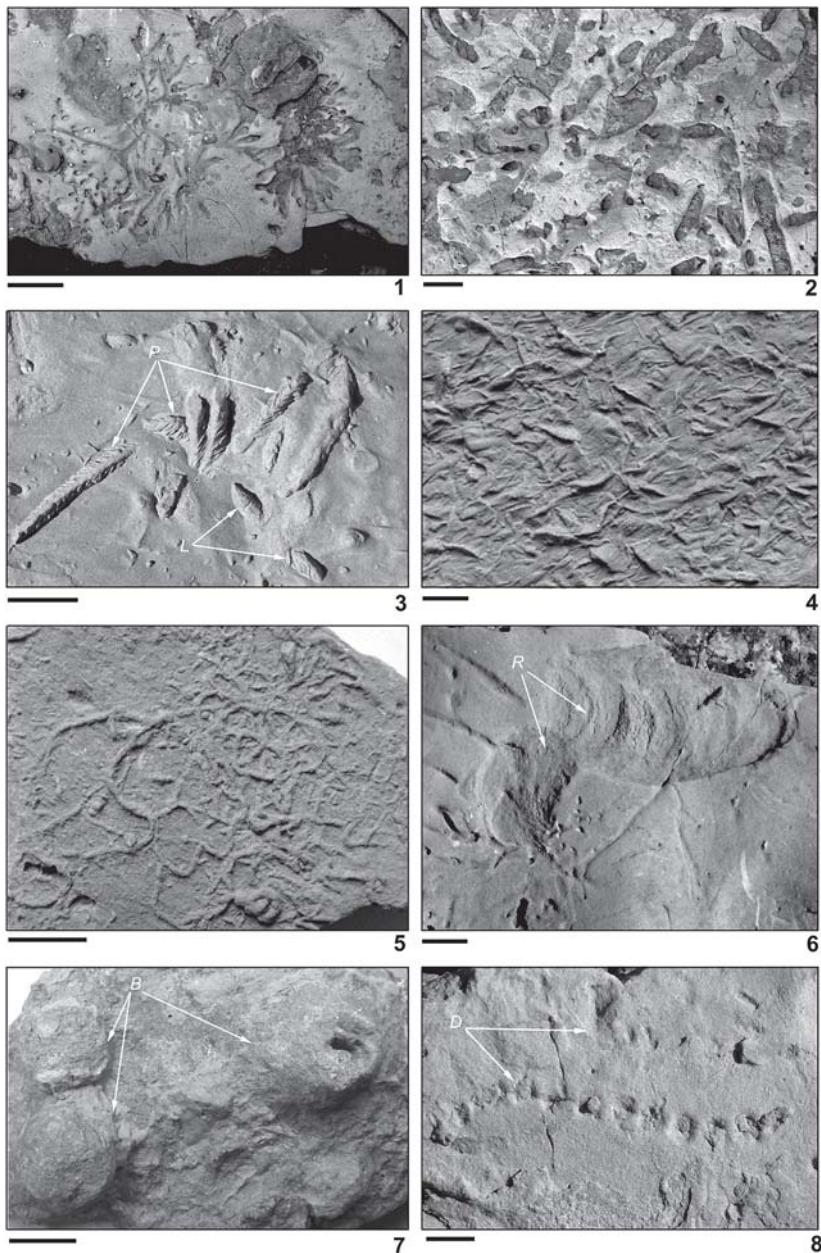
Ихнофоссилии широко распространены в верхнедевонских разрезах Тимана, однако до сих пор остаются здесь практически неизученными. Одно из наиболее богатых их сообществ приурочено к отложениям ижемской свиты, являющейся самым верхним подразделением девона на Южном Тимане. В современном объеме ижемская свита ограничивается только интервалом задонского горизонта нижнего фамена (Безносов, 2009; Цыганко, Безносов, 2010; Майдль, Безносов, 2011). Разрез ее сложен неравномерно-глинистыми узловатыми, однородными плитчатыми и биокластовыми известняками и глинами и содержит обильную фауну морских беспозвоночных.

Стратотип ижемской свиты расположен на правом берегу р. Ижма в 0.8 км ниже железнодорожного моста. В составе свиты здесь выделяются две пачки — нижняя терригенно-карбонатная мощностью 4.7 м и верхняя карбонатная мощностью 13.5 м. Ихнофоссилии встречены по всему разрезу свиты, однако в нижней пачке они значительно разнообразней, обильней и характеризуются хорошей сохранностью.

По встречаемости в отложениях нижней пачки доминируют следы хемосимбионтов *Chondrites*, представленные двумя ихновидами — *C. targionii* и *C. intricatus* (табл., фиг. 1). Несколько реже отмечаются ходы *Thalassinoides* и *Planolites* (табл., фиг. 2). Прочие ихнотаксоны представлены единичными экземплярами, либо приурочены к отдельным слоям. Среди таковых определены две разновидности следов перемещения рыб — *Undichna* isp. 1 (табл., фиг. 4) и *U.* isp. 2, следовая дорожка членистоногого — *Diplichnites* (табл., фиг. 8), следы питания червеобразных организмов — *Rhizocorallium* (табл., фиг. 6) и *Gordia* (табл., фиг. 5), следы отдыха и перемещения двустворчатых моллюсков — *Lockeia* и *Protovirularia* (табл., фиг. 3), соответственно. Кроме того, в отложениях нижней пачки встречен ряд ихнофоссилий, таксономическую принадлежность которых достоверно установить не удалось. В их числе довольно своеобразные крупные норы, расположенные наклонно к поверхности слоя и напоминающие по форме языки.

Верхняя пачка сложена преимущественно узловатыми известняками. Несмотря на интенсивную биотурбированность, они почти лишены ихнофоссилий. Кроме обильных ихнотестур *Chondrites*—*Planolites*, в них встречены лишь довольно многочисленные жилые ямки актиний — *Bergaueria* (табл., фиг. 7). Такое резкое обеднение таксономического

Ихнофоссилии ижемской свиты



состава ихнофоссилий в верхней пачке, очевидно, связано с изменением условий осадконакопления.

Комплекс следов нижней пачки ижемской свиты характеризует круизановую ихнофацицию (Seilacher, 1967), развивающуюся обычно на плохо сортированных субстратах сублиторальной зоны выше базиса штормовых волн, но ниже базиса обычных. Это вполне согласуется с литологическими данными: в нижней пачке, в отличие от верхней, отсутствуют знаки волновой ряби, при этом часто встречаются темпеститовые слои.

Таким образом, формирование отложений нижней пачки происходило в относительно спокойных условиях открытого мелководного шельфа на фоне спорадической штормовой активности. Штормами же, вероятно, обусловлена высокая степень сохранности ихнофоссилий. Периодическое взмучивание осадка способствовало последующему быстрому захоронению следов жизнедеятельности различных организмов на поверхности морского дна. Последующее же постепенное обмеление бассейна привело к повышению гидродинамической активности и регулярному перемыву отложений, сформировавших верхнюю пачку.

*Авторы признательны д-ру Р. Микулашу (Прага) за консультации и помощь в определении ихнофоссилий. Работа выполнена в рамках проекта 09-П-5-1012 Программы фундаментальных исследований РАН № 15.*

### Литература

Безносов П. А. Сосногорская свита — новое местное стратиграфическое подразделение верхнего девона на Южном Тимане // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Том II. Сыктывкар, 2009. С. 9–12.

Майдль Т. В., Безносов П. А. Изотопный состав карбонатного углерода и кислорода и распределение стронция в разрезе нижнего фамена по р. Ижма (Южный Тиман) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 4 (196). С. 4–8.

Цыганко В. С., Безносов П. А. Верхнедевонские рифы Южного Тимана. Путеводитель полевой экспедиции Всероссийского литологического совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты». Сыктывкар–Ухта, 2010. 49 с.

Seilacher A. Bathymetry of trace fossils // Marine Geology, 1967. Vol. 5. Pp. 413–428.

---

Объяснение к таблице: фиг. 1 — *Chondrites intricatus*, эпирельеф; фиг. 2 — *Planolites* isp., эпирельеф; фиг. 3 — *Lockeia* isp. и *Protovirgularia* isp., гипорельеф; фиг. 4 — *Undichna* isp. 1, гипорельеф; фиг. 5 — *Gordia* isp., гипорельеф; фиг. 6 — *Rhizocorallium* isp., эпирельеф; фиг. 7 — *Bergaueria* isp., гипорельеф; фиг. 8 — *Diplichnites* isp., эпирельеф. Шкала: фиг. 1–2, 7 — 2 см, фиг. 3–6 — 1 см, фиг. 8 — 0.5 см.

# **ПРИРОДНЫЕ ЦЕОЛИТЫ АРМЕНИИ В ГЕОЭКОЛОГИИ**

Р. Г. Геворкян, А. О. Саргсян, М. Р. Геворкян,

О. А. Саргсян

ЕГУ, Ереван, Армения

*rgev@ysu.am*

---

В настоящее время в атомной энергетике для очистки сбросовых вод АЭС ведутся работы главным образом в трех направлениях: 1) извлечение радиоактивных элементов из сточных вод высокой активности; 2) дезактивация (обеззараживание) сточных вод низкой и средней активности; 3) накопление радиоактивных сточных вод для долгосрочного хранения.

Одним из основных методов очистки радиоактивных сточных вод является способ адсорбционной дезактивации. Для удаления изотопов можно использовать минералы — «молекулярные сита». Для этой цели используются синтетические цеолиты (3A, 4A, 5A, 13X), глинистые минералы, силикагель, активированная окись алюминия, боросиликатные стекла и другие материалы.

В последнее время особый интерес проявляется к возможности применения природных цеолитсодержащих вулканических горных пород — цеолитолитов. Это вызвано тем, что цеолитолиты характеризуются высокой ионообменной селективностью к  $\text{Cs}^{137}$ ,  $\text{Cs}^{134}$ ,  $\text{Sr}^{90}$  и другим радиоактивным изотопам, а также рядом таких физико-технических показателей, как химическая, термическая, радиационная устойчивость, механическая прочность, не обратимость сорбции, достаточно высокая емкость и низкая себестоимость.

На Армянской АЭС оборудованы и эксплуатируются хранилища твердых радиоактивных отходов (ТРО) и жидких радиоактивных отходов (ЖРО). Общий объем хранилища жидких радиоактивных отходов (ЖРО) более 5000 м<sup>3</sup>.

В Армении открыты и частично изучены месторождения природных цеолитов, представленных цеолит-содержащими туфами-цеолитолитами вулканогенно-осадочного генезиса. Месторождения цеолитоносных пород известны в областях: Тавуш (Ноемберян-Нор Кохб, Паравакар, Иджеван-Куйбышев, Дилижан), Ашоцк (Сарчапет), Ширак (Кети, Капс, Крашен, Красар и др.), Лори (Алаверди), Котайк (Гарни-Азат), Вайк (Мартирос), Сюник (Капан-Шикахох). Среди них наиболее полно изучена Ноемберянская группа месторождений. Общие запасы цеолитолитов превышают 1.5 млрд тонн.

Природный цеолит — клиноптилолит предназначен для применения в различных отраслях и содержит 65—85 % самого ценного клиноптилолита, а также морденит, филипсит, монтморилонит, кварц, полевой шпат, опал, вулканическое стекло и др.

Клиноптиолит широко применяется после предварительной термо-химической модификации в процессах: осушки воздуха, природного газа, очистки отходящих газов от окислов серы, углерода, азота, тонкой очистки хлора и разнообразных кислых сред. При применении для глубокой осушки газов даже в условиях низкой относительной влажности клиноптиолит обладает высокой адсорбционной емкостью. С помощью клиноптиолита можно осушить газы до точки росы — 40—84 °С. Дегидратированный при Т = 350—400 °С клиноптиолит может быть с успехом использован для обезвоживания органических жидкостей, осушки и очистки минеральных масел. Селективные свойства клиноптиолита способствуют получению кислорода, азота и водорода из смеси газов воздуха. При очистке сточных вод — избирательность к некоторым катионам и молекулам обуславливает применение клиноптиолита в качестве ионнообменника для сорбции радиоактивного цезия, извлечения других радиоактивных изотопов из малоактивных жидких отходов, для очистки сточных вод и удаления ионов аммония при глубокой обработке промышленных и сельскохозяйственных отходов. Применяют клиноптиолит в качестве зернистых фильтрующих материалов при очистке питьевой воды. Высокая механическая прочность, химическая устойчивость и пористость делают возможным применение клиноптиолита как фильтрующего материала взамен дефицитного кварцевого песка. Клиноптиолит как наполнитель применяется также в производстве бумаги, резин и пластмасс. На сельскохозяйственных площадях, цеолит применяется в качестве средства кондиционирующего и улучшающего кислые, песчаные, заливные, вулканические и дерново-подзолистые почвы способствует длительному удерживанию и повышения эффективности действия удобрений. Кроме того клиноптиолит широко применяется в сельском хозяйстве как добавка к комбикормам домашних животных, рыб, птиц и т. д.

В частности, в ЕГУ разработана эффективная технология применения клиноптиолита для очистки жидких радиоактивных отходов на примере Армянской атомной электростанции. Основные результаты работ сводятся к следующему:

1. Среди цеолитов участка Нор-Кохб Ноемберянского месторождения преобладают клиноптиолитовые разности (80—85 %), особенно во фракциях 0.1—0.01 мм.

2. Термический анализ показывает, что клиноптиолиты имеют высокую термостабильность. Наиболее оптимальной температурой термообработки следует признать до 350—400 °С.

3. Химическая обработка клиноптиолита в растворах гипохлорита натрия приводит к максимальному освобождению минерала от присутствующих в нем катионов.

Наиболее полно и быстро очистка растворов происходит для образцов клиноптиолита в натриевой форме, обработанных гипохлоритом

Na. При этом химически модифицированные адсорбенты в Na форме на порядок более эффективны, чем природные — не модифицированные. Высокое солесодержание ЖРО по другим катионам (K, Ca), а также присутствие в них аммиака и хлора не оказывает существенного влияния на степень очистки.

4. На основе результатов лабораторных исследований в ЕГУ изготвленна опытно-пилотная 4-х колоночная установка для очистки реальных средне- и слабоактивных ЖРО Армянской АЭС. На этой установке исследовались ионообменные свойства природных и модифицированных (Na-форма) клиноптиолитов Ноемберянского месторождения (участок Нор Кохб). Установлено, что химически модифицированный цеолит в Na-форме на 5—7 порядка более эффективнее, чем природный. В целом содержание радионуклидов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{134}\text{Cs}$  в ЖРО после очистки снижается до 2500 раз и достигается уменьшение объема ЖРО в зависимости от солесодержания в среднем от 500 до 600 раз.

5. Для очистки 1000 литров (1 тн) низкоактивных сточных вод при солеобразовании до 100 гр/л необходимо примерно 5—8 кг сорбента, а при среднеактивных стоках — 15—20 кг сорбента.

В отношении очистки изотопов Mn<sup>54</sup> и Co<sup>60</sup> цеолит Na-формы оказался не эффективным и необходимо изготовить для очистки этих изотопов другую форму цеолита.

Таким образом, на основе проведенных исследований приходим к выводу, что наиболее перспективными для дальнейшего применения в целях геэкологии — для очистки ЖРО ААЭС являются цеолитолиты участка Нор Кохб Ноемберянского месторождения.

# **ФАЦИАЛЬНОЕ И ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНАХ РЕК ИЖМЫ И ВЫЧЕГДЫ**

Ю. В. Голубева, М. Н. Буравская

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*bratushchak@geo.komisc.ru, buravskaya@geo.komisc.ru*

---

Исследование голоценовых отложений проводилось в бассейнах равнинных рек Ижмы и Вычегды, протекающих в различных геолого-геоморфологических и неотектонических условиях, что позволило выявить литологические и минералогические особенности фаций двух рек. Фациальное расчленение проведено на основе классификации аллювиальных отложений, разработанной Е. В. Шанцером [11]. Согласно этой классификации, аллювиальные отложения подразделяют на три крупные группы фаций: русловую, пойменную и старичную, отражающие различные гидродинамические условия седиментации. На основе данных спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования воссозданы растительный покров и условия местообитания произраставших в долине реки растений. Выделенные палинозоны позволили расчленить аллювиальную толщу на аллередский, средне- и позднедриасовый периоды позднеледникового и на позднее пре boreальный — субатлантический периоды голоцена.

Фация руслового аллювия подразделяется на две субфации: пристрежневую и прирусловой отмели. Состав русловой фации указывает на скоростной режим реки. В долине р. Ижмы русловые осадки более грубые по сравнению с отложениями р. Вычегды, так как их формирование происходило при наибольшем скоростном потоке в условиях активных неотектонических обстановок [2, 3]. Русловой аллювий р. Вычегды откладывался в стабильной тектонической обстановке и при наименьших скоростях речного потока.

Русловые пески обычно перекрываются пойменным аллювием. В условиях ограниченного развития поймообразующих процессов в долине верхнего и среднего течения р. Ижмы в связи с преобладанием донной эрозионной деятельности пойма вытянута вдоль реки в виде узких полос, незначительных по мощности. Дробного субфациального расчленения поймы провести не удалось.

В условиях свободного развития русловых деформаций формирование поймы на р. Вычегде происходит в результате развития излучин за счет размыва крутых берегов, намыва материала на противоположный пологий берег и образования побочней, огибающих выпуклые берега излучин [10].

В строении пойменных отложений выделены три субфации: прирусовых валов, приречной поймы и внутренней поймы. Отложения субфации прирусовых валов рассматриваются как переходные между русловой и пойменной фациями аллювия. К субфации приречной поймы отнесены осадки, характеризующиеся сезонным чередованием более светлых (песчаных) и более темных (глинистых) прослоев ритмичного характера, сформированных во время половодья и последующего спада уровня воды. Субфация внутренней поймы свойственна участкам поймы, удаленным от действующего русла реки, где осадконакопление протекает при наименьших скоростях потока, содержащего только тонкие частицы.

Таким образом, отложения пойменной фации р. Ижмы отличаются маломощными накоплениями с отсутствием четко выраженных переходов между субфациями по сравнению с отложениями поймы р. Вычегды. Мощность пойменной фации р. Вычегды варьирует от 3 до 5 м, а русловой от 0.5 до 1 м. В бассейне р. Ижмы соотношение мощностей русловой и пойменной фации сдвинуто в сторону первой: мощность русловой фации составляет 2.5–4.8 м, мощность пойменной — до 3 м. Эти показатели говорят о характере тектонических движений.

Осадконакопление старицкой фации р. Ижмы происходит в условиях замкнутого водоема отделившихся полупроток при дроблении русла реки. В долине р. Вычегды формирование старицких отложений протекает в озерах-старицах, образованных через развитие меандра, и заканчивается прорывом его шейки. Строение и состав старицкой фации рассматриваемых рек сходно, выделены озерно-речная и озерно-болотная субфации отвечающие основным стадиям развития стариц.

Минеральный состав аллювиальных отложений показал, что выход тяжелой фракции их на р. Ижме выше, чем в долине р. Вычегды [2]. Это связано с обогащением тяжелыми минералами аллювия при размыве коренных пород в результате донной эрозии. В долине Вычегды происходит переотложение ранее сформированных аллювиальных осадков, поэтому количество тяжелых минералов ниже.

Ведущими минералами тяжелой фракции основных фаций речных отложений являются минералы группы граната, эпидота, амфиболя, ильменита, унаследованные от гляциальных отложений плейстоцена. Минеральный состав вычегодской морены отличается максимальным содержанием минералов Фенноскандинавии — гранатов и амфиболов [1]. Высокие концентрации минералов группы эпидота и ильменита характерны для отложений печорского ледникового горизонта. Таким образом, основными источниками питания аллювия тяжелыми минералами на р. Ижме являлись отложения печорского горизонта, а на Вычегде — вычегодского.

ПалиноСтратиграфическое расчленение голоценовых отложений по данным палинологического анализа и результатам радиоуглеродного

датирования проведено для озерно-болотной субфации. В долине Ижмы осадки изученных разрезов расчленены на атлантический и суб boreальный периоды [6]. В рамках атлантического периода выделена одна фаза (АТ-3), а суб boreальный период подразделен на три фазы (SB-1, SB-2, SB-3).

Исследованные пыльцевые спектры на юге территории отражают историю растительности в течение среднедриасового (стадиальная эпоха) и аллередского (межстадиальная эпоха) периодов позднеледниково-вья, а также на протяжении позднепребореального-субатлантического периодов послеледниково-вья [7, 8, 12].

В среднем дриасе (11800—12300 лет назад) господствовал перигляциальный ландшафт с полынно-маревыми и злаковыми сообществами и тундровыми группировками из карликовой берески, очень разреженными участками березовых и еловых лесов.

С аллередом (11000—11800 лет назад) связано увеличение площади распространения островных лесов и участия ели в их составе.

Пребореальный период (9300—10300 лет назад) характеризуется двухфазным развитием растительности. В первой половине периода (РВ-1) происходило массовое распространение лесных формаций, сначала в современной подзоне средней тайги (бассейн Вычегды), затем в северных районах (бассейн Печоры). В долине Вычегды господствовали сосновые леса с участием ели и берески. Во второй половине периода (РВ-2) частично восстановился перигляциальный комплекс растительности и сократилась роль лесных формаций, которые вытеснялись зарослями из кустарниковых бересек и полынно-маревых группировок.

Бореальный период (8000—9300 лет назад). В начале периода на юге, в бассейне р. Вычегды, произрастали таежные еловые леса, появились широколиственные породы (вяз, липа, лещина). В северных районах преобладали северотаежные еловые и бересковые леса [9]. Во второй половине периода в современной подзоне средней тайги получили развитие северотаежные и среднетаежные елово-бересковые леса с участием сосны.

Атлантический период (4600—8000 лет назад). Начало периода в современной подзоне средней тайги характеризуется широким развитием еловых лесов с сосной, береской и широколиственными породами (темнохвойных лесов среднетаежного типа). В современной подзоне северной тайги бересковые леса сменились еловыми лесами с береской и единично встречавшимися широколиственными [9]. В середине атлантического периода в бассейне Вычегды в составе лесов увеличилась роль бересняков за счет сокращения еловых лесов, уменьшилось участие широколиственных пород [4, 5]. В конце периода на юге еловые леса сменились южнотаежными (сосна, ель с участием пихты и берески). Заметное распространение получили широколиственные породы (дуб, вяз, орешник; рис. пыльца).

Суб boreальный период (2500—4600 лет назад) характеризуется трехфазным развитием растительности. В начале периода в южных районах республики (р. Вычегда, оз. Синдорское) произрастали березово-еловые леса, из состава которых постепенно исчезали широколиственные породы. Роль еловых лесов сократилась. Севернее 64° с. ш. (р. Ижма;  $4440 \pm 40$  лет назад, ИГ РАН № 2751) были развиты елово-березовые леса с примесью сосны, кустарников ольхи и ивы. Постепенно из видового состава исчезли пихта и широколиственные породы, что было обусловлено похолоданием [6]. В середине суб boreального периода преобладали еловые леса с заметной долей сосны и березы. В древостое присутствовали пихта, ольха, широколиственные породы (липа, вяз, дуб и лещина, содержание пыльцы которых в сумме достигало 6 %). В конце суб boreала ( $2500 \pm 30$  лет назад, ИГ РАН № 2749) на данной территории в составе лесов резко сократилось участие широколиственных пород и увеличилась роль сосны.

Граница между SB и SA проведена на уровне исчезновения в спектрах пыльцы широколиственных пород.

Субатлантический период (2500 лет назад—по настоящее время) характеризуется трехфазным развитием растительности. В начале периода (SA-1) в древостое сократилась доля ели и возросла роль сосняков и березняков. В середине периода (SA-2) получили развитие темнохвойные леса. В конце периода (SA-3) последовало увеличение в составе древостоя роли березы.

## Литература

1. Андреичева Л. Н. Основные морены европейского северо-востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.
2. Буравская М. Н. Литолого-фацевальная характеристика современного аллювия Тимана и Притиманья (на примере рек Ижмы и Вычегды) // Литосфера, 2009. № 6. С. 117—132.
3. Буравская М. Н. Строение и формирование современного аллювия рек Ижмы и Вычегды: Автореф. дис. .... канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 2011, 23 с.
4. Голубева Ю. В. Палинологические исследования болот Синдорского геоархеологического микрорайона // Каменный век европейского Севера. Сыктывкар, 2007. С. 161—164.
5. Голубева Ю. В. Климат и растительность голоценена на территории Республики Коми // Литосфера. 2008. № 2. С. 124—132.
6. Голубева Ю. В., Буравская М. Н. Расчленение голоценовых отложений в среднем течении реки Ижмы по результатам комплексного анализа // Палинология: стратиграфия и геоэкология. Сб. научных трудов XII Всероссийской Палинологической конференции. СПб.: ВНИГРИ, 2008. Т. II. С. 107—109.
7. Голубева Ю. В., Марченко-Вагапова Т. И. Палинологическая характеристика позднеледниковых отложений в разрезе Биостанция, средняя Вычегда: Мат. 19-й научной конференции «Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 26—30.

8. Голубева Ю. В., Зарецкая Н. Е. Ландшафтно-климатические условия в бассейне Средней Вычегды в голоцене (по данным палинологических исследований болота Каля): Мат. XIII Российской палинологической конф. «Проблемы современной палинологии». Т. 2. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 68—71.
9. Марченко Т. И., Дурягина Д. А. Условия формирования голоценовых отложений в бассейнах рек Вычегды и Большой Роговой (по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов). Сыктывкар, 1996. 42 с.
10. Чернов А. В. Речные поймы — их происхождение, развитие и оптимальное использование // Соросовский образовательный журнал. 1999. №12. С. 47—54.
11. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГН АН СССР. Сер. Геол.; Вып. 55. М., 1951. 275 с.
12. Karmanov V. N., Zaretskaya N. E., Panin A. V., Chernov A. V. Reconstruction of local environments of ancient population in a changeable river valley landscape (the Middle Vychegda River, Northern Russia) // Geochronometria 38(2) 2011: 128—137.

# ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ ИЛЬМЕНОРУТИЛА КАК КРИТЕРИЙ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ТИМАНА

О. В. Гракова  
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*ovgrakova@geo.komisc.ru*

При определении условий образования алмазсодержащих терригенных отложений Тимана проблематичного генезиса [7] важна роль отдельных индикаторных минералов. По типоморфным признакам можно выделить специфические условия образования и историю дальнейшего развития минералов [8]. На примере типоморфных особенностей ильменорутила в статье сделана попытка проследить эволюцию отдельного акцессорного минерала в осадочной толще Ильменорутил образуется в месторождениях разных генетических типов и, в зависимости от того с каким конкретным генетическим типом связан, имеет те или иные типоморфные признаки, которые позволяют использовать его для реконструкции условий образования вмещающих пород.

Впервые в регионе ильменорутил был обнаружен И. В. Швецовой в бокситоносных корах выветривания на Среднем Тимане. При его изучении было установлено, что химический состав ильменорутила непостоянен, пределы колебаний основных компонентов весьма значительны, мас. %: FeO — 2.06—8.31; TiO<sub>2</sub> — 66.18—94.29; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 3.56—19.77; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.52—5.61. Наиболее высокие концентрации ниobia и ванадия в породах субстрата установлены в ильменорутилах из маломощных прожилков, ассоциирующих с колумбитом и гнездовидных скоплениях с редкой примесью пирохлора и хлорита [3]. А. Б. Макеевым и В. А. Дударом был исследован состав ильменорутила из среднедевонских гравелитов месторождения Ичетью. Обнаружено, что он имеет переменный состав ( $Fe_xTi_{3-3x}Nb_{2x}O_6$ ): FeO — 2.63—7.75; TiO<sub>2</sub> — 68.90—89.40; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 7.96—23.33; MnO и Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — от сл. до 0.02 % [4].

В алмазсодержащих породах Южного Тимана ильменорутил установлен нами впервые. На юге Тимана алмазсодержащие среднедевонские отложения представлены асыввожской свитой (D<sub>2-3</sub>as). Нижняя часть свиты мощностью 5.5 м вскрыта на восточной стенке щебеночного карьера Асыввож в северо-западной части возвышенности Джеджимпарма. Здесь свита сложена песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и глин. Рассматриваемые породы залегают на песчаниках джеджимской свиты верхнего рифея и перекрываются четвертичными отложениями. Объектом исследования послужили ильменорутилы, выделенные из гравелита, сложенного преимущественно кварцевым гравием средней окатанности в мелкозернистом песчаном заполнителе.

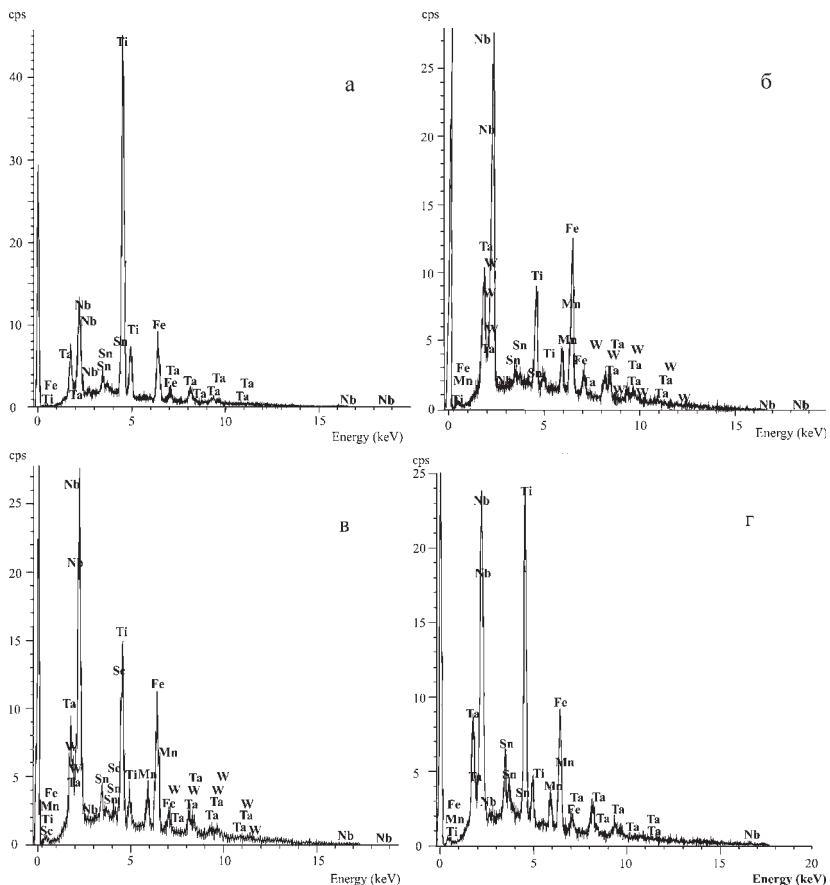
В разрезе асыввожской свиты породообразующими минералами песчаников являются кварц, полевой шпат, альбит, хлорит и серицит. Анализ шлихов показал, что акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, рутилом, ильменитом, tantalитом, корундом, лейкоксеном, анатазом, брукитом, монацитом, ксенотитом, ильменорутилом, турмалином, ставролитом, эпидотом, амфиболом, пиритом, лимонитом, глауконитом, лазулитом, самородной медью [1].

Изучение зерен ильменорутила проводилось в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM—6400, оснащенном энергодисперсионной приставкой Link ISIS-300 (аналитик В. Н. Филиппов). Выяснилось, что основными компонентами минерала являются ниобий, tantal, титан и железо, присутствуют следующие элементы-примеси: вольфрам, ванадий, олово, марганец и скандий (табл. 1). Общий вид рентгеновских спектров составов ильменорутила представлен на рисунке. Согласно полученным данным можно сделать вывод о том, что мы имеем дело с продуктами распада ильменорутила. Первичный состав минерала (см. рисунок, а), отмечается в неизмененных светло-серых зонах на поверхности минерала (табл. 1, анализы 1—2); кристаллохимическая формула  $(\text{Ti}_{0.74}\text{Fe}_{0.09}\text{Nb}_{0.08}\text{Sn}_{0.04}\text{Ta}_{0.03}\text{V}_{0.01})\text{O}_2$ . В процессе распада ильменорутила происходит выделение рутила (табл. 1, анализы 5—6). На поверх-

Таблица 1  
Химический состав ильменорутила асыввожской свиты  
Южного Тимана, мас. %

Номер анализа	Компоненты								
	TiO <sub>2</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	SnO <sub>2</sub>	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	WO <sub>3</sub>
1	49.52	19.32	12.71	13.56	0.88	—	4.01	—	—
2	49.92	19.46	12.7	13.03	0.87	—	4.02	—	—
3	53.5	17.52	14.21	11.4	1.41	—	1.96	—	—
4	55.96	15.45	14.77	11.39	0.83	—	1.6	—	—
5	85.95	4.91	3.37	4.11	0.77	—	0.89	—	—
6	90.24	3.83	2.23	2.49	1.14	—	0.07	—	—
7	24.06	36.66	15.35	11.63	0.47	2.8	9.03	—	—
8	26.99	39.84	6.29	13.19	0.52	3.18	9.99	—	—
9	15.62	4.16	3.99	2.82	0.1	—	73.31	—	—
10	15.19	13.4	7.75	4.99	—	0.82	57.19	—	0.66
11	7.55	3.16	3.63	1.8	—	0.17	83.04	—	0.65
12	15.02	42.67	9.3	15.11	0.5	3.73	3.8	0.73	9.14
13	19.32	40.84	9.42	14.37	—	3.65	1.93	0.11	10.36
14	13.19	45.51	9.7	16.76	—	3.43	2.32	—	9.09
15	27.79	31.49	10.44	13.87	0.38	2.26	2.35	—	11.42
16	8.44	46.14	8.86	17.94	—	3.66	2.57	—	12.39
17	14.01	47.17	8.95	15.56	—	3.37	2.29	—	8.65

**Примечания.** Пояснения в тексте.



Рентгеновские спектры составов ильменорутила из пород асыввожской свиты.  
а — первичный состав минерала, в—г — ниобийсодержащие включения на поверхности  
минерала

ности зерна выделяются оловосодержащие — яркие светло-серые (табл. 1, анализы 9—11) и ниобийсодержащие — серые (табл. 1, анализы 7,8,12—17) негомогенные бесформенные включения (рисунок, в—г), которые, как правило, встречаются совместно и между ними не наблюдается четких границ [2].

Выявленная картина распада ильменорутила может быть связана с перемещением минерала из коренного источника в алмазсодержащие россыпи, когда химический состав устойчивого в гипергенезе ильменорутила очищается от примесей (Nb, Sn) за счет избирательного растворения или механического удаления [9].

Типоморфны парагенные ассоциации и химический состав ильменорутила, в частности соотношения главных минералообразующих

компонентов  $(Nb_2O_5 + Ta_2O_5)/TiO_2$ ;  $Ta_2O_5/Nb_2O_5$ , по которым можно различать минералы из различных типов месторождений. Также типоморфную роль играет примесь ванадия и олова [8]. Полученные геохимические данные (табл. 2) свидетельствуют о том, что в породах асыввожской свиты присутствуют ильменорутилы, характерные для гранитных пегматитов, величина соотношения  $(Nb_2O_5 + Ta_2O_5)/TiO_2$  в которых меняется от 0.04 до 1. По  $Ta_2O_5/Nb_2O_5$  отношению их можно отнести к ильменорутилам берилил-колумбитовых альбитизированных гранитных пегматитов.

*Таблица 2*  
**Индикаторные отношения главных компонентов первичного состава  
ильменорутила из пород асыввожской свиты**

Отношения Ta, Nb, Ti	1*	2	3	4
$(Nb_2O_5 + Ta_2O_5)/TiO_2$	0.65	0.64	0.59	0.54
$Ta_2O_5/Nb_2O_5$	0.66	0.65	0.81	0.96

\*Номер анализа, пояснения в тексте.

Содержание элементов-примесей в минералах группы ильменорутила также зависит от их генезиса. Так, ильменорутилы из карбонатитов характеризуются повышенным содержанием V ( $V_2O_5$  до 5 мас. % – ванадиевый ильменорутил), ильменорутилы из пегматитов и гранитов содержат Sn [8]. Наиболее высокие концентрации ванадия также были установлены в ильменорутилах из полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане [3]. Микрозондовый анализ ильменорутила из среднедевонских отложений асыввожской свиты показал, что содержание в них  $V_2O_5$  достигает 1.41 мас. %, а содержание  $SnO_2$  – 4.02 мас. %, а также происходит выделение оловосодержащих образований (с содержанием  $SnO_2$  до 83.04 мас. %).

По химическому составу ильменорутил с высоким содержанием ниобия близок к ильменорутилам, установленным Д. Н. Литошко в протолочках из кварц-мусковитовых грейзенов с эпидотом и берилилом на Малопатокском проявлении (Принойский Урал), мас. %:  $FeO$  7.56;  $MnO$  0.15;  $CaO$  0.03;  $Nb_2O_5$  46.64;  $Ta_2O_5$  1.51;  $WO_3$  0.15;  $SnO_2$  1.21;  $TiO_2$  70.71; кристаллохимическая формула  $(Ti_{0.75}Nb_{0.15}Fe_{0.09}Sn_{0.01})O_2$  [5]. Образование вольфрамоносного рутила связано с поздними гидротермальными растворами и формированием вольфрамоносных жил с золотом [6]. Повышение потенциала Ti может быть связано с его мобилизацией из вмещающих пород при развитии метасоматических процессов [8].

Таким образом, можно сделать вывод о том, что алмазоносные среднедевонские отложения Южного Тимана являются первично осадочными терригенными породами, прошедшими стадию корообразования, сопровождающуюся метасоматическими преобразованиями. По типоморфным парагенным ассоциациям и химическому составу ильмено-

рутила можно предполагать его принадлежность к редкометальным гранитоидам и, возможно, карбонатитам.

*Автор выражает благодарность А. М. Пыстину, Ю. И. Пыстиной, Н. В. Повонской, В. Н. Филиппову и Н. Ю. Никуловой за помощь и ценные советы.*

## Литература

1. Гракова О. В. Минералогическая характеристика алмазоносных терригенных отложений асыввожской свиты Южного Тимана // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 35–38.
2. Гракова О. В. Аксессорный ильменорутил из алмазсодержащих среднедевонских пород Южного Тимана // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 10. С. 11–13.
3. Лихачев В. В. Редкометальность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Коми научный центр УрО Российской академии наук. Сыктывкар, 1993. 224 с.
4. Макеев А. Б., Дудар В. А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
5. Минералогия Урала. Оксиды и гидрооксиды. В 2 ч. Ч. 1. Миасс—Екатеринбург, 2000. 311 с.
6. Осовецкий Б. М. Типохимизм шлиховых минералов: Справочник. Пермь: Изд-во Перм. Ун-та, 2001. 244 с.
7. Рыбальченко А. Я., Рыбальченко Т. М., Силаев В. И. Комментарии к некоторым традиционным заблуждениям в генетических оценках алмазных месторождений уральского типа // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар. 2010. № 6. С. 92–113. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН. Вып. 127).
8. Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л. В. Чернышевой. М.: Недра, 1989. 560 с.
9. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

# **ВОЗМОЖНОЕ ОТРАЖЕНИЕ СОБЫТИЙ ANNULATA И DASBERG В ВЕРХНедевонских отложениях пай-Хоя, Р. СИЛОВА**

Д. А. Груздев<sup>1</sup>, Д. Б. Соболев<sup>1</sup>, А. В. Журавлев<sup>2</sup>

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; ВНИГРИ, Санкт-Петербург  
*gruzdev@geo.komisc.ru*

---

В ходе проведения комплексных полевых работ в среднем течении р. Силова были описаны верхнедевонские карбонатные отложения, слагающие северо-восточное крыло Ховратывисской антиклинали. Здесь в правом борту долины безымянного ручья (правый приток р. Силовой в 1.5 км выше устья р. Буредакью наблюдается почти непрерывный карбонатный разрез частей средне- и верхнего фаменского подъярусов. Приводимая ниже верхняя часть изученного разреза состоит из четырех литологических пачек (снизу вверх) (рис. 1): известняковой с микрослоистой текстурой пород в верхней части (неполная мощность 10.5 м); известняковой с характерной псевдоконгломератовой текстурой (мощность 8 м); известняковой с единичным линзовидным прослойем органогенно-обломочных известняков (мощность 9 м); известняковой с прослойями и конкрециями кремней (неполная мощность 7.5 м). Для всего разреза характерны существенные тектонические преобразования и вторичные изменения (стиполитизация, доломитизация, окремнение, кливаж).

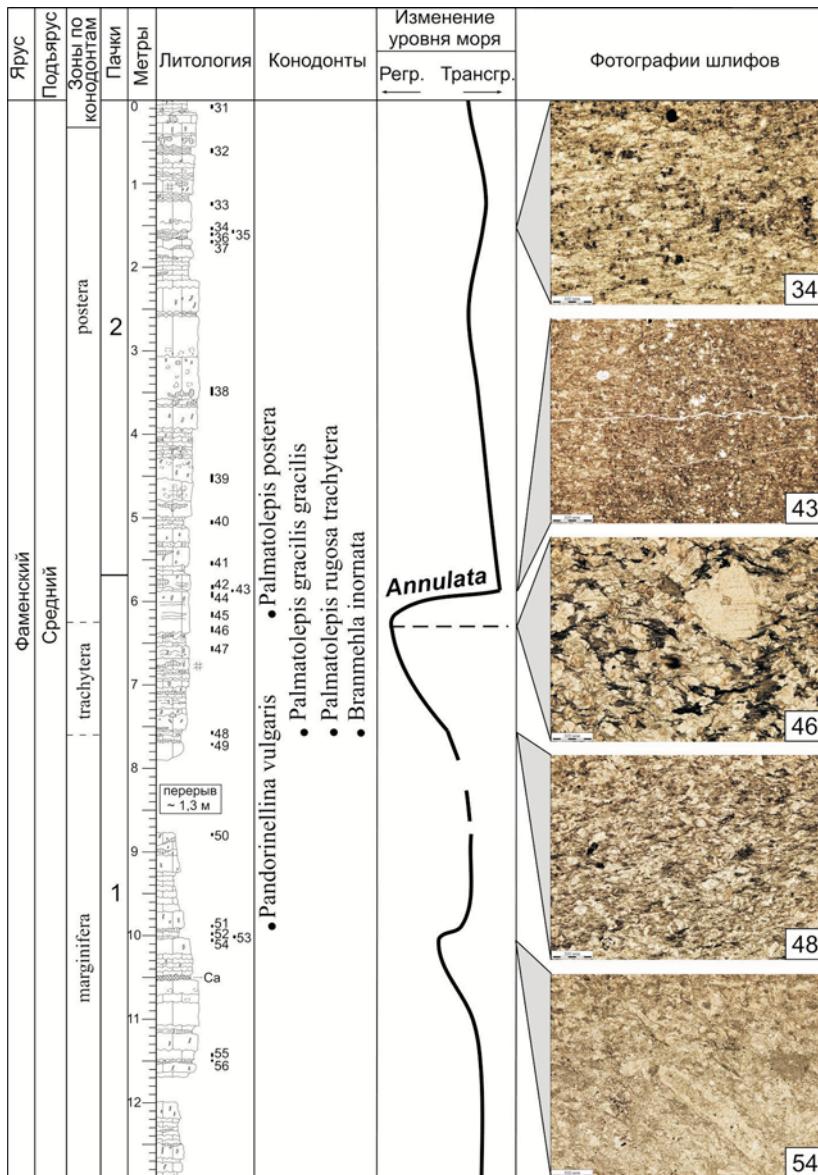
Проведенный микрофаунистический анализ всех четырех пачек выявил комплекс конодонтов, который позволил достаточно определенно установить положение большей части изученного разреза по отношению к «стандартной» зональной шкале (рис. 1, 2).

В результате литологического анализа была построена кривая относительных изменений уровня моря, отражающая динамику осадконакопления в среднем и позднем фамене, которая позволила установить два регressiveско-трангрессивных уровня.

Резкая литологическая смена на этих уровнях в разрезе совпадает или близка к рубежам конодонтовых зон: границе зон *trachytera-postera*, проводимой в верхах первой пачки и верхней части зоны *postera* (граница между третьей и четвертой пачками). Можно предположить, что наблюдаемые здесь кратковременные флуктуации уровня моря начавшиеся с кратковременной регрессии и последующей трангрессии являются отражением событий annulata и dasberg.

## **Литература**

1. Korn D. The mid-Famennian ammonoid succession in the Rhenish Mountains: the «annulata Event» reconsidered // Geological Quarterly, 48 (3): 245—252, 2004. Warszawa.
2. Becker R. T., Hartenfels S. The Dasberg event in the Rhenish massive, Carnic Alps, and anti-Atlas (Tafilalt, Maider) — implications for Famennian eustatics and chronostratigraphy. Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter No 23, 2008.



**Рис. 1.** Разрез среднефаменского подъяруса, р. Силова

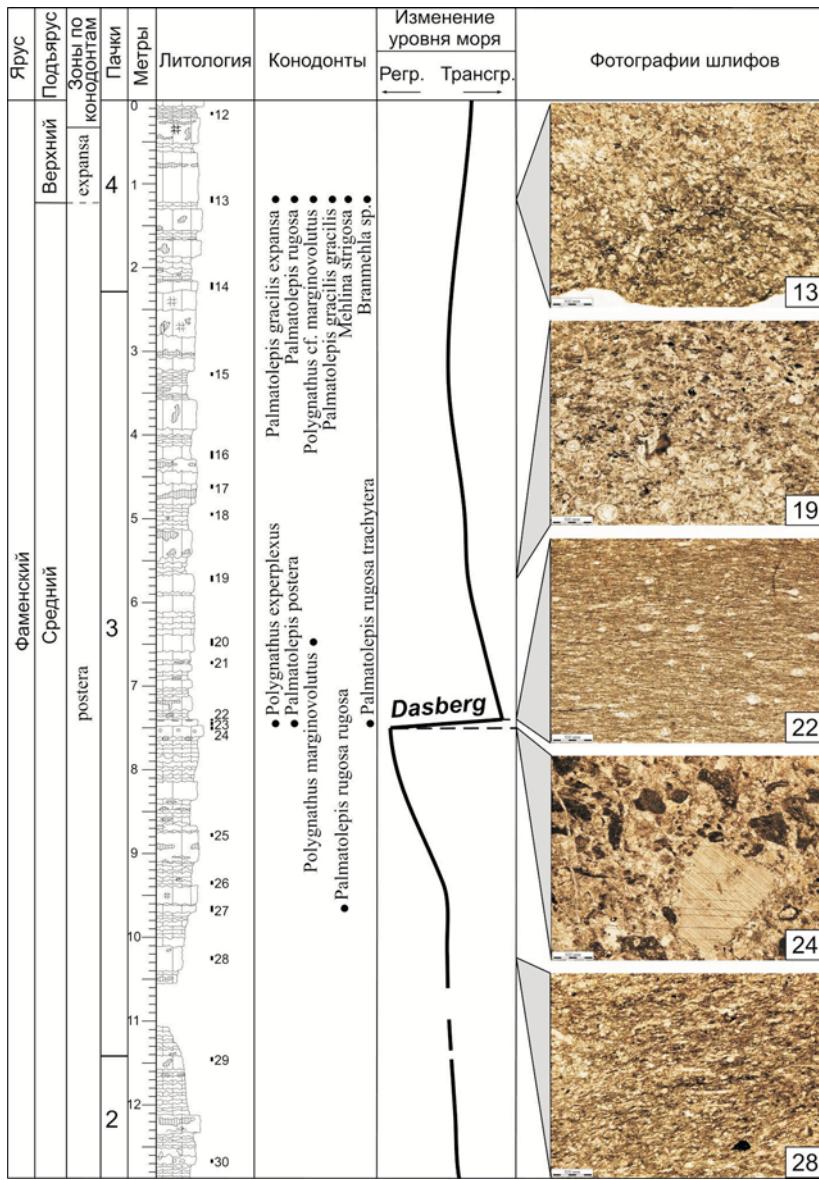


Рис. 2. Разрез средне-верхнефаменского подъяруса, р. Силова

# КЛИНОПИРОКСЕН ИЗ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ПОРОД СИНОТВОЖСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

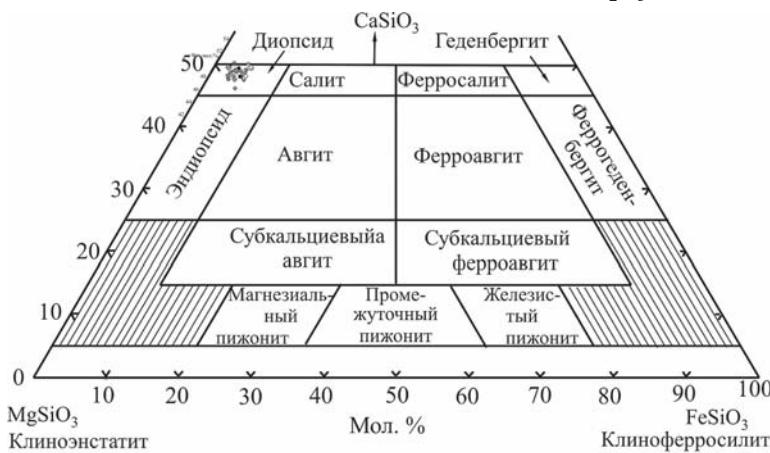
П. С. Елфимов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

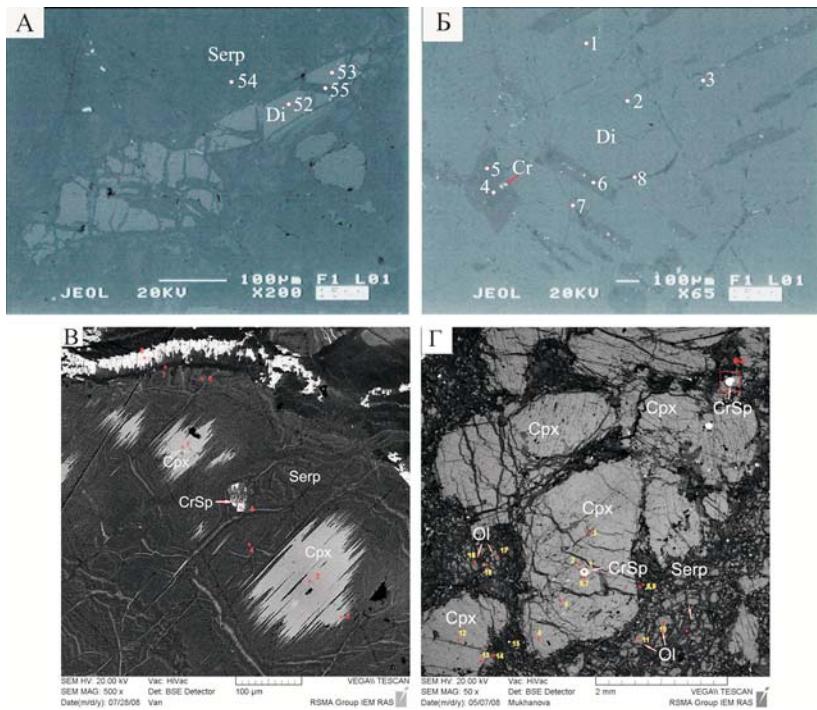
*ElfimovPetr\_777@mail.com*

Клинопироксен распространен в ультрамафических породах Синотвожского массива крайне неравномерно. Он встречается в виде редких зерен в аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинах, является поронообразующим минералом серпентинизированных лерцолитов и оливиновых вебстеритов, а также преобладает в оливиновых клинопироксенитах. Сохранность его в измененных породах достаточно хорошая. По известной рациональной номенклатуре (Дир и др., 1965) клинопироксены из ультрамафитов Синотвожского массива следует отнести преимущественно к диопсиду (рис. 1).

**Синотвожский массив.** В аподунитовых серпентинитах клинопироксен встречается редко. Его мелкие (до 0.2 мм) идиомофные удлиненно-призматические зерна трудно обнаружить с помощью оптического микроскопа, но при микрозондовом анализе видно, что они расположены в серпентине и практически не изменены, за исключением развития серпентина по трещинам (рис. 2, А). По составу соответствуют низкожелезистому ( $f7-8$ ) и низкоглиноземистому ( $\text{Al}_2\text{O}_3 0.86-0.87 \%$ )



**Рис. 1.** Химический состав пироксенов в координатах содержаний атомов Ca, Mg и (FeI+FeII+Mn). Для общего представления на диаграмме нанесены фигурационные точки составов ультрамафических пород Синотвожского массива, которые попали в поля диопсидов



**Рис. 2.** Минералы из серпентинитов Синотвожского массива.

А — Минералы из аподунитовых серпентинитов Синотвожского массива (обр. 457803, изображения в обратно-рассеянных электронах). Диопсид идеоморфный, удлиненно-призматический (52, 53), рядом второе зерно с двумя системами спайности под прямым углом. Серпентин (54) в окружении диопсида, серпентин по трещинам (55) в кристалле диопсида.

Б — Минералы из серпентинизированных оливиновых вебстеритов Синотвожского массива (обр. 457708, изображения в обратно-рассеянных электронах). Диопсид (1—3) с включениями хрома, тремолит (4—6), хлорит (7, 8).

В — Минералы из апогарцбургитовых серпентинитов Синотвожского массива (Обр. 456201, изображения в обратно-рассеянных электронах). Реликты зерен слабохромистого клинопироксена (1, 2—3) в серпентине (4, 6) в ассоциации с реликтовым (?) зерном хромшипнели (5) между прожилками магнетита (8) и серпентина (7).

Г — Минералы из серпентинизированных лерцолитов Синотвожского массива. (Обр. 458803, изображения в обратно-рассеянных электронах). Клинопироксен (2—4) с включением незонального зерна хромшипнели (1), мелкие включения хромсодержащего хлорита (7) и амфиболов (5, 6) с мельчайшими зернами хромшипнели и хроммагнетита в каемочках, включения мелких сульфидов железа и пентландита. Основная ткань серпентиновая (8, 9), с реликтами оливина (10, 11), окруженными магнетитовыми оторочками. Клинопироксен (12—13) с амфиболовой оторочкой (14) шириной до 50—100 мкм. Зерно хромшипнели из основной ткани (15) размером около 20 мкм. Реликт оливина размером около 1 мм, раздробленный, (16—17) и хромшипнель в нем (18) с очень мелким выделением халькопирита

диопсиду, не содержащему Cr, Ti, Na (см. таблицу). Небольшие концентрации MnO (0.05—0.11 %) — ниже ошибки обнаружения.

В апогарцбургитовых серпентинитах клинопироксен встречается в виде реликтов размером до 0.5 мм, сохранившихся в центре ксеноморфных зерен размером до 3 мм, замещенных алюминийсодержащим серпентином и расположенных между зернами серпентинизированного оливина (рис. 2, В). По химическому составу относится к низкожелезистому ( $f$  10—13) диопсиду. Отмечается слабый рост магнезиальности в краях зерен. Характерны повышенные по сравнению с диопсидами из других гипербазитов как Олыся-Мусюрского, так и Синотвожского массивов, содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4.03—4.43 %) и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.60—1.03 %) (рис. 3), слабо уменьшающиеся к краям зерен (табл. 1). По концентрациям  $\text{TiO}_2$  (0.14—0.41 %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.04—0.44 %), MnO (до 0.26 %),  $\text{V}_2\text{O}_5$  (до 0.14 %), NiO (до 0.15 %), ZnO (до 0.22 %) рассматриваемые диопсиды сопоставимы с диопсидами других пород.

В серпентинизированных лерцолитах клинопироксен представлен трещиноватыми субпризматическими зернами, с крайне неровными занозистыми или ступенчатыми и чаще всего трудно прослеживаемыми ограничениями, ксеноморфными кристаллами, имеющими размеры от 0.1 до 1.6 мм. Минерал бесцветен, с высоким рельефом. Угол погасания  $c$ :  $\text{Ng} = 45^\circ$ .  $\Delta = 0.022$ . По оптическим свойствам соответствует диопсиду-авгиту. Содержит редкие пойкилитовые включения серпентинизированного оливина.

При исследовании на электронном микроскопе видно, что зерна клинопироксена часто раздроблены (рис. 2, Г). В них присутствуют ламелли амфибola, замещающего, вероятно, выпавший из твердого раствора клино- или ортопироксен. По химическому составу клинопироксен относится к низкожелезистому ( $f$  5—7) диопсиду с более высоким, чем в диопсиде из аподунитовых серпентинитах, но заметно более низким по отношению к клинопироксенам из апогарцбургитовых серпентинитов содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 1.05—1.97 %, слабо уменьшающимся в краях зерен (см. таблицу). Диопсид низкотитанистый ( $\text{TiO}_2$  до 30 %), низкохромистый ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.45—0.84 %), содержит 0.13—0.58 %  $\text{Na}_2\text{O}$  и до 0.27 % MnO. Концентрации  $\text{V}_2\text{O}_5$ , NiO, ZnO повышены только в отдельных зернах — до 0.23, 0.17 и 0.71 % соответственно.

В серпентинизированных оливиновых вебстеритах имеющих пойкилитовую структуру и массивную текстуру, моноклинный пироксен представлен трещиноватыми субпризматическими зёрнами, с крайне неровными занозистыми или ступенчатыми и чаще всего трудно прослеживаемыми ограничениями;  $c$ :  $\text{Ng} = 43^\circ$ . Бесцветный. Размеры от 0.7—16 мм. Спайность совершенная. Пойкилитовые включения в нем представлены не только зёrnами моноклинного пироксена с:  $\text{Ng} = 40^\circ$ , но и идиоморфными зёrnами серпентинизированного оливина иногда вместе с бруцитом (рис. 2, Б).

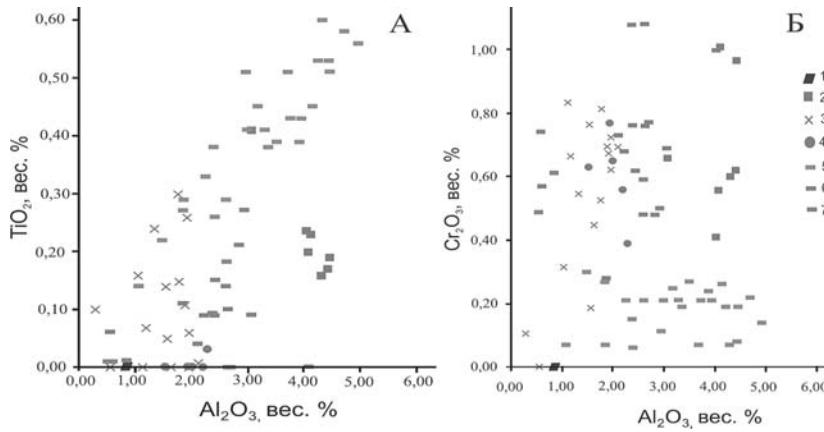
**Химический состав клинопироксенов из ультрабазитов Синотвожского массива, мас. %**

Компо-ненты	Аподунититовые серпентиниты				Алогардбургитовые серпентиниты				Обр. 456201				Серпентинизированные лерцолиты				Обр. 453803			
	т. 52	т. 53	т. 1ц	т. 2н	т. 3к	т. 9ц	т. 10к	т. 16н	т. 41н	т. 2н	т. 4к	т. 3п	т. 12н	т. 13к	т. 22к					
SiO <sub>2</sub>	52.28	53.96	50.58	52.11	51.84	53.09	52.53	51.25	51.52	53.53	53.41	53.08	53.91	53.91	53.55					
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.23	0.20	0.41	0.16	0.24	0.19	0.17	0.30	0.01	0.15	0.26	0.05	0.07					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.87	0.86	4.12	4.09	3.09	4.31	4.03	4.43	4.40	1.76	2.11	1.78	1.92	1.58	1.20					
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	1.01	0.56	0.66	0.60	0.41	0.97	0.62	0.53	0.70	0.82	0.68	0.19	0.67					
FeO	2.09	2.39	3.69	3.32	3.22	4.52	3.99	4.27	4.11	1.87	1.90	2.01	2.22	2.27	1.94					
MnO	0.05	0.11	0.07	0.26	0.15	0.19	0.00	0.04	0.01	0.13	0.27	0.18	0.05	0.16	0.21					
MgO	16.39	16.92	15.72	15.75	16.69	16.09	16.46	16.11	15.49	17.23	17.12	17.18	17.85	17.62						
CaO	23.81	23.56	23.57	23.27	23.21	24.17	24.35	24.21	23.67	22.53	21.54	21.88	22.49	23.43	24.06					
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.04	0.36	0.18	0.42	0.39	0.43	0.44	0.20	0.36	0.17	0.17	0.29						
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	0.06	0.15	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00					
Сумма	95.49	97.80	99.05	100.00	99.45	103.55	102.40	101.98	100.49	98.33	97.97	97.45	99.16	100.32	100.49					
Si	1.99	2.01	1.87	1.90	1.90	1.87	1.87	1.83	1.87	1.98	1.99	1.98	1.98	1.96	1.95					
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00					
Al <sub>IV</sub>	0.01	0.04	0.13	0.10	0.10	0.13	0.13	0.17	0.13	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05				
Al <sub>VI</sub>	0.03	0.00	0.05	0.08	0.03	0.05	0.04	0.02	0.06	0.05	0.08	0.06	0.07	0.03	0.00					
Cr	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02				
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05				
Fe <sup>3+</sup>	0.07	0.07	0.11	0.10	0.10	0.13	0.12	0.00	0.12	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.01				
Mn	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01					
Mg	0.93	0.94	0.86	0.86	0.91	0.85	0.87	0.86	0.84	0.95	0.95	0.95	0.94	0.97	0.96					
Ca	0.97	0.94	0.93	0.91	0.91	0.93	0.93	0.92	0.89	0.86	0.87	0.86	0.89	0.91	0.94					
Na	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02					
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Mg	47.21	46.53	45.21	45.67	47.32	44.56	45.47	44.47	44.49	49.87	50.61	50.37	49.62	49.50	48.77					
Fe	3.55	6.93	6.06	5.82	5.36	7.31	6.18	7.48	6.63	3.25	3.60	3.68	3.78	3.34						
Ca	49.24	46.53	48.73	48.51	47.32	48.13	48.36	48.05	48.88	45.78	46.04	46.70	46.72	47.88						
X(Mg)	0.93	0.87	0.88	0.89	0.90	0.86	0.88	1.00	0.87	0.94	0.93	0.93	0.93	0.93	0.98					

*Окончание таблицы*

Компоненты	Серпентинизированные лерцолиты Обр. 458803										Обр. 457708	Сердечные ол. вебстериты			
	т.33и	т.36и	т.37п.	т.38к.	т.46и.	т.57и.	т.58 и.	т.72и.	т.78 и.	т.79к.					
SiO <sub>2</sub>	53.97	54.10	55.13	54.50	53.97	54.59	53.95	55.32	54.75	54.49	53.03	53.14	54.63	52.45	53.54
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.00	0.10	0.00	0.00	0.24	0.06	0.16	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.55	1.14	0.30	0.57	1.65	1.34	1.97	1.05	1.90	1.96	1.95	2.20	2.00	1.54	2.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	0.84	0.11	0.00	0.45	0.55	0.63	0.32	0.70	0.73	0.77	0.56	0.65	0.63	0.39
FeO	2.44	1.69	1.08	1.75	2.17	2.25	2.63	1.61	2.11	1.83	2.84	3.61	3.54	3.39	3.14
MnO	0.00	0.20	0.12	0.03	0.12	0.15	0.15	0.05	0.05	0.05	0.07	0.13	0.00	0.13	0.16
MgO	17.63	17.99	17.32	17.22	17.92	17.64	17.47	17.98	16.74	17.30	16.35	16.30	17.13	15.18	15.92
CaO	23.92	22.90	24.07	24.45	23.37	23.29	23.60	23.74	22.12	22.76	22.77	23.58	22.93	23.06	23.66
Na <sub>2</sub> O	0.47	0.13	0.23	0.43	0.36	0.58	0.00	0.53	0.58	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.03	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	101.43	99.22	98.51	99.08	100.31	100.49	100.99	101.49	99.11	99.36	97.78	99.52	100.88	96.38	99.12
Si	1.94	1.98	2.03	1.99	1.95	1.97	1.95	1.98	2.01	2.00	1.98	1.95	1.98	2.00	1.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>IV</sub>	0.06	0.02	0.01	0.05	0.03	0.05	0.05	0.02	0.08	0.00	0.02	0.05	0.03	0.00	0.02
Al <sub>VI</sub>	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.00	0.08	0.07	0.05	0.06	0.07	0.08
Cr	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Fe <sup>2+</sup>	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.01	0.05	0.03	0.05	0.07	0.07	0.08	0.05	0.06	0.06	0.06	0.09	0.11	0.11	0.10
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.94	0.98	0.95	0.94	0.97	0.95	0.94	0.96	0.91	0.94	0.91	0.89	0.92	0.86	0.88
Ca	0.92	0.90	0.95	0.96	0.90	0.90	0.92	0.91	0.87	0.89	0.91	0.93	0.89	0.94	0.94
Na	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	48.71	50.65	49.07	48.10	49.77	49.49	48.53	49.89	49.45	49.83	47.64	46.11	47.92	45.03	45.60
Fe	3.78	2.99	1.91	2.79	3.57	3.54	4.33	2.74	3.58	3.04	4.71	5.70	5.73	5.76	5.70
Ca	47.51	46.36	49.03	49.11	46.66	46.98	47.14	47.36	46.98	47.13	47.64	48.19	46.35	49.21	48.70
X(Mg)	0.99	0.94	0.96	0.95	0.93	0.93	0.92	0.95	0.93	0.94	0.91	0.89	0.89	0.89	0.89

**Примечание.** Ц, П, К – точечные замеры в центре, на периферии, в кайме соответственно.



**Рис. 3.** Диаграммы  $\text{TiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$  (А) и  $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$  (Б) для клинопироксенов из ультрамафитов Синотвожского массива.

1 — аподунитовые серпентиниты, 2 — апогарцбургитовые серпентиниты, 3 — серпентинизированные лерцолиты, 4 — серпентинизированные оливиновые вебстериты. Для сравнения нанесены составы из: 5 — оливиновых клинопироксенитов Уктусского массива (Пушкирев, 2000), 6 — гарцбургитов и лерцолитов дунит-гарцбургитового комплекса Войкаро-Сынинского массива (Савельева, 1987), 7 — жил клинопироксенитов, Войкаро-Сынинский массив (Савельева, 1987)

По химическому составу клинопироксен относится к низкожелезистому и низкотитанистому ( $f = 9\text{--}11$ ,  $\text{TiO}_2$  — ниже ошибки обнаружения) диопсиду (см. таблицу). По содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1.54—2.28 %)  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.39—0.77 %) диопсид из этих пород похож на диопсид из серпентинизированных лерцолитов. Отмечаются небольшие концентрации  $\text{MnO}$  (до 0.16 %).

Таким образом, главные особенности клинопироксенов из ультрамафитов Синотвожского массива:

1. Все клинопироксены по составу отвечают диопсидам.
2. В синотвожских гипербазитах диопсид является низкожелезистым ( $f = 5\text{--}13$ ). Диопсиды из аподунитовых серпентинитов и серпентинизированных лерцолитов являются низкоглиноземистыми: ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.86—0.87 и 1.05—1.97 % соответственно).
3. Диопсид в апогарцбургитовых серпентинитах отличается повышенными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4.03—4.43 %) и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.60—1.03 %), слабо уменьшающиеся к краям зерен.

### Литература

1. Минералы. Справочник. Сложные окислы, титаниты, ниобаты, танталаты, антимонаты, гидроокислы. Академия наук СССР институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Наука, 1967. Т. 2. Вып. 3.
2. Пушкирев Е. В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000.

# ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ АЛМАЗОНОСНОСТИ НА ТИМАНЕ

О. В. Ершова

УГГТУ, Ухта

*omiga03@mail.ru*

---

История изучения алмазоносности Тимана охватывает уже почти полвека. Можно выделить три главных этапа бурного развития поисковых работ и медленного затухания интереса, а вместе с тем и всего поискового направления на алмазы [3].

*Первый, начальный этап* изучения собственно алмазоносности Тимана начался в 1954 г. с обобщения всех имевшихся геологических материалов, связанных с этой проблемой, выполненного Г. В. Матвеевой и А. В. Поздняковым.

Но самые первые сведения об алмазах Тимана были получены, как отмечает Н. П. Юшкин [5], в начале XX века Ионой Поповым, который в 1904—1906 гг. сообщил о находках мелких алмазов в современных аллювиальных отложениях р. Мезенской Пижмы.

Все имевшиеся к середине XX века материалы и оценки явились основанием для начала собственно поисковых работ на современные россыпи алмазов, которые проводили М. А. Апенко, С. А. Годован, В. И. Горский-Кручинин, М. И. Осадчук, М. И. Плотникова и др. исследователи. Результатом таких работ стало обнаружение семи мелких кристаллов алмазов в аллювии рр. Цильмы, Мезенской и Печорской Пижмы, что позволило говорить о перспективности Среднего Тимана на современные россыпи алмазов. В те же годы удалось обнаружить мелкие алмазы в современном аллювии рек Северного Тимана. Уже на первом этапе предпринимались попытки выявить коренные источники алмазов.

На Среднем Тимане (Четласский Камень) в это время при поисках редкометально-редкоземельных элементов были выявлены биотитовые пикриты и эруптивные брекчии.

Однако к 1965—67 гг. решением Министерства геологии страны алмазное направление поисков на Тимане было закрыто. К сожалению, на этом этапе не было проведено крупнообъемного опробования среднедевонских терригенных пород, а высказанные предположения о них, как вторичных коллекторах, остались непроверенными.

*Второй этап* активизации поисковых работ на алмазы в пределах Среднего Тимана непосредственно связан с разворотом работ на латеритные бокситы. Детальное изучение строения территории стало возможным благодаря привлечению широкого комплекса геофизических исследований для оценки перспектив этой части Тимана. Был выявлен ряд локальных магнитных аномалий изометрической формы, похожих на аномалии, отражающие положение трубчатых тел. В 1976 г. на од-

ной из таких аномалий была пробурена скважина, вскрывшая первое трубчатое тело (Умбинскую трубку), сложенное кимберлитовой туфобрекчиеи. Несколько позже в этом же районе установили ещё две трубы: Средненскую и Водораздельную. Во всех этих телах были выявлены минералы-спутники алмазов: пиропы, хромшпинелиды и хромдиопсиды, а в породах Умбинской трубы, кроме того, был обнаружен мелкий осколок алмаза. Большинство геологов (Н. А. Айбабин, Л. П. Бакулина, В. А. Дудар и др.) считают эти породы кимберлитами, Б. А. Мальков [2] считает их альнёйтами, беспersпективными на алмазы, так как в их составе отсутствуют высокохромистые минералы.

В 1977—78 гг. В. А. Дударом и Л. П. Дудар (Бакулиной) в северной части Среднего Тимана, в бассейне р. Цильмы проводились поисковые работы на алмазы, на основании которых были выделены перспективные участки для проведения поисковых работ, но осуществить их там не удалось [3].

В 1978 г. в составе Ухтинской ГРЭ была создана специализированная Пижемская поисковая партия. В результате проведенных работ было обнаружено четыре алмаза в современном аллювии рр. Умбы, Печорской Пижмы и Средней общим весом 89.2 карата, многочисленные минералы-спутники алмазов: хромдиопсиды и высокохромистые пиропы.

В 1981 году впервые была отобрана крупнообъёмная пробы из среднедевонских отложений — предполагаемых промежуточных коллекторов алмазов. Однако обогатить эту пробу удалось только в 1984 г. В. А. Дудару. Результатом оказалось установление первых алмазов в среднедевонских отложениях и открытие россыпи Ичетью. Золотоносность этих отложений была установлена ещё в 1942—1948 гг. А. А. Черновым и подтверждена в 1983—84 гг. П. П. Битковым и В. А. Савельевым.

Обнаружение алмазов и установление кимберлитовых трубок с минералами-спутниками алмазов вызвало новое резкое расширение работ алмазного направления. В 1984 году была разработана «Программа геолого-поисковых работ на алмазы в Коми АССР на 1984—85 гг.», а в 1985 г. В. М. Пачуковским с соавторами было завершено составление отчёта по оценке перспектив алмазоносности Среднего Тимана. Были обобщены материалы по этой проблеме, выделены минеральные ассоциации для наиболее интересных литологических и стратиграфических толщ и предварительно намечены перспективные площади на поиски коренных и россыпных месторождений алмазов. Однако отсутствие высококвалифицированных специалистов-литологов в составе группы не позволило дать убедительное палеогеографическое обоснование для выделения перспективных участков на коренные и россыпные месторождения.

В начале 1990-х гг. на базе Ухтинской ГРЭ были созданы небольшие акционерные компании, взявшие на себя проведение работ по уз-

ким направлениям — «Терра-2», позже получившая статус ЗАО и название «Тимангеология» и ООО «ЮКОМ». Первое возглавил В. А. Дудар, второе — В. Г. Шаметко. С этими организациями связано проведение работ третьего этапа по алмазному направлению. В течение 1992—1993 гг. поисковые работы практически не проводились.

*На третьем этапе* к изучению проблем алмазоносности Тимана активно подключился Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. В конце 1998 г. здесь решением директора Института академика Н. П. Юшкина была создана специальная лаборатория минералогии алмазов под руководством А. Б. Макеева. В 1999 г. в результате обобщения материалов по изучению алмазов Вольско-Вымской гряды была опубликована монография А. Б. Макеева, В. А. Дудара, В. П. Лютоева и др. «Алмазы Среднего Тимана». В ней сообщалось об установлении А. Б. Макеевым на поверхности граней среднетиманских алмазов тонких плёнок самородных металлов (Ai, Ag, Fe, Ti, Pb, Sn, Bi и др.), находящихся в отрицательных формах рельефа граней кристаллов. Кроме металлов здесь установлены некоторые силикаты, оксиды и алюмо-сульфато-фосфаты. Это открытие пока не имеет однозначного объяснения, но, безусловно, может иметь большое значение в расшифровке генезиса тиманских алмазов и алмазов вообще.

В 2001 г. была опубликована монография А. Б. Макеева и В. А. Дудара «Минералогия алмазов Тимана» [1], которая явилась одной из завершающих работ третьего этапа исследований по алмазной тематике на Среднем и Южном Тимане. В книге делается вывод об отсутствии у большинства кристаллов признаков механического износа и о первичном парагенезисе тиманских алмазов.

Временем завершения третьего этапа стали 2001—2002 гг., когда финансирование работ было полностью прекращено.

*Последние годы* (2005—2011 гг.) характеризуются практически полным прекращением поисковых работ на Тимане не только не алмазы, но и на другие полезные ископаемые. Очередное затухание алмазной производственной тематики сопровождалось небольшими объемами полевых и лабораторных исследований ученых Института геологии Коми НЦ УрО РАН под общим научным руководством доктора геолого-минералогических наук А. М. Пыстина с участием Э. С. Щербакова [4].

По алмазной тематике, учитывающей весь комплекс научных и производственных (поисковых и разведочных) работ на алмазы в Тимано-Североуральском регионе, Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН регулярно проводились конференции. В настоящее время по результатам выполненных работ большим коллективом учёных подготовлена к печати крупная монография.

В настоящее время исследования алмазоносности Тимана не проводятся, хотя перспективы обнаружения коренных источников остаются достаточно высокими.

## **Основные выводы**

Результатом *первого*, начального этапа изучения алмазоносности Тимана стало обнаружение алмазов и их минералов-спутников в современном аллювии, выявление кимберлитов, эруптивных брекчий и биотитовых пикритов.

Результатом *второго* этапа изучения перспектив алмазоносности Тимана явилось обнаружение трубчатых тел кимберлитовых пород с мелким единичным осколком алмаза и его минералами-спутниками; выявление небольшой алмазной (полиминеральной алмазно-золото-редкометально-титановой) россыпи Ичетью, широкого площадного распространения пиропов на Обдырской площади; обнаружение первых мелких алмазов в современном аллювии рек Южного Тимана.

Результатами *третьего* этапа исследований стали такие важные события, как открытие тончайших плёнок самородных металлов, некоторых силикатов, алюмо-сульфато-фосфатов и оксидов на поверхности граней алмазов; проведение площадных крупномасштабных аэро-геофизических исследований высокоточной аппаратурой на Среднем Тимане; появление туффизитовой гипотезы образования тиманских алмазов и многочисленные масштабные конференции и совещания всероссийского масштаба, на которых обсуждались проблемы алмазоносности Тимана и его перспективы на россыпи алмазов и их коренные источники. Несомненным успехом этого этапа явился комплекс обобщающих научных исследований, проведенных Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН.

Кроме того, успехом третьего этапа поисковых работ на алмазы на территории Тимана можно считать и опытную добычу алмазов из россыпи Ичетью.

## **Литература**

1. *Макеев А. Б., Дудар В. А.* Минералогия алмазов. СПб.: Наука, 2001. 336 с.
2. *Мальков Б. А.* Геологические и тектонические предпосылки алмазоносности Тимана и юго-западного Притиманья // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар : Геопринт, 2001. С. 41—44.
3. *Плякин А. М.* Вопросы истории геологических наук. Ухта: УГТУ, 2008. 186 с.
4. *Щербаков Э. С. и др.* Седиментационные обстановки и алмазоносные накопления в девонских терригенных отложениях Тиммана // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. IV. С. 120—122.
5. *Юшкин Н. П.* Проблемы алмазов и роль Тимано-Уральского региона в развитии алмазного потенциала России // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 7—10.

# ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕВОНА ОСТРОВА КОЛГУЕВ

А. Л. Жерлыгин

СПбГГУ, Санкт-Петербург

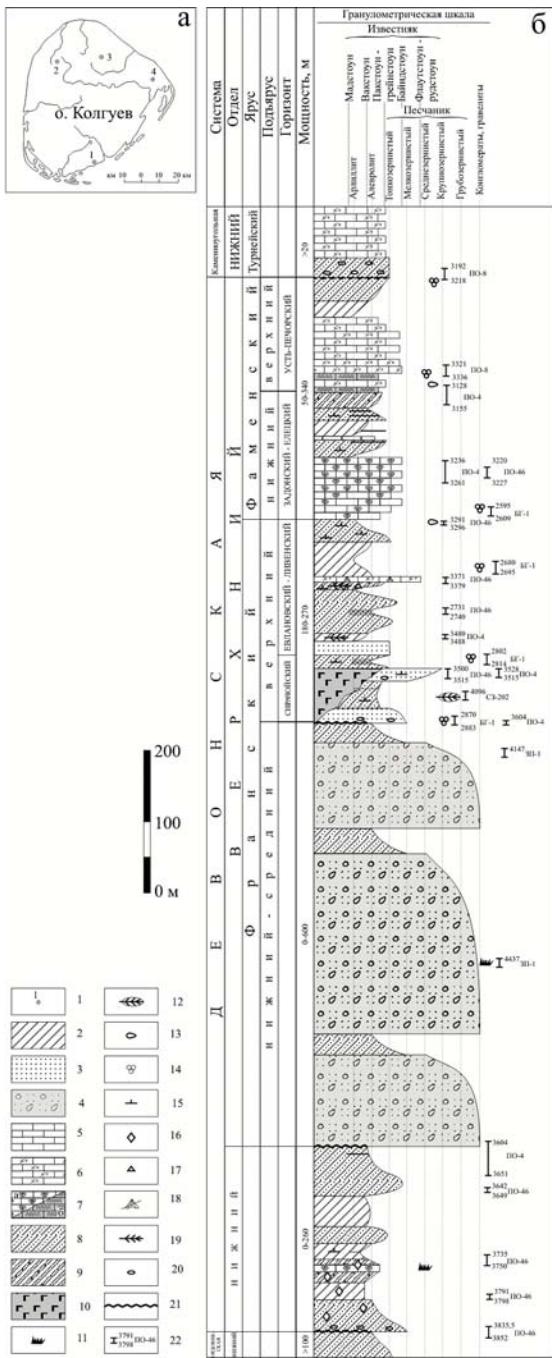
*artem@zherlygin.spb.ru*

---

Девон острова Колгуев вскрыт шестью скважинами. Результаты анализа полученных при этом геофизических, литологических и палеонтологических данных изложены Е. Г. Бро в отчете «Геологическое строение и нефтегазоносность отложений осадочного чехла и на шельфах Баренцева и Карского морей» (1993) и ряде публикаций [1—3]. Основное внимание в этих работах уделено расчленению девона на ярусы и подъярусы общей шкалы по результатам палеонтологических исследований, а литологические характеристики этого интервала разреза и особенности его латеральных изменений рассмотрены только в самых общих чертах. При этом для прогноза углеводородного потенциала шельфов Баренцева и Печерского морей, представилось актуальным детализировать литологическую характеристику разреза девона острова Колгуев. Эта работа выполнена на основе макро- и микроскопического изучения коллекции штуфов и шлифов из керна скважин ПО-4, ПО-46 и ПО-8, хранящихся во ВНИИОкеангеология (рисунок, а). Кроме того использованы публикации [1—3] и фондовые материалы.

Нижний девон установлен только в скважине ПО—46, скважины ПО-4, ПО-8 и ЗП-1 его не вскрыли, а в скважинах БГ-1 и СЗ-202 он размыт [2] (рисунок, б).

Разрез нижнего девона мощностью 260 м, из средней части которого Н. Н. Соболев (Бро, 1993) определил конодонты лохкова, сложен преимущественно терригенными породами. Они залегают с перерывом на пестроцветных алевролитах нибелльской свиты среднего (?) ордовика [2]. Основание разреза (3 м) образуют песчаники желтовато-розовые плохо сортированные средне- крупнозернистые, содержащие гравий кварца. Выше залегает пачка тонких чередований пород мощностью 192 м. Ее нижнюю часть (70 м) образуют пологоволнистые чередования доломитовых аргиллитов зеленовато-серых, алевролитов (преобладают) буровато-серых доломитовых и песчаников желтоватых от тонко- до мелкозернистых. Средняя часть (32 м) сложена неправильно линзовидно-полосчатыми чередованиями доломитовых известняков (преобладают) от тонко- до мелкокристаллических и аргиллитов с включениями ангидрита. Присутствуют прослои (2—5 м) известняков водорослевых доломитистых с редкими остатками фораминифер, остракод и конодонтов [2]. Верхняя часть пачки (90 м), судя по каротажу и шламу, сложена пестроцветными аргиллитами и алевролитами известковистыми с подчиненными прослоями песчаников. Верхняя часть нижнего девона (65 м) представлена преимущественно алевролитом красновато-



то-коричневым пологоволнистым доломитистым с редкими микротекстурами биотурбации. В нем присутствуют единичные слои (до 1 м) аргиллита и песчаника тонкозернистого.

На севере острова (ЗП-1) по данным Е. Г. Бро (1993) на нижнедевонских отложениях с размывом залегает толща (более 600 м) сиреневых песчаников, гравелитов и конгломератов с отдельными валунами размером более 10 см. Среди галек и обломков пород в песчаниках отмечаются эффузивы, гранитоиды, слюдистые сланцы и красноцветные ордовикские породы. В средней части толщи Н. Н. Соболевым (Бро, 1993) определены конодонты нижнего франа, которые, вероятно, переотложены.

Верхний девон распространен по всему острову и залегает обычно на породах нижнего и среднего ордовика, реже — нижнего девона [2]. Он включает отложения франского и фаменского ярусов. Нижняя часть нижнего франа по данным М. Ф. Бро (1993) размыта или представлена толщей (600 м) песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность разреза верхнего девона варьирует от 320 м на юге, 560 м — на северо-западе, 620 м — на востоке и более 1040 м в северной части острова.

На северо-западе, севере и востоке острова (ПО-8, БГ-1 и СЗ-202) в основании нижнего франа установлены покровы базальтов миндалекаменных, которые разделяют прослои туфов. Мощность этой эффузивной пачки с северо-запада на юго-восток уменьшается с 75 до 30 м. На юге острова Колгуев (ПО-4 и ПО-46) базальтов нет. Их замещает пачка (10—40 м) песчаников розовато- и зеленовато-серых плохо сортированных полимиктовых с рассеянными гальками.

Эффузивную пачку перекрывают чередования пестроцветных (красных, серых, зеленых) аргиллитов, алевролитов и песчаников разнозернистых, которые, по заключению Н. М. Петросян (Бро, 1993), содержат растительные остатки нижнего франа. В скв. СЗ-202 на пестроцветных породах с размывом залегает верхний фран [2].

Верхнефранская часть разреза, мощность которой изменяется от 180—270 м на юго-востоке до 400 м на северо-западе острова Колгуев, сложена преимущественно тонкими (5—10 см) линзовидно-полосчатыми чередованиями сероцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Здесь присутствуют редкие линзовидные прослои (до 0.5 м) известняков крупнодетритовых брахиоподовых. Установлены глауконитовые разности. Из этой части разреза А. Ф. Дибнером выделен позднефранский палинокомплекс [3], характерный для сиракайского и евланово-ливенского горизонтов [2].

Мощность фамена, от 50 до 340 м. В наиболее мощных разрезах скважин ПО-8 и СЗ-202 он расчленен на два подъяруса, каждый из которых представляет собой трансгрессивно-ретрессивный цикл [2]. Нижние части циклов сложены известняками, верхние — преимущественно терригенными породами.

Нижнефаменские известняки задонского и елецкого горизонтов (105 м) бежевые, светло-коричневые в разной степени доломитизиро-

ванные, с примазками и линзовидными прослойями (до 1 см) глинисто-алевритового материала, интрабиокластовые (онколитовые) с мелким до грубого дегритом морской фауны. Характерно исключительное разнообразие в содержании и комбинации различных составляющих онколитовых сине-зеленых водорослей, сгустков, комков, оoidных биохемогенных образований «боболитов», что характерно для задонских и елецких известняков Тимано-Печорской провинции [2]. Здесь М. Ф. Соловьева (Бро, 1993) определила раннефаменские фораминиферы и харовые водоросли.

Верхняя часть нижнефаменского цикла (75 м) сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Присутствуют линзы и прослои известняков, иногда доломитовых, оолитовых ожелезненных. Характерны волнисто-линзовидные текстуры, следы микроразмывов, взмучивания осадка, биотурбации и пестроцветность. Отмечается примесь кальцита, доломита, ангидрита, глауконита и пирита. Среди органических остатков А. Ф. Дибнером определены раннефаменские миоспоры [3].

Верхнефаменские известняки устьпечорского горизонта и низов джеболского надгоризонта, мощностью 100 м, представлены серыми водорослевыми и мшанково-криноидными разностями с линзовидной «петельчатой» текстурой, часто доломитовые с выделениями глауконита и ангидрита, остатками брахиопод, фораминифер, гастропод и остракод. Часто присутствуют тонкие (до 10 см) линзовидные слойки темно-серых мергелей и доломитистых алевролитов. Известняки содержат позднефаменские комплексы фораминифер [4] и миоспор [3]. Верхняя часть верхнефаменского подъяруса (55 м) сложена терригенными породами: темно-серыми аргиллитами с прослойями пестроцветных песчаников и алевролитов. В самых верхах разреза присутствуют красноцветные аргиллиты, переходящие в красно-коричневые гематито-лимонитовые породы коры выветривания. Серые пелиты содержат комплекс заволжских (позднеджеболских) миоспор [3].

На девоне с размывом залегает карбонатно-терригенная пачка турне, представленная чередованиями вишневых аргиллитов и алевролитов, брекчий ржаво-коричневых железистых и песчаников мелкозернистых косослоистых [2].

## Литература

1. Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Ронкина З. З. и др. Параметрические скважины на острове Колгуев // Сов. Геология. 1988. № 3. С. 82—88.
2. Бро Е. Г., Преображенская Э. Н., Устрицкий В. И. Палеозойские отложения острова Колгуев (Баренцево море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 3. № 5. 1995. С. 75—85.
3. Дибнер А. Ф., Преображенская Э. Н. Позднедевонские комплексы миоспор в терригенных отложениях о. Колгуев // Докл. АН СССР. Т. 298. № 6. 1988. С. 1440—1442.

# СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ДРЕВНИХ ТОЛЩ ТИМАНА (ЦИЛЕМСКАЯ ПЛОЩАДЬ)

Е. И. Забоева

СыктГУ, Сыктывкар

*harmful.87@mail.ru*

---

Под черными сланцами подразумеваются тонкозернистые осадочные породы, в разной степени рассланцованные и метаморфизованные и содержащие повышенное количество углеродистого вещества углистой, битумной или графитовой субстанции. Характерной особенностью таких сланцев является мелкодисперсное состояние углеродистого вещества, находящегося в смеси с глинистым, глинисто-карбонатным или кремнистым материалом осадочных пород. Углеродистое вещество накапливалось преимущественно в морских бассейнах, в зонах замедленного осаждения тонко отмученных глинистых илов и карбонатно-кремнистых хемогенных осадков в мелководной обстановке шельфовых областей. Известно, что с такими осадками часто связаны богатые месторождения меди, полиметаллов, урана, золота, платинидов, некоторых неметаллических полезных ископаемых — графита, шунгита, фосфора [1].

На Среднем Тимане углеродсодержащие сланцы распространены довольно широко. Они встречаются в верхнериифейских отложениях аньюгской, павьюгской, паунской и кислоручайной свит. В них часто отмечаются зоны с повышенным содержанием сульфидов. По ряду скважин в зонах сульфидной минерализации были установлены минералы платиновой группы и золото [2].

На Цилемской площади скв. 1 в верхнериифейских сланцах паунской свиты была вскрыта зона сульфидной минерализации мощностью ~162 м. Наша задача состояла в изучении состава этой сульфидной минерализации.

В пределах Цилемской площади выделяют *Шугорско-Пижемскую моноклиналь, Мыльскую и Верхнецилемскую депрессии*. *Шугорско-Пижемская моноклиналь* сложена верхнериифейскими образованиями аньюгской, павьюгской, паунской и кислоручайной свит, слагающими фундамент территории. *Мыльская и Верхнецилемская депрессии* выполнены девонскими отложениями. Магматические породы представлены *дайками долеритов* канино-тиманского комплекса.

Площадь находится в северной части Тиманского поднятия, в разрезе которого выделяются два структурных этажа. Нижний этаж слагают рифейские метаморфизованные породы, формировавшиеся в условиях растяжения, в результате раскрытия древнего континентального рифта. Верхний структурный этаж представлен пологозалегающими

палеозойскими и мезозойскими осадочными и вулканогенными образованиями, характеризующими типично платформенный этап развития.

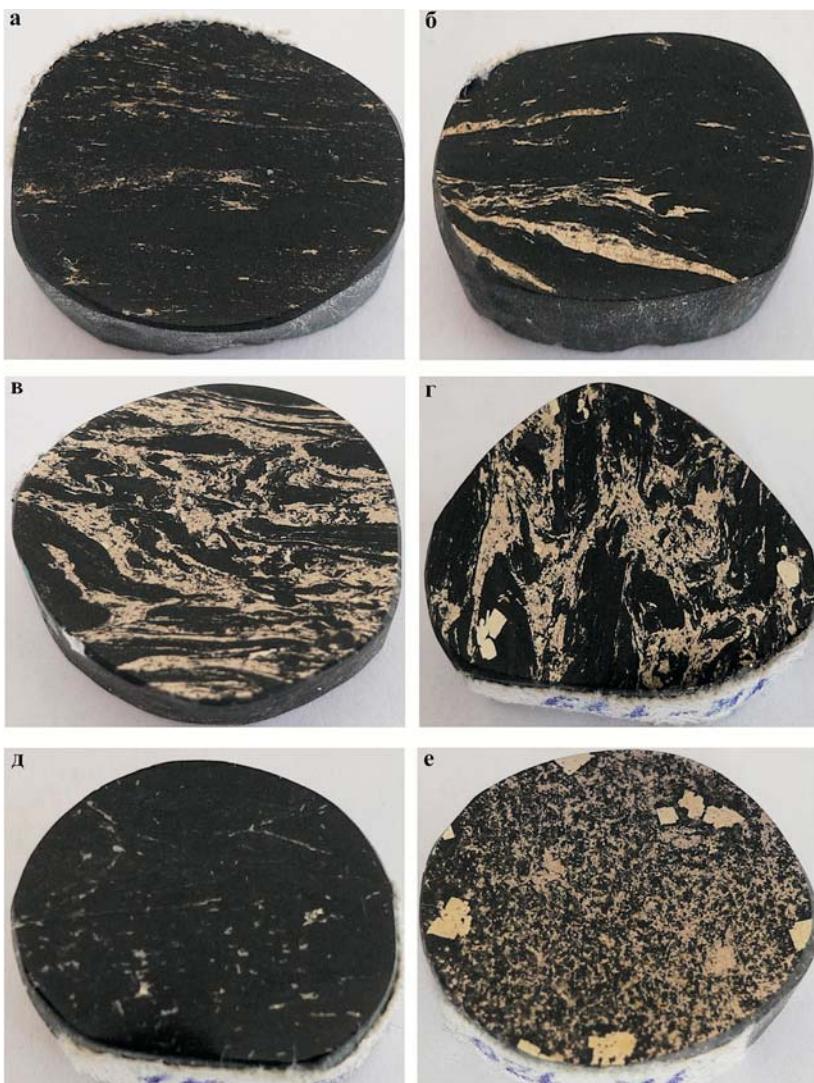
Микроскопические исследования шлифов показали, что сланцы паунской свиты, вмещающие сульфидную минерализацию, имеют углеродистый хлорит-кварц-серицитовый состав, гранолепидобластовую структуру и сланцеватую, тонкополосчатую, часто микроплойчатую текстуры (рис. 1, а, б). В верхней части разреза в них отмечаются зерна ильменита и рутила в количестве ~1 % (рис. 1, в). Углеродистое вещество в сланцах имеет пылеватое строение и расположено в виде вытянутых скоплений, обрывистых слойков, является сингенетичным, автотихтонным. Интенсивность плойчатости и содержание углеродистого вещества в сланцах увеличивается вниз по разрезу. В интервале 161.0—162.0 м выделяется прослой кварцевых песчаников. Минеральные парagenезисы сланцев соответствуют хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Сульфидная минерализация имеет в основном пирит-пирротиновый состав с небольшим содержанием (около 1 %) других сульфидов: сфалерита, халькопирита, арсенопирита, молибденита и галенита. Сульфиды, как правило, приурочены к скоплениям углистого вещества. Все



Рис. 1. Текстуры сланцев:  
а — полосчатая (николи X), б — плойчатая (николи II), в — зерна ильменита с двориками вытяжения (николи II)

минералы, кроме пирита, имеют аллотриоморфнозернистые и гипидиоморнозернистые структуры. Пирит образует идиоморфные кристаллы кубической формы размером до 2–3 мм. Для сульфидной минерализации характерны сланцеватые, линзовидные, реже плойчатые, густовкрапленные и убоговкрапленные текстуры (рис. 2) и преимуще-



**Рис. 2.** Текстуры рудной минерализации:  
а — сланцеватая; б — линзовидная; в, г — плойчатая; д — убоговкрапленная; е — густовкрапленная

ственno гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая структуры. По данным микрозондового анализа состав практически всех установленных сульфидов соответствует теоретическим формулам, элементы-примеси в них не обнаружены. Золото и минералы платиновой группы в составе сульфидной минерализации в углеродистых сланцах паунской свиты пока не обнаружены.

Рудные минералы, как и другие слагающие сланцы, минералы, подчинены сланцеватости, местами плойчатости. Это говорит о том, что их образование происходило сингенетически со сланцами [1].

### Литература

1. Гурская Л. И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
2. Колониченко Е. В., Филиппов В. Н. Малые сульфидные руды Среднего и Южного Тимана // Вестник Института геологии, 2009. № 3. С. 10—13.

# **ВЛИЯНИЕ СТЕХИОМЕТРИИ КАРБИДА ТИТАНА НА ФОРМИРОВАНИЕ ФАЗЫ $Ti_3SiC_2$ ПРИ ГЕТЕРОФАЗНОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ГАЗООБРАЗНЫМ $SiO$**

Е. И. Истомина

ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*Istomina-ei@chemi.komisc.ru*

---

$Ti_3SiC_2$  является типичным представителем MAX-фаз. Соединение такого типа в последнее время активно изучаются во всем мире. Материалы на основе  $Ti_3SiC_2$  обладают высокими прочностными характеристиками, трещиностойкостью и нечувствительностью к термоудару в сочетании с хорошей механической обрабатываемостью и химической стойкостью. Такое сочетание свойств является уникальным.

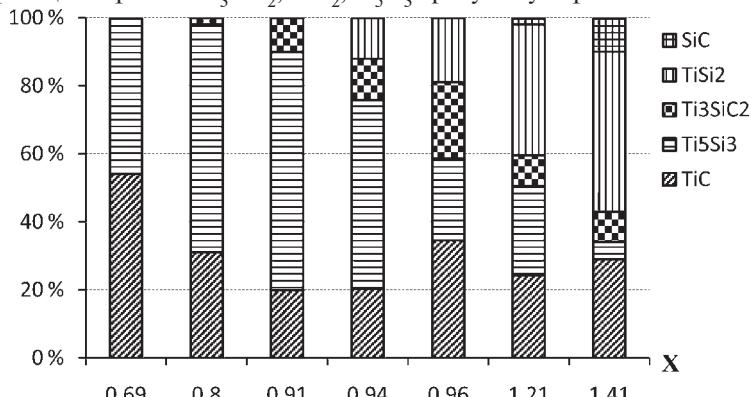
Ранее было установлено [1], что  $Ti_3SiC_2$  может образовываться при совместном карботермическом восстановлении оксидов титана и кремния. Формирование фазы  $Ti_3SiC_2$  является результатом химического взаимодействия промежуточных продуктов: карбида титана  $TiC$  и газообразного монооксида кремния  $SiO$  [2]. Этот процесс ранее никем не изучался и невыясненным оставался вопрос о влиянии на фазообразование содержания углерода в карбиде титана. Исходя из этого, цель работы состоит в изучении влиянии содержания углерода в карбидах титана на формирование фазы  $Ti_3SiC_2$  при высокотемпературном взаимодействии с газообразным  $SiO$ .

Исследования проводились на образцах различного состава  $TiC_x$  (где общее содержание углерода  $x$  варьировалось от 0.69 до 1.41). Особое внимание уделялось однофазности карбидов титана. В качестве реакционного источника  $SiO$  использовалась порошковая смесь кремния и диоксида кремния. Эксперименты по гетерофазному взаимодействию проводили при 1350 °C в условиях динамического вакуума при постоянной откачке газообразных продуктов.

Синтезированные карбиды титана и продукты силицирования исследовали методом рентгенофазового анализа на дифрактометре SHIMADZU XRD 6000 (CuK $\alpha$ -излучение, Ni-фильтр). Количественное содержание кристаллических фаз оценивали по дифракционным данным с помощью программы Powder Cell 2.4 [3]. Элементное содержание кремния и титана в продуктах силицирования определялось методом рентгенофлуоресцентного анализа на энергодисперсионном спектрометре Horiba MESA 500. Степень силицирования ( $S$ ) оценивалась как атомное отношение кремния к титану в продуктах  $S = Si/Ti$ , [ат. %/ат. %]. Термогравиметрический анализ образцов карбида титана проводили на приборе NETZSCH STA 409 PS/PG. Силицированные продукты иссле-

довали на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе «Ultra 55» с энергодисперсионным микроанализатором INCA.

При высокотемпературной обработке карбидов титана газообразным SiO протекают процессы силицирования. Присутствие кремния в образцах подтверждается данными рентгенофлуоресцентного анализа. По данным рентгенофазового анализа (РФА) в продуктах силицирования обнаружены только бескислородные кристаллические фазы:  $Ti_3SiC_2$ ,  $Ti_5Si_3$ ,  $TiSi_2$  и  $SiC$ . На рисунке представлены гистограмма фазового состава продуктов силицирования карбидов титана с различным содержанием углерода (время обработки 60 мин), рассчитанные по данным РФА. Для образцов с низким содержанием углерода ( $x < 0.8$ ) единственным продуктом силицирования является  $Ti_5Si_3$ . Для карбидов титана с содержанием углерода близким к стехиометрическому ( $x \rightarrow 1$ ), одним из основных продуктов силицирования является фаза  $Ti_3SiC_2$ . Для образцов с высоким содержанием углерода ( $x > 1$ ) в продуктах силицирования наряду с титансодержащими фазами  $Ti_3SiC_2$ ,  $TiSi_2$ ,  $Ti_5Si_3$  присутствует фаза  $SiC$ .



Фазовый состав продуктов силицирования  $TiC_x$  в зависимости от содержания углерода ( $x$ ) при 60 мин обработки, рассчитанный по данным РФА

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-03-00529).*

### Литература

- Голдин Б. А., Истомин П. В., Рябков Ю. И. Восстановительный твердофазный синтез карбидосилицида титана  $Ti_3SiC_2$  // Неорг. матер. 1997. Т. 33. № 6. С. 691–693.
- Истомина Е. И. Силицирование карбидов и оксикарбидов титана парами SiO // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 70–72.
- Kraus W., Nolze G. Powder Cell — a program for the representation and manipulation of crystal structures and calculation of the X-ray powder patterns // J. Appl. Cryst. 1996. V. 29. P. 301.

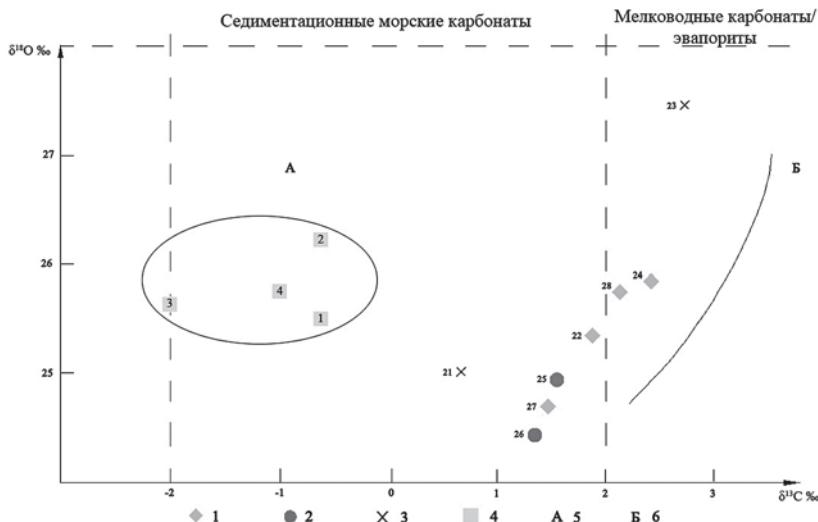
# СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВ. 45 АРДАЛИНСКОЙ И СКВ. 35 ЦЕНТРАЛЬНО-ХОРЕЙВЕРСКОЙ ПЛОЩАДЕЙ, ХОРЕЙВЕРСКАЯ ВПАДИНА

Н. А. Канева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*nakaneva@geo.komisc.ru*

В данной статье приводятся новые данные по изучению верхнефаменских отложений по изотопным характеристикам. Полученные результаты позволяют более определено говорить об условиях осадкоакопления. Фактический материал представлен керном скв. 45 Ард. (глубины 3277.1—3279.2 м) и скв. 35 ЦХВ (3283.8—3285.8 м), вскрывающих разрезы в пределах центральной части Хорейверской впадины Тимано-Североуральского региона.

Верхнефаменские отложения скв. 45 Ард. представлены чередованием известняков мелкобиокластовых и микробиальных и тонкозернистых доломитов (рисунок, Б). Во всех разностях присутствуют углеродистое вещество и включения пирита. Для изотопного анали-



Распределение изотопов углерода и кислорода в верхнефаменских отложениях в разрезах скв. 45 Ард. и скв. 35 ЦХВ.

1 — доломиты, 2 — микробиальные известняки, 3 — биокластовые известняки, 4 — микрозернистые известняки, А — скв. 35 ЦХВ, Б — скв. 45 Ард)

за из каждого типа пород были отобраны пробы (8 проб). Данные величин  $\delta^{13}\text{C}$  колеблются от 0.7 до 2.8 ‰, в то время как для нормально-осадочных морских карбонатов характерны значения от —2 до 2 ‰, а содержание  $\delta^{18}\text{O}$  имеет более облегченные значения от 24.4 до 27.4 ‰, а для нормально-осадочных карбонатов характерны значения 28—30 ‰ [1]. В основании разреза отмечается небольшое облегчение изотопного состава как углерода, так и кислорода, а в середине значения увеличиваются —  $\delta^{13}\text{C}$  до 2.8 ‰,  $\delta^{18}\text{O}$  до 27.4 ‰, но к кровле разреза вновь отмечается уменьшение этих значений. Несмотря на общую тенденцию на облегчение, одна пробы из основания (обр. 45/28 — тонкозернистый доломит) и две из середины разреза (45/24 — микрозернистый доломит, 45/23 — известняк микробиально-биокластовый) имеют наиболее утяжеленные значения изотопов С и О. На принципиальной схеме В. Н. Кулешова [1, рис. 8] они попадают в зону мелководных карбонатов с некоторой эвапоритизацией. Низкие значения изотопов О в основании и кровле разреза говорят об опреснении бассейна, а в середине позднего фамена соленость вод в этой области вероятно увеличивается о чем говорит утяжеление  $\delta^{13}\text{C}$ . Присутствие органического вещества в породе (обр. 45/25 — 45/26) подтверждается более низкими значениями углерода. Исключением является обр. 45/23, где несмотря на присутствие микробиальной составляющей значения изотопов С и О повышенны, что возможно связано с интенсивной доломитизацией (до 20 %). Итак, в позднем фамене на территории Ардalinской площади были мелководно-морские условия осадконакопления с отчетливой тенденцией на изменение гидрохимии вод в сторону повышения солености. Это отражает позднефаменскую регрессию, что совпадает с общей геологической ситуацией в это время.

Разрез скв. 35 ЦХВ представлен в основном известняками микрозернистыми с различным содержанием органогенного материала (от 1 до 15 %) и характерно присутствие парагипситолитов, насыщенных битуминозным органическим веществом (БОВ). В данном разрезе было проанализировано 4 пробы. Содержание  $\delta^{13}\text{C}$  в породах колеблется от —2 до —0.6 ‰, что характеризует их как нормально-осадочные морские карбонаты (рисунок, А). Низкие значения изотопа С в микрозернистых известняках, вероятно связаны с присутствием БОВ в породах, а также с доломитизацией [1]. Колебания содержания  $\delta^{18}\text{O}$  составляют 25.5—26.2 ‰, что существенно ниже значений для нормально-морских карбонатов. Однако, на схеме В. Н. Кулешова эти отложения попадают в поле седиментационных морских карбонатов. Возможно облегчение значений изотопов О отражает вторичную преобразованность пород. Полученные данные по разрезу данной скважины показывают, что в позднем фамене существовал нормально-морской бассейн.

Таким образом, можно сделать вывод, что на территории центральной части Хорейверской впадины в течении позднего фамена существовал морской бассейн, отражающий колебания солености в области, расположенной западнее (Ардалинская площадь) и с нормальной соленостью на востоке (Центрально-Хорейверская площадь).

### Литература

1. Кулешов В. Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в лигенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 491—508.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСТЕНИЙ УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ РЯДА УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕЙСКО-БУРЕИНСКОГО БАССЕЙНА

А. А. Киселева, В. И. Рождествина, Н. Ю. Леусова

ИГиП ДВО РАН, Благовещенск

*Kiselevahimik@mail.ru*

---

Угленосные отложения Зейско-Буреинского бассейна образуют Пиканско-Сергеевскую, Селемджинско-Ерковецкую и Завитинско-Архаринскую площади, с целым рядом масштабных по запасам разведенных и эксплуатируемых месторождений [1]. Возраст угленосных отложений оценивается как позднемезозойский, палеогеновый и неогеновый. Различия во времени и условиях образования предполагает качественное разнообразие исходной для углеобразования растительности. Реконструкция условий угленакопления возможна на основе анализа молекул — биомаркеров (хемофоссилии), присутствующих в растворимой части углей. Биомаркеры присутствуют в органическом веществе (ОВ) и позволяют установить происхождение, степень преобразования и возраст углей [2].

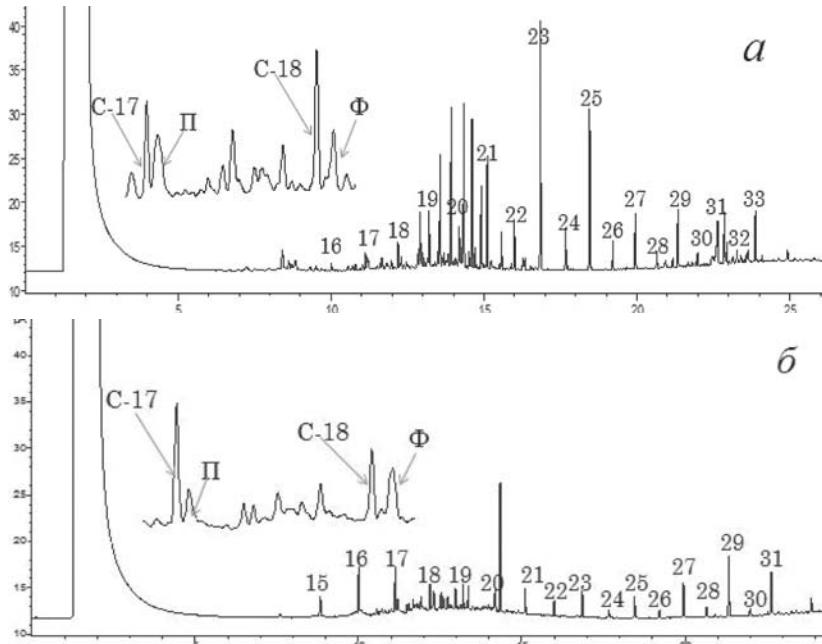
Целью данного исследования является восстановление растительных источников вещества и палеореконструкция условий формирования буровоугольных месторождений Зейско-Буреинской равнины.

В настоящей работе методом газовой хроматографии проведена оценка вклада различных источников в формирование бурых углей ряда месторождений Зейско-Буреинской равнины. Методом растровой электронной микроскопии проведены детальные исследования особенностей строения углей.

Гексановые экстракты бурых углей, очищенные на колонке с оксидом алюминия, анализировали газохроматографическим методом на хроматографе Agilent 6890 N с пламенно ионизационным детектором на капиллярной колонке HP-5 (30 м × 0.25 мм × 0.25 мкм), в режиме программирования температуры термостата от 100 °С, плато 2 минуты, со скоростью 10 °С/мин до 320 °С, плато 8 минут. Температура детектора — 350 °С, инжектора — 250 °С. Газ-носитель — гелий. Объем пробы — 1 мкл. Эксперимент проводили в трехкратной повторности и вычисляли среднее по каждому виду бурых углей. В качестве биомаркеров, позволяющих оценить вклад различных источников в формирование бурых углей и их происхождение, использовались распределение н-алканов и соотношение изопренOIDных соединений, в частности пристана и фитана.

В результате проведенных хроматографических исследований угли месторождений Зейско-Буреинского бассейна можно разделить на три основных группы.

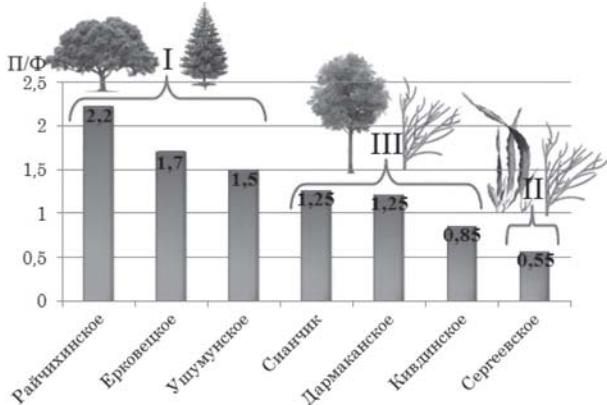
Первая, это угли, основными источниками образования которых, являлись высшие растения (Райчихинское, Ерковецкое и Ушумунское месторождения). Хроматограммы данных образцов характеризуются преобладанием пристана над фитаном (соотношение  $\Pi/\Phi > 1$ ), это характерно для ОВ с большим вкладом наземной растительности [3]. А также, наблюдается высокая интенсивность пиков длинноцепочечных нечетных н-алканов с числом углеродных атомов 23, 25, 27, 29, 31, что является показателем ОВ континентального происхождения [4] (рис. 1, а).



**Рис. 1.** Типичные хроматограммы исследуемых образцов углей:  
а) Ерковецкого, б) Сергеевского месторождений

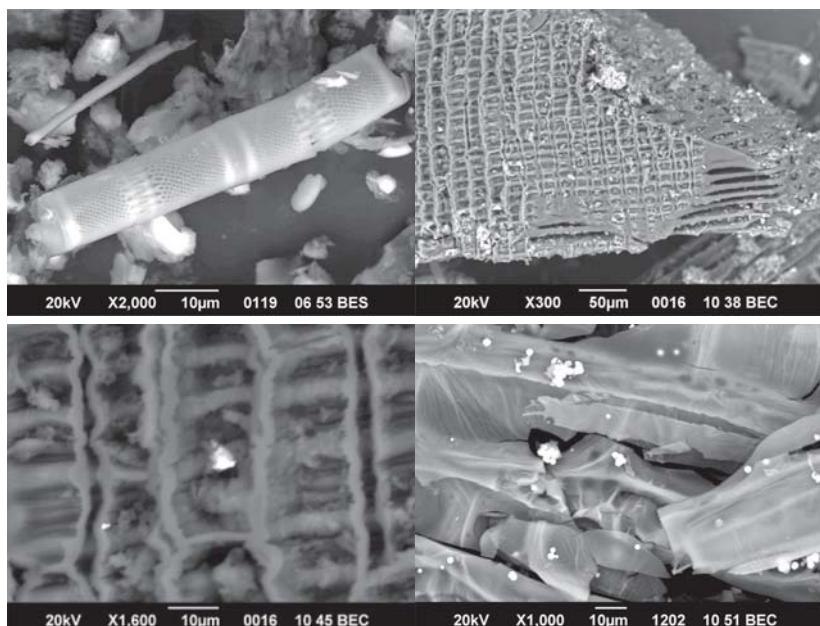
Ко второй группе относится месторождение Сергеевское, растениями углеобразователями которого являлись водоросли. Для него характерно преобладание фитана над пристаном (соотношение  $\Pi/\Phi < 1$ ), это характерно для ОВ, исходным материалом для которого послужила водная растительность [3] (рис. 1, б).

Третья группа месторождений характеризуется промежуточным положением, смешанным типом растительных источников (Кивдинское, Сианчик и Дармаканско месторождения), что вероятно связано с тектоническими процессами периодического подъема и пригибания зон угленакопления. На хроматограммах данных образцов пики пристана и фитана находятся приблизительно на одном уровне (соотношение  $\Pi/\Phi \approx 1$ ). Обобщенные результаты представлены в виде диаграммы на рисунке 2.



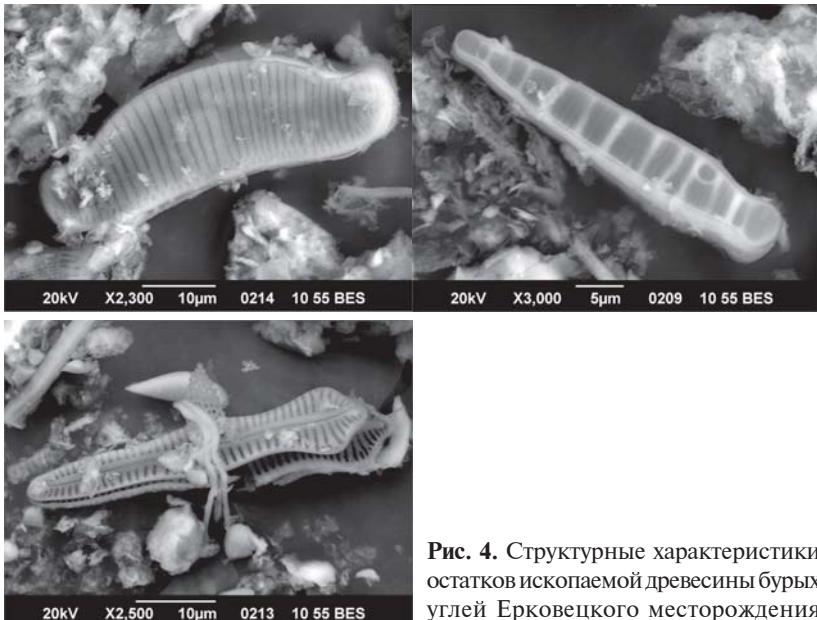
**Рис. 2.** Диаграмма зависимости П/Ф в углях исследуемых месторождений:  
I — группа месторождений континентального происхождения; II — группа месторождений водного генезиса; III — группа месторождений смешанного происхождения

Полученные результаты подтверждены детальными исследованиями особенностей строения бурых углей методом растровой электронной микроскопии.



**Рис. 3.** Ископаемые диатомовые водоросли бурых углей Сергеевского месторождения (*Melosira italica* (Ehr.) Ktz., *Eunotia praerupta* var. *bidens*, *Diatoma hiemale* (Lyngb.) Heib., *Comphonema acuminatum* Ehr. Var. *coronata*)

Состав и структура диатомовых сообществ зависит от многих факторов: глубины, степени солености, прогрева вод. Угли Сергеевского месторождения характеризуются широким видовым разнообразием ископаемых диатомовых водорослей. Преобладают диатомовые водоросли четвертичного периода, обитающие в пресных и слабосоленных хорошо прогреваемых водах, ряд из которых представлен на рисунке 3. Особенности тонкого строения углей Ерковецкого месторождения свидетельствуют об основной роли в углеобразовании высших растений (рис. 4).



**Рис. 4.** Структурные характеристики остатков ископаемой древесины бурых углей Ерковецкого месторождения

## Литература

1. Васильев И. А., Капанин В. П., Ковтонюк Г. П. и др. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск: 2000. 168 с.
2. Шайнович А. Происхождение, характеристика органического вещества и оценка генерационного потенциала неогеновых озерных осадочных пород // Геохимия, 2011. № 7. С. 723–740.
3. Шляхов А. Ф. Газовая хроматография в органической геохимии. М.: Недра, 1984. 221 с.
4. Бродский Е. С. Идентификация нефтепродуктов в объектах окружающей среды с помощью газовой хроматографии и хромато-масс-спектрометрии // Журнал Аналитической Химии, 2002. Т. 57. № 6. С. 592–596.

# ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПИРОХЛОРА ИЗ КАРБОНАТИТОВ КОСЬЮСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ ТИМАН)

Н. С. Ковальчук

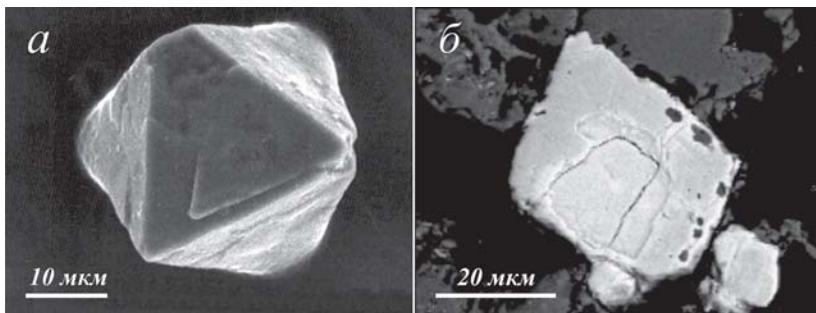
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*kovalchuk@geo.komisc.ru*

---

Пирохлор является характерным акцессорным минералом карбонатитов Косьюсского массива, расположенного на северо-западной оконечности Тимана (Четласский Камень). Исследования химического состава и морфологии пирохлора проводились в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link, ISIS-300 (аналист В. Н. Филиппов). Пирохлор в косьюсских карбонатитах образует микроскопические кристаллы октаэдрического габитуса со слегка вогнутыми гранями (рисунок, *а*) и тесно ассоциирует с апатитом: образует срастания и часто содержит призмы зерен апатита. Нередко кристаллы пирохлора погружены в чешуйчатые агрегаты хлорита, часто раздроблены, корродированы, имеют кубооктаэдрическую форму.

Основной чертой пирохлора из косьюсских карбонатитов является неоднородное зональное, блочное строение кристаллов (рисунок, *б*). В большинстве случаев, зерна пирохлора содержат ядра сложного нестехиометрического состава (таблица). Фаза в центральной части зерен пирохлора иногда сохраняет кристаллические очертания и отличается чрезвычайной неоднородностью, выраженной в появлении секущих прожилков и пятнистой окраски на изображениях, что свидетельствует о проявлении интенсивных процессов изменения минералов. В составе центральной части пирохлора обнаружаются относительно высокие содержания  $Ta_2O_5$  — до 28.86 мас.%,  $UO_3$  — до 21.21 мас.% и



Электронно-микроскопические изображения:

*а* — октаэдрический кристалл пирохлора, изображение во вторичных электронах (обр. С 347-14); *б* — зональный кристалл пирохлора, изображение в упруго-отраженных электронах, полированный шлиф (обр. С 200-1)

## Химический состав (мас. %) пирохлора по данным микрозондового анализа

№ образца	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SrO	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	UO <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
С 200-1, краевая зона	13.32	—	3.57	79.40	—	2.72	—	0.98	—	—
С 200-1, центральная зона	7.78	3.51	4.30	41.68	1.95	8.99	—	14.37	1.33	16.10
С 200-1, центральная зона	7.85	3.80	4.39	43.86	—	10.02	—	17.18	1.66	11.24
С 200-2, краевая зона	11.74	—	6.36	78.33	—	—	2.44	—	1.14	—
С 200-2, центральная зона	7.41	2.56	4.66	28.32	—	6.87	—	19.64	1.67	28.86
С 200-3, краевая зона	12.97	—	4.73	79.62	—	2.68	—	—	—	—
С 200-3, центральная зона	3.09	3.02	—	49.86	2.42	21.21	—	—	2.02	18.39
С 200-4, краевая зона	14.86	—	3.53	78.48	—	—	—	—	3.13	—
С 200-4, краевая зона	12.70	1.15	3.57	74.16	4.16	—	—	—	1.79	2.45
С 200-4, краевая зона	8.63	1.61	7.31	74.62	6.77	—	—	—	1.06	—
С 200-4, центральная зона	7.45	3.32	6.29	52.09	—	7.56	—	—	11.05	10.34
С 200-4, центральная зона	7.69	3.32	4.57	50.48	—	8.29	—	—	14.38	9.04
С 200-4, центральная зона	7.05	3.41	4.49	44.97	—	9.62	—	—	16.65	12.00

$\text{SiO}_2$  — до 19.64 мас.%. Краевые же зоны кристаллов пирохлора в большинстве случаев обогащены  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{F}$  и обеднены  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{UO}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ , РЗЭ.

По данным Ю. Л. Капустина [1], кристаллы пирохлора в карбонатитах часто нарастают на зерна других минералов. Кроме того, им отмечено, что октаэдры пирохлора не редко содержат ядро гатчеттолита (это разновидность пирохлора, обогащенная  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  и  $\text{UO}_3$ ). Согласно этим данным зерна в центре могут быть более ранней генерацией (уранопирохлором или гатчеттолитом), замещающейся более поздним пирохлором.

Химический состав пирохлора приведен в таблице. В его составе в качестве примесей постоянно присутствуют  $\text{SrO}$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$ . Кроме того, были отмечены  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{PbO}$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и др. Состав РЗЭ в пирохлоре преимущественно цериевый, отмечены примеси  $\text{La}_2\text{O}_3$  (до 0.48 мас.%),  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  (до 0.77 мас.%),  $\text{Pr}_2\text{O}_3$  (до 0.15 мас.%),  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  (до 0.03 мас.%) и  $\text{Y}_2\text{O}_3$  (0.02—0.06 мас.%).

В результате наших исследований установлена резкая смена в химическом составе пирохлора, которая вызвана, скорее всего, существенным изменением состава кристаллизующей среды. Картина последовательности образования пирохлора подобна таковой в карбонатитах различных щелочно-ультраосновных массивов [1, 2]. В этих породах ранним минералом является уранопирохлор (гатчеттолит), следующий по времени образования — это пирохлор, обычно представленный несколькими генерациями (самостоятельно пирохлор, стронциевый пирохлор, редкоземельный пирохлор). По-видимому, такая последовательность изменения состава пирохлора является универсальной и отражает особенности геохимической дифференциации карбонатитообразующей системы — обогащенность ураном, tantalом и титаном для ранних карбонатитов и последующее накопление тория, РЗЭ, стронция, бария и фтора в наиболее поздних по времени образования карбонатитах.

*Автор выражает благодарность В. И. Степаненко за предоставленные образцы, В. Н. Филиппову за помощь в проведении аналитических исследований и Т. Г. Шумиловой за научные консультации.*

## Литература

1. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 288 с.
2. Субботин В. В., Субботина Г. Ф. Минералы группы пирохлора в фоскоритах и карбонатитах Кольского полуострова / Вестник МГТУ, 2000. Т. 3. № 2. С. 273—284.

# ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

И. С. Котик

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ivkotik@gmail.com*

Использование материалов космических съемок при геологических исследованиях позволяет изучать структурно-тектоническое строение новейшего плана, как на региональном, так и на локальном уровне. Анализ космических снимков регионального уровня позволяют наметить общую структуру региона, выявить наиболее протяженные разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости. Дешифрирование на локальном уровне определяет особенности внутреннего строения региональных структур и позволяет осуществлять прогнозирование локальных поднятий и осложняющих их разрывных дислокаций.

Областью дистанционных исследований являлась юго-западная часть Тимано-Печорской НГП. По результатам дешифрирования космических снимков выделяется крупная структура изометричной формы вытянутая в меридиональном направлении. В тектоническом отношении она приурочена к новейшей структуре второго порядка— Омра-Сойвинскому своду (рис. 1). Соответствие планового положения новейшей структуры одноименной ступени по поверхности фундамента и осадочного чехла свидетельствует об унаследованности ее развития

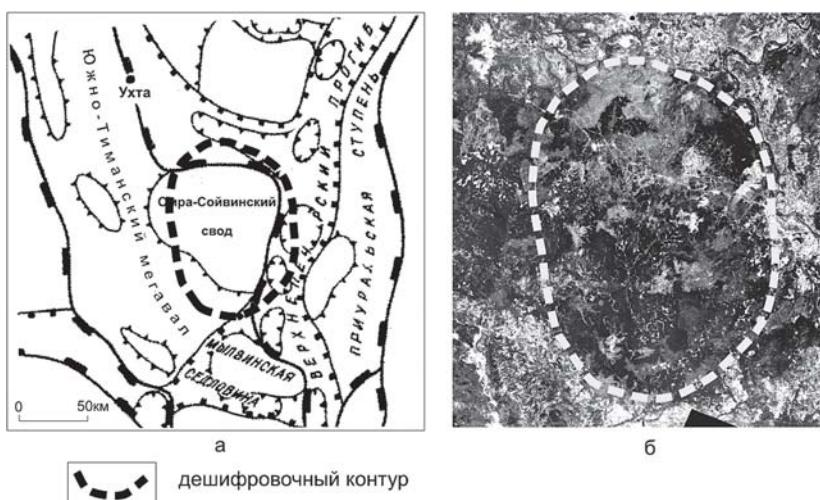
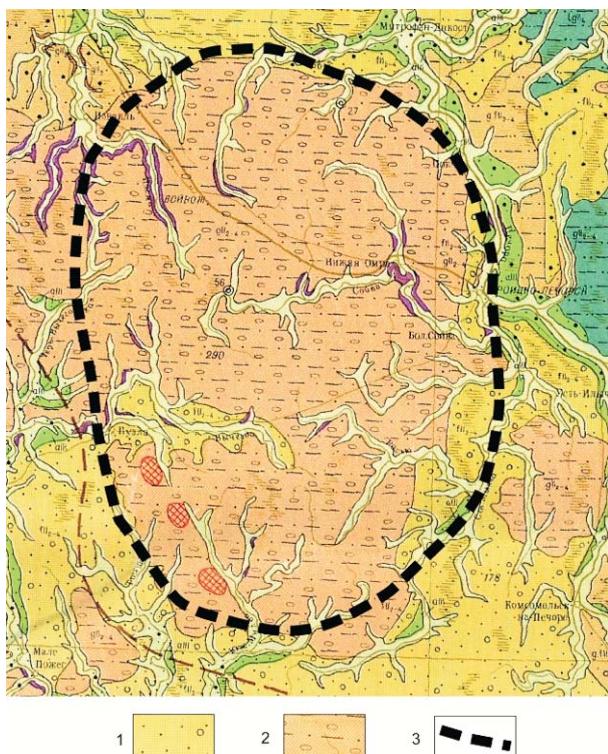


Рис. 1. Результаты дешифрирования регионального плана:  
а — выкопировка из карты неотектонического районирования; б — космический снимок  
с контуром дешифрирования

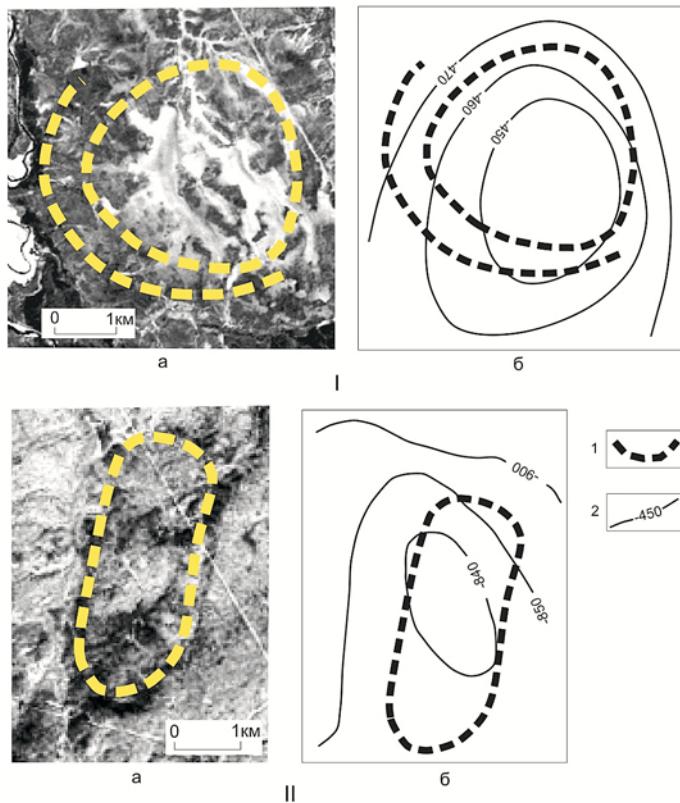
на неотектоническом этапе [3]. Активность структуры в новейшее время не могло не отразиться в четвертичном осадконакопление и протекание геоморфологических процессов, определивших проявление в ландшафте и на космоснимках изометричного образа Омра-Сойвинского свода. При сопоставлении с данными геологических исследований дешифрируемый на космических снимках контур соответствует в общих чертах области развития ледниковых отложений, сложенных валунными суглинками, окруженных дугообразным полем флювиогляциальных осадков (рис. 2).

Отражение Омра-Сойвинской структуры в строении фундамента, чехла и в современном рельефе указывает на древний возраст ее заложения, длительный период развития и тектоническую активность на рельефообразующем этапе. Длительность тектонических движений определяла перестройку структурных планов и появлению новообразованных тектонических элементов на новейшем этапе. Как показали исследования Г. Д. Удота большинство локальных структур Омра-Сой-



**Рис. 2.** Карта четвертичных отложений с контуром дешифрирования:  
1 — флювиогляциальные отложения; 2 — ледниковые отложения; 3 — дешифровочный контур

винской ступени и Южного Тимана содержащие залежи нефти и газа сформировались в мезо-кайнозойское время и были тектонически активны на новейшем этапе [4]. В зависимости от характера развития локальных структур в рельефообразующий период они с большей или меньшей степенью выразительности находят отражение на дистанционных материалах. По результатам детального анализа космических снимков и топографических карт большинство нефтегазоносных структур проявляются в ландшафте и в современном рельефе (Войвожская, Кушкоджская, Нибельская и др.) [1]. Также дешифрируются и небольшие антиклинальные складки амплитудой около 20 м, выявленные сейсморазведкой на склоне Омра-Сойвинской ступени, что свидетельствует о возможности использования материалов космических съемок при картировании малоамплитудных локальных поднятий осадочного чехла [2] (рис. 3).



**Рис. 3.** Примеры дешифрирования локальных структур:

I — дешифровочный контур; 2 — изогипсы. Структуры: I — Кушкоджская; II — Пасаельская: а — космический снимок с контуром дешифрирования; б — структурная схема по подошве доманиковых отложений ( $D_3dm$ )

Длительность и активность тектонических движений и связанная с этим перестройка структур и структурных планов вызывала изменение гидрогеологических условий и путей миграции углеводородов, определяя их концентрацию. Некоторые локальные поднятия характеризуются настолько значительной скоростью роста, что их формирование и приуроченных к ним скоплений нефти и газа могло происходить даже за четвертичный период [4]. В связи с этим не мало важное значение имеют заключительные этапы тектонической активности, проявление которых фиксируется дистанционными методами. Поэтому картирование по материалам космических съемок локальных поднятий отраженных в ландшафте при установленной нефтегазоносности территории может представлять интерес с позиции поисковых работ на нефть и газ.

### Литература

1. Котик И. С. Картирование локальных структур Южного Тимана по материалам космических съемок // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. №7. С. 14–17.
2. Котик И. С. Комплексирование космических и геофизических методов исследований для выявления локальных поднятий в Омра-Сойвинской ступени (Тимано-Печорская НГП) // Трофимуковские чтения молодых ученых-2011. Новосибирск, 2011. С. 388–390.
3. Рыжов И. Н. Неотектоника Европейского севера СССР. Л.: Наука, 1988. 92 с.
4. Удом Г. Д. Локальные структуры Печорской плиты в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1979. 96 с.

# СИНТЕТИЧЕСКИЙ АНАЛОГ ТАЛЬКА И ЕГО СВОЙСТВА

А. Г. Краснов, И. В. Лоухина  
ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*loukhina-iv@chemi.komisc.ru*

Природные слоистые силикаты подразделяются на группы каолинита, пирофиллита, смектита, слюды, вермикулита и талька. Тальк представляет собой слоистый магниевый силикат с трехслойным пакетом, который образован комбинацией двух тетраэдрических кремне-кислородных сеток и расположенной между ними сетки магний-кислородных октаэдров. Тальк относится к группе триоктаэдрических слоистых силикатов, в которых все октаэдрические позиции заняты катионами магния.

Слоистые силикаты традиционно широко используются в промышленности в процессах катализа, ионного обмена и адсорбции. Новыми направлениями в использовании слоистых силикатов являются производство полимеров с улучшенными свойствами (органоглины), производство современных аккумуляторных батарей (чаще всего используют гекториты) и в фармакологии (эффективные лекарственные формы).

Основным недостатком природных слоистых силикатов является наличие в них примесей, что нежелательно, в частности, при использовании их в таких областях как катализ и фармакология.

Возрастание спроса и требований к данному виду минерального сырья привело к интенсивным исследованиям модельных коллоидно-химических систем, в результате которых были разработаны индустриальные методы гидротермального синтеза слоистых силикатов различного типа и состава. Позднее интенсивно развивались механохимические и золь-гель методы синтеза слоистых силикатов с требуемыми параметрами.

В докладе представлены результаты синтезов слоистого магниевого силиката методом термообработки с оборотом жидкой фазы. Требуемые количества исходных реагентов рассчитывали на брутто формулу талька  $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ . В синтезах использовали золи диоксида кремния, полученные методом ионного обмена метасиликата натрия на ионообменной смоле КУ-2, и ультрадисперсный свежеприготовленный гидрооксид магния. Синтезы проводили как с использованием темплата, так и без него. В качестве темплаторов выступали комплексные соединения платины (II)  $[Pt(NH_3)_4]Cl_2$  и платины (IV)  $K_2[PtCl_6]$ .

Рентгенограммы продуктов синтезов, проведенных в присутствии гексахлороплатината (IV) калия, хлорида тетраамминплатины (II) и без темплата имеют вид, типичный для слоистых силикатов. На рентгенограммах продуктов, полученных в присутствии темплата, присутству-

ют только линии, отвечающие фазе слоистого силиката, линии, соответствующие комплексам отсутствуют, что обусловлено небольшим количеством темплата введенного в реакционную среду.

Синтезированные образцы слоистых силикатов характеризуются различными по величине межплоскостными промежутками. Метасиликат магния, синтезированный без добавления темплата, имеет величину межслоевого промежутка 1.5 нм. Введение в качестве темплата в процессе синтеза гексахлороплатината (IV) калия, приводит к получению метасиликата магния с межслоевым промежутком 1.6 нм. В случае использования хлорида тетраамминплатины (II), получаемый продукт характеризуется межслоевым промежутком 2.3 нм. Наблюдаемые различия в значениях межплоскостных промежутков синтезированных силикатов объясняются интеркаляцией комплексных ионов в межплоскостное пространство метасиликата магния. При использовании в процессе синтеза темплата гексахлороплатината (IV) калия в межплоскостной промежуток метасиликата магния интеркалируется комплексный ион  $[PtCl_6]^{2-}$ , тогда как в случае ведения хлорида тетраамминплатины (II) — комплексный ион  $[Pt(NH_3)_4]^{2+}$ .

На ИК-спектре метасиликата магния, синтезированного без темплата, наблюдаются полосы, характерные для природного талька. В области  $3674\text{ cm}^{-1}$  проявляется полоса, соответствующая структурным гидроксилам талька. Полоса с максимумом  $3422\text{ cm}^{-1}$  относится к валентным, а полоса  $1630\text{ cm}^{-1}$ , соответственно к деформационным колебаниям OH-связей в молекулах воды, адсорбированной на поверхности метасиликата магния. Ассиметричные и симметричные валентные колебания связей Si-O-Si проявляются, соответственно, в области 1109 и  $665\text{ cm}^{-1}$ . Полоса с максимумом  $1034\text{ cm}^{-1}$  и ее плечо  $798\text{ cm}^{-1}$  отвечают валентным колебаниям связей  $SiO^-$ . В области  $532$ — $432\text{ cm}^{-1}$  наблюдаются полосы деформационных колебаний связей  $MgO^-$  и  $SiO^-$ .

Исследование ИК спектров метасиликатов магния, синтезированных с использованием темплатов, и ИК спектров, соответствующих комплексных соединений платины (II) и платины (IV), позволяет сказать следующее. На ИК-спектре метасиликата магния с гексахлороплатинатом (IV) калия, как и на ИК-спектре метасиликата магния с хлоридом тетраамминплатины (II) присутствуют только полосы, присущие в метасиликате магния, синтезированном без добавок. Это обусловлено наложением областей колебаний связей в метасиликате магния и введенных комплексных соединений.

Полученные образцы были исследованы методом дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК). На кривой ДСК метасиликата магния, синтезированного без добавок комплексных соединений платины, наблюдается эндоэффект с максимумом в области  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ , сопровождающийся потерями массы, что соответствует удалению из метасиликата натрия адсорбированной воды. Удаление структурной воды

силиката протекает до температуры 360 °С, так как процесс значительно растянут по времени и содержание структурной воды в метасиликата магния невелико, то на кривой ДСК четко не проявляется соответствующий эндоэффект.

Кривые ДСК метасиликатов магния, полученных в присутствии комплексных соединений как платины (II), так и платины (IV) имеют вид очень схожий с кривой ДСК метасиликата магния, что обусловлено малыми количествами введенных комплексных соединений.

### Вывод

Методом термообработки с оборотом жидкой фазы синтезированы: метасиликат магния, аналог природного талька и метасиликаты магния с интеркалированными в межслоевое пространство комплексными ионами платины ( $[PtCl_6]^{2-}$   $[Pt(NH_3)_4]^{2+}$ ).

# **СЕЛЕКТИВНЫЕ СЛОИ КЕРАМИЧЕСКИХ МЕМБРАН ИЗ ОКСИДА АЛЮМИНИЯ РАЗЛИЧНОЙ МОРФОЛОГИИ**

**Е. Ф. Кривошапкина<sup>1</sup>, П. В. Кривошапкин<sup>1</sup>,  
Б. Н. Дудкин<sup>1</sup>, А. П. Петраков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ИХ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

<sup>2</sup>СыктГУ, Сыктывкар

*chemicalfox@mail.ru*

---

Керамические разделительные мембранны представляют большой интерес для многих процессов. Достоинством таких мембран является то, что они могут использоваться при высоких температурах и имеют длительный срок службы при очистке и разделении биологических, органических, коллоидных систем. Керамические мембранны могут быть асимметричной структуры, состоящие из крупнопористой керамической подложки и мелкопористого активного (селективного) слоя, состоящего, обычно, из оксидов металлов. Получение мембран асимметричной структуры с селективными слоями на основе волокнистых форм оксидов металлов представляет большой интерес и приводит к получению мембран с улучшенными эксплуатационными характеристиками. Микропористая подложка придает механическую прочность мемbrane. Она должна иметь большую открытую пористость и минимальное гидравлическое сопротивление.

В данной работе описывается способ получения активных слоев керамических мембран асимметричного типа и изучение их характеристик. Одним из основных направлений в технологии нанесения селективных слоев керамических мембран является золь-гель метод. Термическое разложение пленкообразующего состава на поверхности подложки является составной частью технологического процесса золь-гель метода [1].

В работе использован комплексный подход к созданию керамических мембран, начиная от получения всех структурных элементов керамической мембранны до изучения свойств, как отдельных частей мембранны, так и мембранны в целом. Такой подход включает в себя совместное использование результатов исследований в области химии твердого тела, коллоидной и физической химии дисперсных систем.

Разработан способ получения керамических фильтрационных мембран, представляющих собой слой нановолокон оксида алюминия на пористом субстрате. Волокна оксида алюминия полностью покрывают поверхность микропористой подложки. Определена производительность по дистиллированной воде микропористых подложек и мембран с активным слоем из нановолокон оксида алюминия. Для сравнения характеристик были получены керамические мембранны с активными

слоями из наночастиц оксида алюминия. Сетчатое строение активных слоев мембран позволяет добиться более высоких значений производительности по дистиллированной воде.

Проведен анализ площади поверхности и исследование пористой структуры селективных слоев керамических мембран из наночастиц оксида алюминия методом физической сорбции азота, который позволил определить, что удельная площадь поверхности селективного слоя составляет  $255 \text{ м}^2/\text{г}$ , радиус пор не превышает 3.5 нм. (Исследования проведены в Институте катализа им. Г. К. Борескова СО РАН, г. Новосибирск на приборе ASAP 2400 V3.07).

Данные малоуглового синхротронного исследования согласуются с данными метода физической сорбции азота и указывают на то, что средний радиус пор составляет 3.2 нм. (Структура слоев исследована на синхротронном источнике станции малоуглового рассеяния СТМ «Центра синхротронных исследований и нанотехнологий» РНЦ «Курчатовский институт»).

Разработан способ получения волокнистых форм оксида алюминия с помощью золь-гель метода. По результатам сканирующей электронной микроскопии волокна имеют диаметр от 50 до 200 нм. Первичные органо-неорганические и неорганические волокна формируются в многокомпонентных системах в результате процесса дегидратации. Поперечные размеры органо-неорганических и неорганических волокон варьируются от 1 до 15 мкм, длина 2–8 см. Нановолокна получаются обжигом первичных волокон.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере (Программа У.М.Н.И.К.).*

### Литература

1. Максимов А. И., Мошников В. А., Таиров Ю. М., Шилова О. А. Основы золь-гель технологии нанокомпозитов. СПб.: ЛЭТИ, 2007. 273 с.

# **МОРСКИЕ ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ ПЛИОЦЕНА- ЗОПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ**

**А. В. Крылов**

ЗАО «Полярgeo», Санкт-Петербург

*krylov-polargeo@yandex.ru*

---

Несмотря на то, что присутствие отложений неогена—зоплейстоцена на территории западной части Российской Арктики было установлено в середине XX века, оно до сих пор считается дискуссионным. Одной из причин этого является недостаточная степень геологической изученности этих отложений и содержащихся в них остатков ископаемых организмов, одними из которых являются двустворчатые моллюски.

В последние годы на базе кафедры палеонтологии СПбГУ и ЗАО «Полярgeo» А. В. Крыловым были изучено более 10 000 раковин морских двустворчатых моллюсков неогена-плейстоцена Российской Арктики собранные во время проведения геологической съемки производственными организациями: ВСЕГЕИ, ФГУП ВНИИОкеангеология, ФГУП ПМГРЭ, ООО «Поляруралгеология», ЗАО «Полярgeo», ЗАО «Кратон», ООО «Контур». При определениях использовавшись также помошь бельгийского палеонтолога Р. Марке (Музей Естественной Истории Бельгии, г. Брюссель) и российских специалистов, занимающихся стратиграфией этого региона: Д. В. Зархидзе (ЗАО «Полярgeo»), Е. А. Гусева (ФГУП ВНИИОкеангеология), Б. А. Борисова (ВСЕГЕИ). Следует отметить, что данные моллюски входят в состав руководящих комплексов, характерных для отложений неогеновой и низов четвертичной систем Центральной Европы. В представленной статье излагаются уточненные результаты изучения таксономии и стратиграфического распространения этих моллюсков, чем те которые излагались ранее[1].

Ниже перечислены разрезы запада Российской Арктики, в которых автором были определены раковины моллюсков, характерные для отложений занклского-гелазского ярусов Центральной Европы (по районам):

*Западная часть Архангельской области.* В разрезах безымянной реки в центральной части п-ова Канин обнаружены моллюски занклского-гелазского яруса: *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik), р. Сула (Тиман): *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik), *Astarte incerta* Wood.

*Большеземельская тундра.* В цоколе разреза р. Морею (разрез Морею-7) в серовато-синих суглинках обнаружены моллюски занклского яруса: *Isocrassina basteroti* (De la Joincaire), *I. fusca* Poli, *Astarte incerta* Wood,

*Cyrtodaria angusta* (Nyst), в разрезе р. Вяснию — моллючки занклского яруса — *Isocrassina ariejanseni* (Marquet), в разрезе руч. Плещшор у д. Адак — моллюски занклского-гелазского яруса: *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik), в разрезах р. Печоры у с. Акись и и с. Кипиево (Разрезы Акись-2 и Кипиево-2) — моллюски пьяченского яруса: *Isocrassina omalii* (De la Joinkaire), *Astarte incerta* Wood, в разрезах нижнего течения р. Б. Вольма — моллюски занклского-гелазского яруса: *Cyrtodaria angusta* (Nyst & Westendorp) (определение В. С. Зархидзе).

**Пай-Хой.** В разрезах у г. Хубтапэ (Хубтапэ-3), оз. Хейяхамал (Хейяхамал-1), р. Кары у устья р. Силоваяха, обнаружены моллюски гелазского яруса: *Isocrassina domburgensis* (Janssen et van der Slik), *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik), *Astarte incerta* Wood, *A. gydanica* (Sachs), *A. jenissae* (Sachs), *Chlamys pusio* Linnaeus, в разрезах в нижнем течении р. Сопчаю — моллюски гелазского яруса: *Astarte incerta* Wood, *A. gydanica* (Sachs), *A. jenissae* (Sachs), в разрезах в среднем течении р. Сопчаю — моллюски занклского яруса: *Isocrassina fusca* Poli, в среднем на р. Кара у руч. Тогорейяха (Кара-1) — моллюски занклского яруса: *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), р. Кары у устья р. Силоваяха: *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik) и р. Силоваяха (Силоваяха-1): *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik), *I. fusca* Poli, *Astarte gydanica* (Sachs), *A. jenissae* (Sachs), в разрезе р. Сесыюю — моллюски занклского яруса: *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik).

**Таймыр.** В цоколях разрезов плейстоцена в устье р. Енисей (сборы Е. А. Гусева) обнаружены моллюски занклского-гелазского ярусов: *Astarte gydanica* Sachs, *A. jenissae* Sachs, *Chlamys pusio* Linnaeus, (которые могут быть переотложенными). В разрезах р. Мод обнаружены моллюски занклского-гелазского ярусов: *Chlamys pusio* Linnaeus.

**Острова запада Российской Арктики.** В разрезе на берегу озера в южной части о-ва Земля Александры (арх. Земля Франца-Иосифа) были обнаружены моллюски: *Isocrassina ariejanseni* (Marquet). В разрезе на мысе Маточкин (Северный ов-в, Новая Земля) установлены моллюски гелазского яруса: *Isocrassina domburgensis* (Janssen et van der Slik), *I. zelandica* (Janssen et van der Slik), в разрезе в бухте Крестовой — моллюски занклского-гелазского яруса: *Astarte incerta* Wood. В разрезе в бухте Солнечная (о. Большевик, арх. Северная Земля) были обнаружены моллюски: *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), *I. fusca* (Poli), *Astarte incerta* Wood, *Chlamys pusio* Linnaeus, *Cyrtodaria angusta* (Nyst & Westendorp). В цоколе разреза мыса Октябрьский (о. Октябрьской Революции, арх. Северная Земля) были обнаружены моллюски гелазского яруса: *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik), *I. domburgensis* (Janssen et van der Slik), *I. cf. latecostata* (Spaink), *Astarte gydanica* (Sachs), *A. jenissae* (Sachs), *Cyrtodaria angusta* (Nyst & Westendorp), *Chlamys pusio*

**Схема распространения моллюсков занклского-гелазского ярусов  
в отложениях запада Российской Арктики и сопредельных территорий**

Виды моллюсков	Занклский ярус	Пъяченский ярус	Гелазкий ярус	Запад Архангельской области	Большиземельская тундра	Пай-Хой	Таймыр	Острова запада Российской Арктики	О. Исландия и о. Гренландия
1. <i>Isocrassina zelandica</i> (Janssen et van der Slik)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
2. <i>Isocrassina fusca</i> (Poli)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
3. <i>Isocrassina basteroti</i> (De la Joinkaire)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
4. <i>Isocrassina ariejanseni</i> (Marquet)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
5. <i>Isocrassina omalii</i> (De la Joinkaire)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
6. <i>Isocrassina domburgensis</i> (Janssen et van der Slik),	+	+	+	+	+	+	+	+	+
7. <i>Isocrassina. cf. latecostata</i> (Spaink),	+	+	+	+	+	+	+	+	+
8. <i>Astarte incerta</i> Wood	+	+	+	+	+	+	+	+	+
9. <i>Astarte gydanica</i> (Sachs)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
10. <i>Astarte jenissae</i> (Sachs)	+	+	+	+	+	+	+	+	+
11. <i>Cyrtodaria angusta</i> (Nyst & Westendorp)	?	+	+	+	+	+	+	+	+
12. <i>Chlamys pusio</i> Linnaeus	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Linnaeus. В разрезе о. Пионер (арх. Северная Земля) обнаружены моллюски: *Cyrtodaria angusta* (Nyst & Westendorp).

Следует отметить, что в разрезах п-ова Тыёднес (Северная часть о. Исландия) обнаружены моллюски гелазского яруса: *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik), *I. domburgensis* (Janssen et van der Slik), *Astarte incerta* Wood, *Chlamys pusio* Linnaeus, *Cyrtodaria angusta* (Nyst & Westendorp), на в районе Иль-де-Франс (Северная часть о. Гренландия) найдены моллюски гелазского яруса: *Isocrassina zelandica* (Janssen et van der Slik), *I. domburgensis* (Janssen et van der Slik).

Наличие наибольшего количества видов моллюсков плиоцен-эоплейстоцена на островах Запада Российской Арктики (Земля Франца-Иосифа. Новая Земля, Северная Земля) может говорить о том, что при их миграции на север значительную роль играл Палеогольфстрим. Таким образом, их миграция могла идти из Центральной Европы (ныне бассейн Северного моря) через прибрежную часть мелководного шельфа островов: Англия, Исландия, затем Гренландия, и далее архипелаги: Земля Франца — Иосифа, Новая Земля, Северная Земля и далее на юг на территорию нынешних Архангельской области, Припечорья, Большиземельской тундры, Пай-Хоя и Таймыра.

Для данного региона наибольшее биостратиграфическое значение имеют следующие виды двустворчатых моллюсков (характерных для одновозрастных отложений Центральной и Южной Европы): *Isocrassina basteroti* (De la Joinkaire), *I. fusca* (Poli), *I. ariejansi* (Marquet), — характерные для отложений занклского яруса, *Isocrassina omalii* (De la Joinkaire) — распространенные в отложениях пьяченского яруса и *Isocrassina domburgensis* (Janssen et van der Slik) — типичные для отложений гелазского яруса запада Российской Арктики. Для этих видов предлагаются выделение 3 местных биостратиграфических подразделений — слоев с фауной, характеризующих отложения занклского, пьяченского и гелазского ярусов Российской Арктики.

### Литература

1. Крылов А. В., Зархидзе Д. В., Марке Р. Кайнозойские моллюски Российской Арктики и их стратиграфическое значение. Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 2009. С. 302—304.

# **МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЗКОЧЕРЕПНЫХ ПОЛЕВОК ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА**

И. В. Кряжева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*Innageologi@mail.ru*

---

Исследования морфологии позднеплейстоценовых узкочерепных полевок региона представляет большой интерес в плане выяснения истории возникновения двух современных подвидов узкочерепной полевки в Северной Евразии: тундрового — *Microtus gregalis major* и степного — *Microtus gregalis gregalis*. Подвидовой статус позднеплейстоценовой узкочерепной полевки до сих пор остается дискуссионным [5].

Для оценки эволюционного уровня узкочерепных полевок используются качественные показатели — соотношение морфотипов [1] и количественные — выраженность буккального угла передней непарной петли [4].

В данной работе проведен анализ морфологии остатков узкочерепной полевки из позднеплейстоценовых отложений грота Шугор 4 и раннеголоценовых отложений грота Кожим 1. Для сравнения использовались данные И.Б. Головачева [2]. Для характеристики морфологии полевок были выбраны длина и форма параконида первого нижнего коренного зуба.

Из слоев 2 и 3 грота Шугор 4 было определено 155  $M_1$ , из слоя 1 грота Шугор 4 — 62  $M_1$  и из слоя 2 грота Кожим 1 — 20  $M_1$ . При анализе результатов хорошо видно, что в пространстве трех признаков (длина  $M_1$ , доля микротидного морфотипа и возраст), выборки позднего плеистоцена хорошо разделяются от голоценовых и современных, однако картина распределения осложняется разнообразием современных полевок.

Так, зубы современных горных полевок (Кр. Камень) почти не отличаются по размерам от плеистоценовых, но имеют более сложное строение, а узкочерепные полевки, обитающие на равнине (Ямал) имеют простое строение, но очень крупные размеры.

Прослеживая изменения зубов узкочерепных полевок Приполярного Урала от позднего плеистоцена к современности было подтверждено, что с увеличением угла на буккальной стороне так же увеличивался и размер зубов.

Зубы узкочерепных полевок из местонахождений Шугор 4 и Кожим 1 имеют морфологию типичную для позднеплейстоценовых полевок севера Урала и севера Западной Сибири.

Для выделения морфотипов использовался количественный метод. Вслед за Смирновым [4] и Головачевым и др., [3] выделялись три морфотипа. Зубы с более простым строением (без выемки, с округлой или прямой передней непарной петлей) были обозначены как  $0^\circ$  и отнесены к грегалоидному морфотипу, зубы с хорошо заметной выемкой, равной  $5^\circ$ ,  $10^\circ$ ,  $15^\circ$  и  $20^\circ$  отнесены к грегалоидно-микротидному морфотипу, а зубы с углом  $25^\circ$  и более — к микротидному морфотипу [3].

Таким образом, в слоях 2—3 грота Щугор 4 грегалоидной группе принадлежит 29 %, грегалоидно-микротидной 42.5 % и к микротидной 28.5 %. В слое 1 грота Щугор 4 преобладают зубы относящиеся к микротидной группе, на них приходится 38 %, на грегалоидно-микротидную группу приходится 35 %, а на грегалоидную — 27 %. В слое 2 грота Кожим 1 в равных соотношениях находятся грегалоидно-микротидная и микротидная группы на них приходится по 40 % и 20 % приходится на грегалоидную.

Таким образом, узкочерепные полевки Приполярного Урала — это типичные позднеплейстоценовые полевки, дожившие в таком виде вплоть до раннего голоценена (до 9000 лет назад).

### Литература

1. Большаков В. Н., Васильев И. А., Малеева А. Г. Морфотипическая изменчивость зубов полевок. М.: Наука, 1980. 139 с.
2. Головачев И. Б. Голоценовые грызуны из грота Зверобой на Полярном Урале // Современные проблемы популяционной, исторической и прикладной экологии. Материалы конф. Екатеринбург, 1998. С. 36—45.
3. Головачев И. Б., Смирнов Н. Г., Добышева Э. В., Пономарев Д. В. К истории современных подвидов узкочерепной полевки // Современные проблемы популяционной, исторической и прикладной экологии. Вып. 2. Материалы конф. молодых ученых. Екатеринбург, 2001. С.49—57.
4. Смирнов Н. Г., Большаков В. Н., Бородин А. В. Плейстоценовые грызуны Севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 145 с.
5. Историческая экология животных гор Южного Урала / Н. Г. Смирнов, В. Н. Большаков, П. А. Косинцев и др. Свердловск, 1990. 243 с.

# НЕФТЕМАТЕРИНСКИЕ ПОРОДЫ ГЛУБОКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ

Е. А. Кузнецова

ПГНИУ, Пермь

e.lena.kuznetsova@yandex.ru

---

Как известно, практически все осадочные породы чехла Верхнепечорской впадины, содержащие органическое вещество могут (могли) быть нефте- или газоматеринскими в соответствующих геологических условиях. Важно определить, какое количество нефти они могли дать, то есть установить их нефтематеринский потенциал (то количество микронефти, нефти, которое может генерировать данная порода за всю геологическую историю).

Нефтегазовый потенциал пород формируется в диагенезе, зависит от количества, состава органического вещества и литолого-фацальных условий осадконакопления. В мировой практике геологических и научно-исследовательских работ принято выделять классы нефтематеринских (НГМП) пород по количеству  $C_{\text{опр}} (\%)$  и пиролитическим показателям ( $S_1$ ,  $S_2$ , HI, OI,  $S_1 + S_2$ ), которые учитывают углеводороды, содержащиеся в породе и пиролитические углеводороды, позволяют определить оставшийся нефтегазовый потенциал пород и типов органического вещества [1, 3].

Согласно классификации Тиссо-Вельте выделено пять классов нефтегазоматеринских пород (таблица).

Ниже сделана попытка оценить нефтегазоматеринский потенциал различных пород, их вертикальную и латеральную распространенность в пределах Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба.

**Ордовикско-нижнедевонский комплекс** характеризуются преимущественно сапропелевым типом органического вещества (OB). Начало

## Классификация нефтегазоматеринских пород [3]

Класс нефтематеринских пород	$C_{\text{опр}}, \%$	$S_1$ , мг УВ/г породы	$S_2$ , мг УВ/г породы	TGP, ( $S_1 + S_2$ ) кг УВ/т породы	HI, мг УВ/т $C_{\text{опр}}$
Очень бедные	0—0.2	менее 0.1	менее 0.2	0.01—0.5	0—50
Бедные	0.2—0.5	0.1—0.5	0.2—2.0	0.5—2.0	5—100
Средние	0.5—1.0	0.5—1.0	2.0—6.0	2.0—6.0	100—300
Богатые	1.0—3.0	1.0—2.0	6.0—20.0	6.0—20.0	300—600
Очень богатые	более 3.0	более 2.0	более 20.0	более 20.0	более 600

главной фазы нефтеобразования (ГФН), соответствующее степени катагенеза органического вещества МК<sub>1</sub>, палеотемпературе около 60 °С и глубине погружения пород 1.7—1.8 км, отмечается к началу турнейского века.

На этапе протокатагенеза в условиях ГФН Верхнепечорский газоносный суббассейн развивался как газоносный. Начиная с верхнеартинского времени, при уровне катагенеза МК<sub>4</sub> и выше нефтегазоматеринские породы комплекса достигли условий главной зоны газообразования. Генерация газа продолжалась вплоть до современного этапа, когда уровень катагенеза ОВ достиг в комплексе АК<sub>2</sub> [2].

Отложения нижнеордовикского комплекса с учетом литофацальной характеристики слагающих его пород и концентрацией ОВ относят к бедным нефтематеринским породам, вышележащие средне- и верхнеордовикские толщи — к среднему классу материнских пород. Органическое вещество силурийских пород в восточных и западных районах прогиба прошло различные стадии катагенеза: на востоке ОВ полностью реализовало свой нефтяной потенциал, состав синбитумоидов здесь соответствует стадии МК<sub>5</sub>; в центральных районах впадины (Западный Вуктыл) сохраняется нефтяной потенциал — данная толща относится к бедным, средним и, в меньшей степени, богатым нефтематеринским породам. Нижнедевонские толщи содержат органическое вещество гумусового типа и являются газонефтематеринскими среднего или бедного класса.

Нефтегазоматеринские осадки **среднедевонско-нижнефранского комплекса** в Верхнепечорском суббассейне характеризуются преимущественно смешанным гумусово-сапропелевым типом ОВ. Стадии катагенеза МК<sub>1</sub>, соответствующей термобарическим условиям главной зоны нефтеобразования (ГЗН). они достигают при глубине погружения 1.7—1.8 км.

Начиная с позднеартинско-кунгурского времени (от уровня катагенеза ОВ — МК<sub>4</sub>), осадочный суббассейн развивался как газоносный [2].

Отложения комплекса рассматриваются как бедные и средние нефтегазоматеринские породы.

**Среднефранско-турнейский комплекс** содержит в основном сапропелевое и сапропелево-гумусовое ОВ. При глубине погружения 1.9—2.0 км к началу среднекаменноугольной эпохи нефтематеринские породы комплекса достигают при уровне катагенеза МК<sub>1</sub> условий ГЗН [2].

В восточной части впадины материнские породы характеризуются как богатые и среднепродуктивные НГМП. В пределах Южно-Верхнепечорской палеодепрессии исходные УВ показатели, как и величина оставшегося нереализованного потенциала, характеризуют породы как богатые и среднепродуктивные. Верхнепечорское палеоподнятие характеризуется развитием бедных и очень бедных нефтегазоматеринских пород.

В глубоких горизонтах осадочного чехла Верхнепечорской депрессии выполнено одно из важнейших необходимых условия нефтегазообразования (и особенно газообразования) — наличие богатых органическим веществом, преимущественно сапропелевого и гумусово-сапропелевого типов нефтегазоматеринских пород значительной мощности. прошедших главные фазы нефте- и газообразования.

### **Литература**

1. *Анищенко Л. А., Клименко С. С. Нефтегазовый потенциал толщ верхнедевонских рифогенетических комплексов и термическая зрелость органического вещества // Рифы и карбонатные псевдитолиты: Мат-лы Всерос. литологического совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 8—9.*
2. *Дьяконов А. И., Цхадая Н. Д., Овчарова Т. А. и др. Современный эволюционно-динамический метод прогноза нефтегазоносности геолого-экологических регионов особо сложного строения (на примере юга Верхнепечорской впадины). Ухта: УГТУ, 2002. 88 с.*
3. *Tissco B., Вельте Д. Образование и распространение нефти и газа. М.: Мир, 1981. 501 с.*

# ЗОЛОТОНОСНАЯ ГЕМАТИТ-МАГНЕТИТОВАЯ ГАЛЬКА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУЧ. ЮЖНОГО (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К. Г. Курылева  
СыктГУ, Сыктывкар  
*ksenka1008@mail.ru*

В аллювиальных отложениях различных водотоков в Кожимском районе Приполярного Урала иногда отмечается гематит-магнетитовая галька с включениями золота. Происхождение такой гальки является дискуссионным, поскольку в рудах коренных проявлений этого района золото обычно находится в срастаниях с сульфидами или в виде включений в сульфидах [1–3].

В аллювиальных отложениях промышленной россыпи руч. Южного в 3 км ниже по течению от золоторудного проявления Караванного, находящегося в верховьях этого ручья, обнаружена предположительно гематит-магнетитовая галька черного с коричневатым оттенком цвета величиной до 1.5 см в попечнике с крупными включениями проволоковидного золота. Сильно вытянутые (проводковидные) выделения золота имеют толщину до 1 мм и длину до 8 мм, они выступают над поверхностью гальки и в результате окатывания образуют некое подобие клубка. Происхождение гальки представляет большой интерес, поскольку правомерно предполагать существование коренных рудопроявлений, существенно отличных от золото-сульфидно-кварцевого проявления Караванного.

По данным рентгенофазового анализа оксиды железа представлены двумя минералами — гематитом и магнетитом (ферромагнитная окись железа  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  кубической сингонии). В табл. 1 приведен состав

Таблица 1  
Состав золота из гематит-магнетитовой гальки руч. Южный (мас. %)

Зерно	Cu	Pd	Ag	Au	Hg	Сумма
1, центр	0.76	0.0	2.46	94.85	0.0	98.07
1, центр	0.0	0.0	2.75	99.81	0.0	102.56
1, центр	0.77	0.0	2.17	97.59	0.0	100.53
1, край	0.0	0.0	2.09	98.69	0.0	100.78
1, край	0.0	0.0	1.06	96.06	0.0	97.12
1, край	0.0	0.0	0.0	96.65	0.0	96.65
2, центр	0.0	0.0	1.89	94.28	0.0	96.17
2, центр	0.71	0.0	2.09	98.55	0.0	101.35
2, край	0.0	0.0	2.51	95.81	0.0	98.32
2, край	0.71	0.0	1.69	98.43	0.0	100.83
2, край	0.0	0.0	1.61	100.77	0.0	102.38

золота. Из элементов-примесей устанавливается серебро в количестве до 2.8 мас. %, изредка медь — до 0.7 мас. %.

В ходе последующих работ было проведено шлиховое опробование аллювиальных отложений и отобрана гематит-магнетитовая галька величиной до 2—3 см в поперечнике без видимого золота, предположительно подобная золотоносной гальке. Нами проведено изучение 4 образцов такой гальки (№№ 2-3201, 203202, 203203, 203204). По данным атомно-абсорбционного анализа содержание золота в гальке колеблется от 0.002 до 0.22 г/т.

Галька сложена в основном гематитом и магнетитом, а также нерудными минералами, представленными преимущественно слюдистыми агрегатами (рис. 1). Содержание магнетита практически во всех аншлифах примерно 80—90 %, гематита около 5 %, а нерудных минералов — 5—15 %. Встречается в единичных знаках ильменит. Исключе-

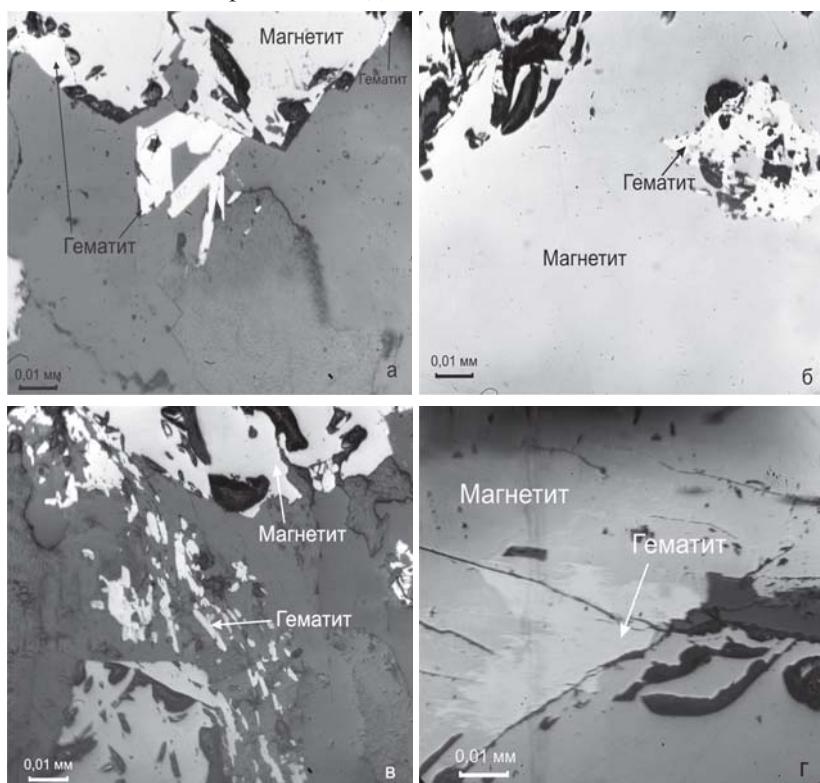


Рис. 1. Характер срастаний магнетита и гематита:

а — толстостолбчатые кристаллы гематита и агрегаты в виде «каемочки» по магнетиту; б — изометричные выделения гематита с нерудными минералами в магнетите, скелетная структура; в — шестоватые кристаллы и изометрические агрегаты гематита; г — замещение магнетита по краю гематитом

нием является аншл. 203204, где содержание магнетита и нерудных минералов практически одинаково, а гематита ~20 %. Текстура неравномерно вкрапленная, густо вкрапленная, пятнистая, полосчатая. Структура гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая.

Магнетит под микроскопом светло-серый с коричневым оттенком. Минерал изотропен и внутренние рефлексы у него отсутствуют. Зерна магнетита имеют таблитчатую треугольную, трапециевидную форму, а также форму усеченного треугольника. Размеры зерен колеблются от 0.05 до 1—2 мм. В магнетите присутствует много включений нерудных агрегатов. Характерной чертой для него являются зазубренные границы у некоторых зерен.

Оптические свойства гематита немного отличаются от свойств магнетита. Он практически белый, анизотропный и у него темно-красные внутренние рефлексы. Гематит встречается в виде толстостолбчатых кристаллов, шестоватой и игольчатой формы (рис. 1, а, в). Иголочки в срастании образуют форму веера. Также присутствуют агрегаты в виде «каемочки» по магнетиту и изометричные выделения (рис. 1, б). Размерность зерен от 0.005 до 0.1—0.2 мм, иногда и до 0.5 мм. В аншл. 203201.02 гематит замещает магнетит по его краям, по трещинам и по отдельности (рис. 1, г). Гематит размещается также и в нерудной массе. В аншл. 203203 гематит уже замещает значительную часть магнетита в виде ксеноморфных выделений до 0.05 мм. В аншл 203204 гематит в виде шестоватых агрегатов в срастании друг с другом в одном направлении образуют полосчатость в нерудной массе.

Ильменит в отраженном свете серый, анизотропный. Зерна ильменита имеют сложную форму, размеры до 0.05мм.

Кроме того, нами проведено электронно-микроскопическое и микрорэзондовое изучение тех же аншиллов. Наряду с отмечавшимися выше минералами обнаружены зерна галенита, пирита, халькозина, ковеллина, ксенотима, оксидов урана и других точно не диагностированных минеральных фаз.

Особенно важным является обнаружение золота в изученных образцах гальки. Это субмикронные зерна, находящиеся в виде включений в одном случае в магнетите, в другом — в халькозине (рис. 2). Золото в магнетите характеризуется присутствием теллура и висмута, в халькозине — серебра, ртути и селена. Столь специфичный состав золота нам пока трудно объяснить. В золоте проявления Караванное таких примесей нет, но они не обнаружены и в крупном золоте отмечавшейся вначале гематит-магнетитовой гальки (табл. 2).

По аналогии с особенностями золота других рудопроявлений Кожимского района (Чудное, Нестеровское) и других районов Приполярного Урала (Кожимвож и др.) можно предполагать, что изученная гематит-магнетитовая галька вероятнее всего связана с кварцевыми гравелитами и конгломератами базальных горизонтов обеизской свиты

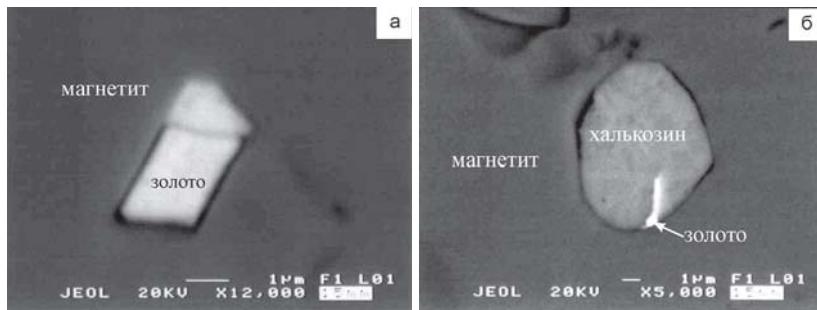


Рис. 2. Минеральный состав золота магнетитовой гальки (электронно-микроскопические снимки)

Таблица 2

**Состав золота и элементов-примесей руч. Южный, мас. %**

№ пп	№ аншилифа	Au	Ag	Hg	Se	Te	Bi
1	203202	83.05	—	—	—	8.87	8.07
2	-<-	81.82	—	—	—	9.06	9.12
3	-<-	82.75	—	—	—	7.40	9.85
4	203203	53.25	23.25	7.76	2.4	—	13.34
5	-<-	62.35	25.68	5.32	—	—	6.65

нижнего ордовика или с залегающими в этих породах золото-сульфидно-кварцевыми жилами. Не исключено, что эти породы играют важную россыпебобразующую роль наряду с золото-сульфидно-кварцевыми и золото-кварцевыми рудопроявлениями.

Автор благодарна Л. И. Ефановой, С. А. Онищенко (ЗАО «Голд Минералс»), С. К. Кузнецовой, В. Н. Филиппову (ИГ Коми НЦ УрО РАН) за предоставленные материалы и помощь в проведении исследований.

#### Литература

1. Кузнецов С. К., Тарбаев М. Б., Майорова Т. П. и др. Благородные металлы западного склона севера Урала и Тимана. Сыктывкар, Геопринт, 2004. 48 с.
2. Малогин А. А. Типоморфизм россыпного золота и возможности его использования при поисках коренных источников (на примере р.Балбан-Ю). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1984. 203 с.
3. Тарбаев М. Б. Жильный тип золоторудной минерализации Приполярного Урала. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 1991. 16 с.

# СЛАВНАЯ ДИНАСТИЯ ШТУКЕНБЕРГОВ

Н. В. Лезликова, В. И. Силин

КГПИ, Сыктывкар.

*silinv@rambler.ru*

Немало в русской науке династий, которые прославляли ее в различные времена, многие из них имеют немецкие корни, например Кеппены, Штуkenберги, Крузенштерны и др.

В республике широко известно имя Штуkenberga Александра Антоновича (07.09.1844—31.03.1905) — казанского геолога, географа [1, 2]. В 1874 г. А. А. Штуkenберг и М. С. Тарасов участвовали в экспедиции Минералогического общества, которая проследовала по р. Печоре от Усть-Волосницы вниз по реке и далее на север Тиманского кряжа. Экспедицией детально были изучены палеозойские отложения, составлена геологическая карта (рис. 2), приведены описания ископаемой фауны, собран гербарий. Впоследствии за исследование «Геологическое путешествие в Печорский край и Тиманскую тундру» А. А. Штуkenбергу была присуждена докторская степень (1875), что позволило ему стать экстраординарным, а в 1876 г. ординарным профессором по кафедре геологии и палеонтологии Казанского университета. Усилиями

А. А. Штуkenberга в Казани была основана знаменитая казанская научная школа геологов. Его труд по геологии Тимана до сих пор постоянно изучают современные геологи.

Родился Александр Антонович в Вышнем Волочке, маленьком городке Тверской губернии где трудился и его дед и его отец.

Дед — славный географ, воин, инженер — Иван Федорович (Johann Christian) Штуkenберг (6.02.1788—1856) родился в герцогстве Ольденбургском; высшее образование получил в Геттингенском, Йенском и Эрлангенском университетах.

В 1807 приехал в Петербург и поступил на военную службу сначала в морскую артиллерию унтер-офицером, потом в



Рис. 1. Штуkenберг Александр Антонович



Рис. 2. Казанский университет

Главный штаб колонновожатым. В 1810 был принят инженером третьего класса с чином поручика в Корпус инженеров путей сообщения и зачислен в резерв. Через год командирован для съемки и составления топографического плана на р. Тверь. С этого времени местом полевой службы Иван Федоровича стали г. Тверь, Вышний Волочек и близле-

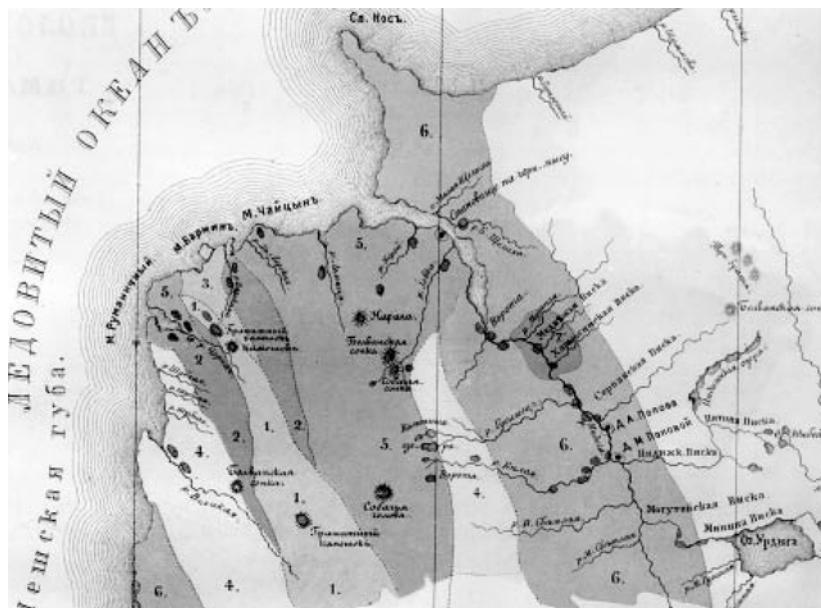


Рис. 3. Геологическая карта северной части Тиманского кряжа, составленная А. Штукенбергом

жащие уезды. В годы Отечественной войны 1812 находился в 1-й Западной армии в Вильно, затем получил назначение в Российско-Германский легион вспомогательных войск. Участвовал в Смоленском, Бородинском, Лютценском и Бауценском сражениях. После окончания войны возвратился к прежней службе в Корпус инженеров путей сообщения и поселился в Вышнем Волочке. В период с 1814 по 1824 был директором Боровицких порогов, затем Московского тракта между Новгородом и Тверью; произведен в майоры, затем — в подполковники. В 1824 откомандирован в Стартую Руссу в отдельный корпус военных поселений. В том же году внезапно уволен со службы после одной из встреч с

главным начальником военных поселений графом А. А. Аракчеевым. Прожив в Вышнем Волочке в отставке около четырех лет, Шту肯берг переехал в Петербург. В 1828 поступил архивариусом в Депо карт Главного управления путей сообщения и публичных зданий. В 1842 после реорганизации этого учреждения остался за штатом. В 1845 зачислен редактором статистического отделения в департамент сельского хозяйства Министерства гос. имуществ. В 1851 переведен библиотекарем в Румянцевский музей, где служил до конца жизни.

Велики заслуги Иван Федоровича перед русской географией.

Географией и статистикой начал заниматься в годы учебы в Геттингенском ун-те. В 1826—28 составил несколько карт по водным сообщениям России, одновременно собирая материал для своих будущих работ. К сожалению, основные труды его были изданы на немецком языке, видимо, это обстоятельство привело к неширокому цитированию его трудов. В 1841 г. выходит его описание проектируемых, и построенных каналов на территории Российской государства «Beschreibung aller Kanale in Russischen Reiche» (удостоено половинной Демидовской премии). В этом сочинении автор не только описывает каналы и судоходные пути, но и рассказывает об истории освоения территорий, об особенностях строительства. Например, для территории европейского северо-востока он рассматривает исторические события от викингов,



Рис. 4. Иван Федорович  
Шту肯берг

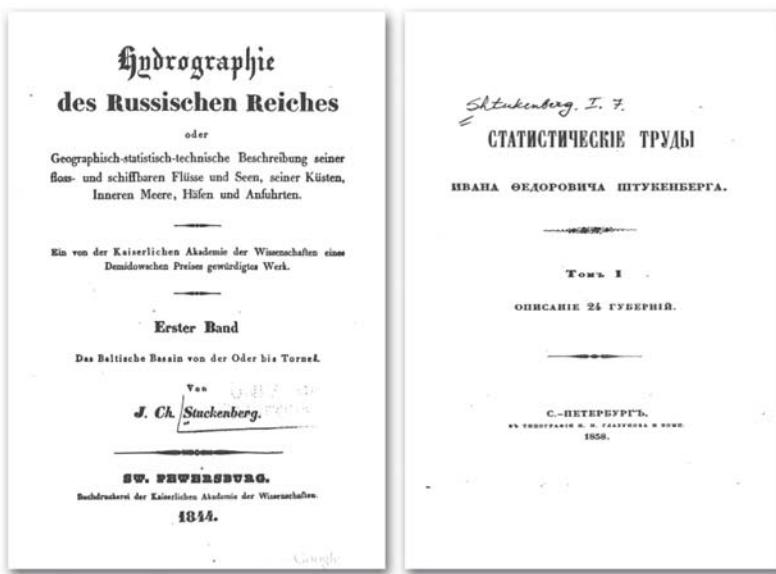
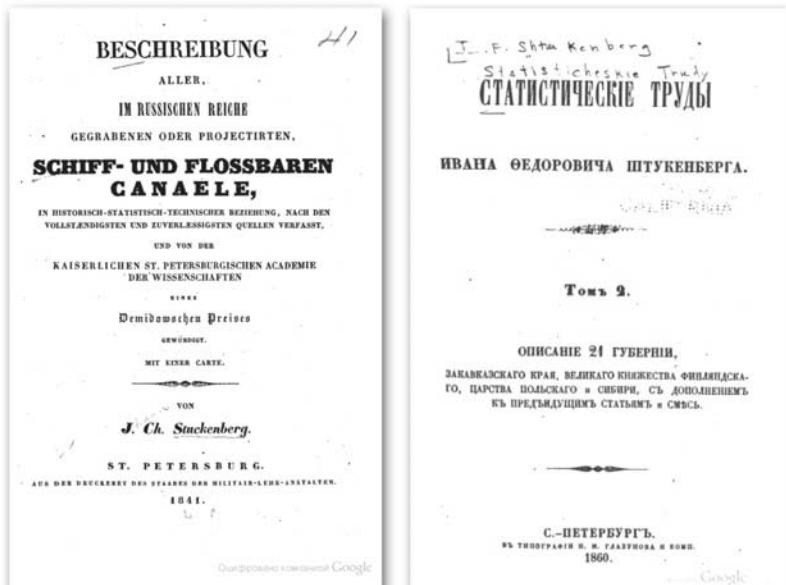
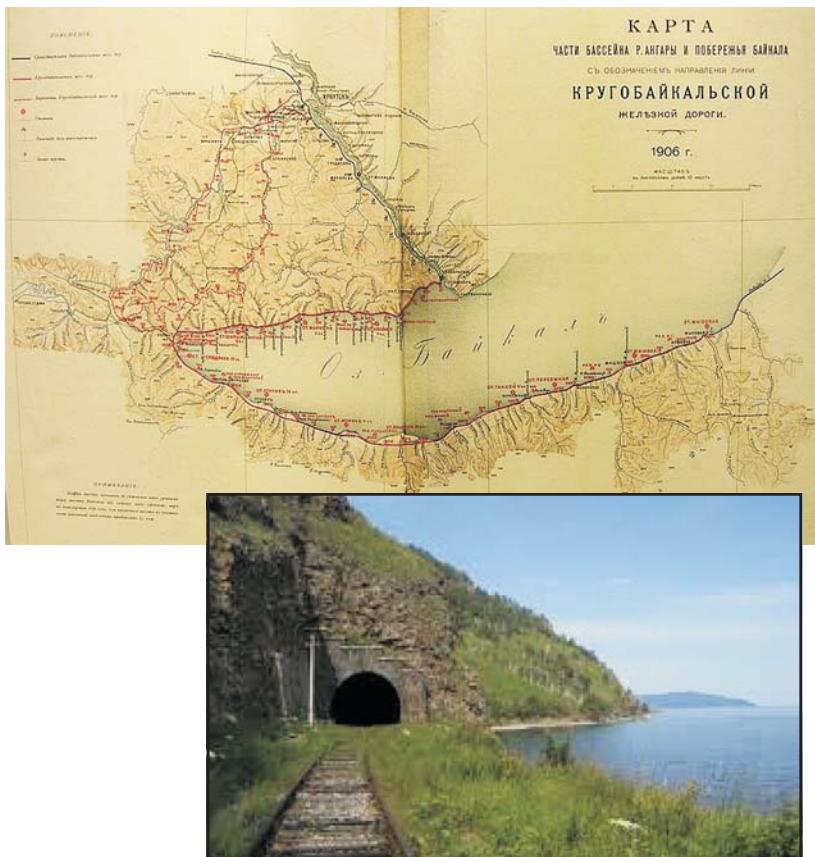


Рис. 5. Труды И. Ф. Штукенберга



**Рис. 6.** Кругобайкальская железная дорога. Карта. Современное состояние

новгородцев до начала XIX века. Можно много узнать о строительстве Екатерининского канала, которому посвящена отдельная глава, о проекте соединения Вычегды и Печоры посредством рек Южной и Северной Малки и предложениях соединения Печоры и Камы. В 1844 г. выходит его блестящие описания всей гидрографической сети русского государства. «Hydrographie des Russ. Reiches, Baltisches Bassin von der Oder bis Tornæa» и др.

С 1849 до 1852 г. И. Ф. Шту肯берг издал на немецком языке в 4 книгах указатель для изучения России в отношении географии, топографии, этнографии и статистики, именно: 1-я книга — о картах и планах, 2-я книга — библиография; 3-я книга — сборники и журналы и 4-я книга — губернские газеты.

После смерти И. Ф. Штуkenberga его сыном изданы «Статистические труды Штуkenberga» (СПб., 1857—1860, 2 тома). Эта работа пред-

ставляет собой статистические описания всех губерний России. В первом томе даны описания хозяйства, природы, экономики, в том числе, Вологодской и Архангельской губерний в пространство которых тогда входила территория современной Республики Коми.

Сейчас эти книги представляют очень большой исторический интерес.

Сын Ивана Федоровича Антон Иванович Шту肯берг (15.08.1816—07.03.1887) родился в Вышнем Волочке, в 1836 г. закончил Институт инженеров путей сообщения с чином поручика. В 1836—1840 гг. служил в Восточной Сибири, исследовал пути в Забайкальских горах, занимался трассировкой Кругобайкальской железной дороги.

В 1840 г. по возвращении из командировки он сразу же получил новое назначение: участвовать в работах по исправлению Вишерского канала Вышневолоцкой водной системы. В 1842—1849 годах исследовал направление и строил часть Николаевской железной дороги — от станции Вышний Волочек до станции Калашникова. После её открытия управлял движением от Окуловской до Спировской станции.



Рис. 7. Антон Иванович  
Штуkenберг



Рис. 8. Вышний Волочек. Вокзал

В 1855—1857 году по распоряжению главноуправляющего путями сообщения был командирован в Крым для устройства военных железных дорог, после этого в 1857—1863 годах служил в Санкт-Петербурге начальником отделения I округа путей сообщения, в этот период (в 1859 году) по его проекту был перестроен Каменноостровский мост. Этот мост простоял около века и был заменён в 1952 году. В 1863—1865 годах был в Москве на должности начальника III округа. В 1865—1887 годах был членом техническо-строительного комитета при Министерстве внутренних дел в Санкт-Петербурге и с 1873 года старшим техником при Санкт-Петербургской городской управе. В этой должности он принимал деятельное участие в работе комиссии по устройству постоянного моста имени императора Александра II (Литейного) через реку Неву.

Им был построен Крестовский мост и произведены некоторые другие городские постройки. Смерть А. И. Штуkenberga наступила 7 марта 1887 года в Санкт-Петербурге. Похоронен на Богословском кладбище, семейном участке Штуkenbergов, Баронская дорога, участок 23.

Большой заслугой перед географией Антона Ивановича был перевод и издание работ своего отца под заглавием «Статистические труды Ивана Феодоровича Штуkenberга» (СПб., 1857—60). В 1857 г. он напечатал в «С.-Петербургских Ведомостях» (№ 52) свою первую статью «Иван Федорович Штуkenберг и его сочинения». Статья эта была перепечатана в «Журнале Министерства Народного Просвещения» и издана отдельной брошюрой. Помимо научных трудов А.И.Штуkenберг опубликовал большое количество инженерных и литературных трудов. В «Журнале Главного Управления Путями Сообщения» (тома XVII и XXIX) появилась его статья «Кругобайкальская железная дорога». Кроме того, в это же время Ш. напечатал еще две свои статьи в «Северной Пчеле»: 1) «О разведении в России хлопчатой бумаги в Закавказском крае» (за 1862 г., № 174, была перепечатана в «Сыне Отечества» за 1862 г., № 197) и 2) «О средствах для построения в России железных дорог» (за 1862 г., № 347 и перепечатано в «Зрителе» 1863 г., № 1).

### Литература

1. Янишевский М. Памяти А. А. Штуkenberга // Ежегодн. по геол. и минер. России. Т. VIII, вып. 1. 1905. С. 19—22.
2. Канев Г., Силин В. Геолого-Палеонтологические исследования А. А. Штуkenberга в Тимано-Печорском крае // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2004. № 2 (110). С. 23—25.

# МЕЙМЕЧИТ-ПИКРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС СИХОТЭ-АЛИНЯ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Т. А. Лотина

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

*venera.2000@mail.ru*

---

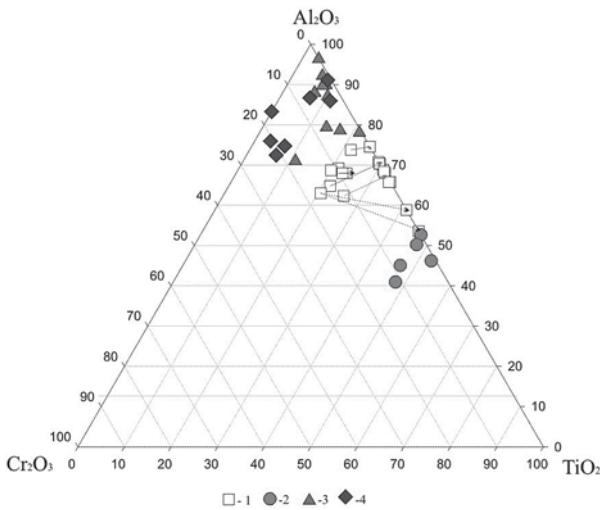
В пределах Центрального Сихотэ-Алиня широко распространены небольшие по размерам тела ультраосновных субвулканических пород (меймечиты, пикриты) [1–3]. Они приурочены в основном к юрским вулканогенно-кремнисто-алевролитовым толщам. Меймечит-пикритовый комплекс включает ряд пород, от эфузивных фаций до типично интрузивных (дунит-пироксенит-габбро). Типоморфными породами комплекса Сихотэ-Алиня являются пикриты и меймечиты.

Ультраосновные субвулканические породы (меймечиты) являются массивными грубо-порфировыми породами, состоящими из больших (от 5–8 мм) хорошо ограненных кристаллов оливина, которые окружены оторочками серпентина на контактах с основной раскристаллизованной титанавгит-серпентиновой массой, с единичными зернами ликвидусного хромита.

Пикриты внешне сходны с меймечитами, но отличаются от них меньшим объемом оливина (до 20 %), присутствием крупных порфировых выделений клинопироксена и более многочисленных зерен флогопита в интерстициях между спутанноволокнистым или микролитовым агрегатом титанавгита (до 98 %) с участками стекла, замещенного ярко-зеленым хлоритом.

Характерной особенностью меймечитов Сихотэ-Алиня является, то, что клинопироксен представлен, окрашенными в фиолетовые тона титанавгитом, а в верлитах близок к диопсиду. Титанавгит в меймечитах в ядрах зерен окрашен менее интенсивно, чем по периферии, фиксируя тем самым смену условий на протяжении периода его кристаллизации [4]. Не мало важным показателем является, то, что в клинопироксенах меймечитов Сихотэ-Алиня количество  $TiO_2$  не превышает 5 %, тогда как в коматитах Горгоны и Нью Джорджия, взятых нами для сравнения, содержания титана намного ниже. Особенно большая разница титана имеется для коматитов Горгоны и Нью Джорджия, где содержание составляет не более 1.15 %. На диаграмме  $TiO_2-Al_2O_3-Cr_2O_3$  (рис. 1) видно, что клинопироксены из разных комплексов образуют три тренда.

Первый тренд — меймечитов Сихотэ-Алиня, второй — коматиты Горгоны и Нью Джорджия, третий — меймечиты Маймеча-Котуйской провинции. В меймечитах Сихотэ-Алиня изменения состава клинопироксенообразования начинаются с середины оси  $Cr_2O_3-TiO_2$  и переходит к оси  $TiO_2$ .



**Рис. 1.** Соотношение концентраций  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в клинопироксенах из пород различных комплексов.

1 — клинопироксены меймечитов Сихотэ-Алиня; 2 — клинопироксены меймечитов Маймеча-Котуйской провинции. Сибирь: 3 — клинопироксены коматитов Нью-Джорджа, Соломоновы острова; 4 — клинопироксены коматитов Горгоны, Колумбии

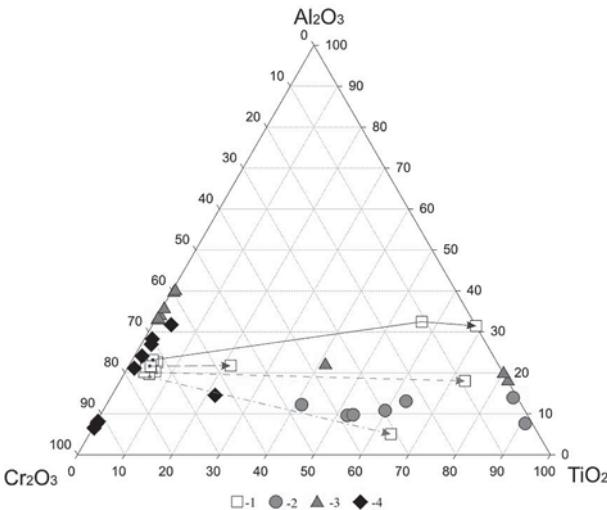
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . В породах Маймеча-Котуйской провинции наблюдается такая же тенденция — увеличение титана и алюминия и уменьшение содержания хрома в клинопироксенах. В коматитах Нью Джорджии и Горгоны мы видим прямое увеличение алюминия. Соответственно тренд изменения состава клинопироксена Горгоны и Нью Джорджа сначала поднимается к углу оси  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , а затем происходит изменение его направления к оси  $\text{TiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Очень своеобразны шпинели и магнетиты в изученных нами породах (меймечиты Сихотэ-Алиня и Маймеча-Котуйской провинции, коматиты Горгоны и Нью Джорджии). Шпинели меймечитов Сихотэ-Алиня при высокой хромистости обогащены титаном.

На диаграмме  $\text{TiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис. 2) видно, что в шпинелях меймечитов Сихотэ-Алиня происходит уменьшение содержания хрома и алюминия за счет увеличения количества титана.

Для титаномагнетитов меймечитов Маймеча-Котуйской провинции наблюдается такая же тенденция, шпинель становится более титанистой и менее хромистой. Шпинели коматитов Горгоны и Нью Джорджа занимают более обособленное положение, располагаясь вдоль оси  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Из приводимых диаграмм следует, что шпинели Сихотэ-Алиня, а также титаномагнетиты Маймеча-Котуйской провинции обогащены



**Рис. 2.** Соотношение концентраций  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в шпинелях и титаномагнетитах из пород различных комплексов.

1 — шпинель меймечитов Сихотэ-Алиня, 2 — титаномагнетит меймечитов Маймечи-Котуйской провинции, Сибирь; 3 — шпинель коматиитов Горгоны, Колумбия; 4 — шпинель коматиитов Нью-Джорджа, Соломоновы острова

титаном, железом. Шпинели коматиитов Нью Джорджа и Горгоны обладают повышенной магнезиальностью и хромистостью.

Меймечиты и пикриты по валовому составу относятся к семейству оливин-клинопироксеновых пород-верлитов и клинопироксенитов [5]. Коматииты, как и меймечиты никогда не содержат ортопироксен и плагиоклаз.

Таким образом, результаты минерально-петрографического изучения меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня показывают, что клинопироксены и шпинели меймечитов обогащены титаном, железом и марганцем, обеднены магнием, что касается клинопироксенов и шпинелей коматиитов Горгоны и Нью Джорджа, то в них наблюдается повышенные содержания алюминия, железа и хрома.

### Литература

- Зимин С. С. и др. О находке меймечитов в главном антиклиниории Сихотэ-Алиня // Вопросы геологии и металлогенеза северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1969.
- Мартынюк М. В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклиниория. Автореф. дисс. ... канд. наук. Новосибирск, 1972.
- Щека С. А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня. ДАН СССР, 1977. Т. 234. № 2.

4. Щека С. А., Вржесек А. А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов // Вулк. и сейсмол. 1983. № 2. С. 3—15
5. Щека С. А. Меймечит-пикритовый магматизм как индикатор геодинамической обстановки (на примере Приморья, Сахалина, Японии) // Геодинамика, геология и нефтегазаносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Докл. междунар. симпозиума. 24—28 сент. 2002 г., Южно-Сахалинск. 2004. Т. 1. С. 86—101.

# РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ГЛИН РИФЕЙ-ДЕВОНСКОЙ МЕЖФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ ДЖЕЖИМПАРМИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (Р. АСЫВВОЖ, ЮЖНЫЙ ТИМАН)

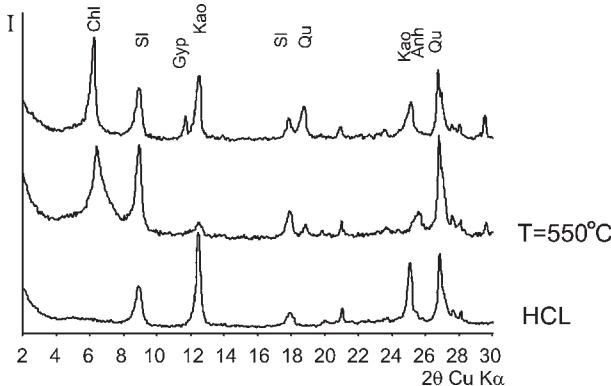
Б. А. Макеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

[mak@geo.komisc.ru](mailto:mak@geo.komisc.ru)

На Южном Тимане известно алмазопроявление Осень расположено в щебеночном карьере Асыввож (в 20 км северо-восточнее Усть-Кулома). Алмазоносные среднедевонские отложения представлены асыввожской свитой. Отложения этой свиты залегают на песчаниках джежимской свиты верхнего рифея [1]. Особенностью данного проявления является спорный генезис алмазов. Одни исследователи трактуют его как осадочный с дальним первоисточником, другие высказывают предположение о местной флюидизатной их природе [2].

Нами были проведены рентгенофазовые исследования глинистой составляющей девонских и рифейских пород, а также исследованы тонкодисперсные отложения в приконтактовой зоне. Диагностика минералов проводилась на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000. Глинистая фракция выделялась методом отмучивания с естественным осаждением на стеклянной подложке. Для диагностики каолинита в образце используют методику прокаливания в течение двух часов при  $T = 550^{\circ}\text{C}$ , что приводит к разрушению и исчезновению его отражений. Линии хлорита на дифрактограмме пропадают после обработке в растворе соляной кислоты HCl в течение одного часа на водяной бане.



**Рис. 1.** Дифрактограммы глинистой составляющей рифейских пород в щебеночном карьере Асыввож исходного, отожженного при  $550^{\circ}\text{C}$ , и обработанного в соляной кислоте.

Обозначения: Chl — хлорит, Si — слюда, Gyp — гипс, Anh — ангидрит, Qu — кварц

Глинистые отложения рифейских пород состоят из хлорита, каолинита, слюды, кварца и гипса (рис. 1). Особенностью глинистой фракции рифейских пород является её красный цвет, обеспеченный большим содержанием аморфных оксидов железа. По данным рентгенофлуоресцентного анализа содержание железа в красноцветных рифейских отложений в два раза больше, чем в девонских. Глина из приконтактовой зоны между девоном и рифеем состоит из каолинита, слюды, кварца и гипса (рис. 3). Набор минералов глинистой фракции среднедевонских гравелитовых отложений алмазопроявления Осень напоминает глинистую фракцию рифейских пород после обработки в соляной кислоте и состоит из каолинита, слюды и кварца (рис. 2).

Таким образом, из вышесказанного можно сделать предположение, что девонские породы могли быть переотложены из нижележащих рифейских песчаников при пониженных pH условиях, с растворением хлорита, гипса и оксидов железа.

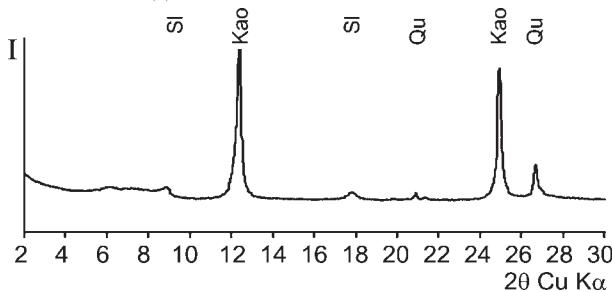


Рис. 2. Дифрактограмма глинистой составляющей среднедевонских гравелитовых отложений алмазопроявления Осень

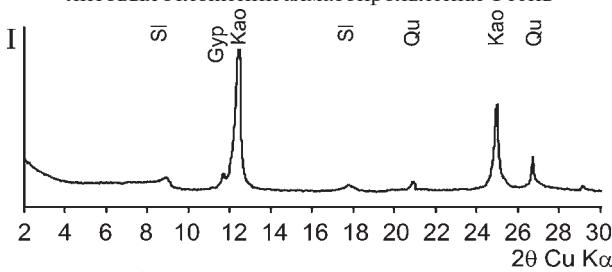


Рис. 3. Дифрактограмма глин в приконтактовой зоне

## Литература

1. Гракова О. В. Сравнительный анализ алмазопроявлений на Среднем и Южном Тимане // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2010 С. 31–33.
2. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И. Новый взгляд на перспективы алмазоносности Южных районов Республики Коми // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 1998. № 9. С. 7–11.

# СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ СТРОМАТОЛИТОВ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ-НИЖНЕМ СИЛУРЕ И ИХ ОСНОВНЫЕ МОРФОТИПЫ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)

В. А. Матвеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

vamatveev@geo.komisc.ru

---

Во время полевых работ в 2011 г. на р. Кожим в обнажениях 108, 109 и 110, расположенных в шести километрах ниже от устья р. Лимбекою, были изучены интервалы разреза, заключающие различные по морфологии типы строматолитовых колоний.

Строматолиты (в переводе с греческого — «каменный ковер») — это столбчатые, пластовые, корковые, сферические, караваеобразные и другие образования, состоящие главным образом из карбоната кальция. Известно, что строматолитовые маты формировались на дне не-глубоких водоемов еще в архее (2.5—3.5 млрд лет назад). Обычно они рассматриваются, как биогенно-осадочные образования — продукты механического захвата, связывания и осаждения частиц осадка, которые формировались микроорганизмами, главным образом цианобактериями [3].

В разрезе Кожим-108 изучены толщи пограничного интервала яптикнырской и малотавротинской свит верхнего ордовика, заключающие строматолитовые постройки.

Малотавротинская свита, подстилающая яптикнырскую свиту, представлена отложениями двух седиментационных циклов: первый — трансгрессивный, характеризующийся присутствием илово-детритовых

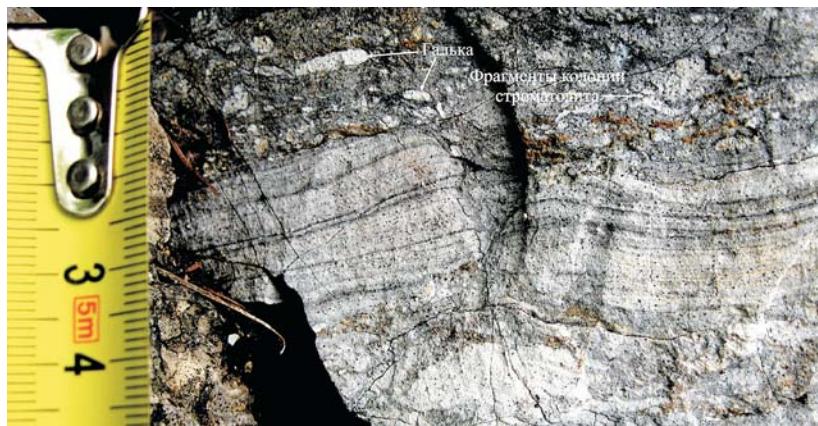


Рис. 1. Колония строматолита, слой 91

вторичных доломитов с ходами илоедов и остатками фауны; второй — регressiveный, который представлен светло-серыми тонкоплитчатыми водорослевыми доломитами, с трещинами усыхания осадка, знаками волновой ряби, с линзовидными прослойями брекчий и пластами строматолитов мощностью до 30 см [1, 2]. Строматолитовые колонии представляют собой небольшие купола высотой 5.5 см и мощностью до 3 см. Колонии имеют волнисто-слоистую поверхность. Выше — куполовидные колонии перекрываются колониями со слабоволнистой горизонталь-



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6

Рис. 2. Основные морфотипы колоний строматолитов

ной слоистостью, которая обусловлена чередованием светлых и более тонких темных прослоев доломита (рис. 3, фиг. 1). Малотавротинский возраст этого интервала определяется комплексом конодонтов: *Aphelognathus* sp. 6, *A shatzeri* Sweet, *A. politus* (Hinde), *Plectodina* sp. 7 [3].

Изученный интервал разреза Кожим-109 заключает 29 слоев со строматолитовыми постройками. Этот интервал относится к филиппельской свите нижнего силура. Свита характеризуется широким распространением строматолитовых доломитов, которые чередуются с тонко-слойчатыми доломитами и массивными прослоями ориентированно-детритовых доломитов. Строматолитовые постройки имеют разнообразные по морфологии типы колонии. Так в слоях 11, 12, 14 и 15 строматолитовые колонии сложенные светло-серым доломитом имеют слегка выпуклые, лепешковидные колонии (рис 2, фиг. 2). Диаметр некоторых колоний достигает 1 м и высоты 18 см. В слое 40 наблюдаются строматолитовые колонии с четкой слоистостью. Строматолиты в этом слое имеют куполовидную форму диаметром до 68 см и высотой до 23 см. Внутри колоний межколонковое пространство заполнено темным доломитом (рис 2, фиг. 3). В слое 81 наблюдаются строматолитовые колонии куполовидной формы с чередованием светлых и более тонких темных прослоев доломита и волнистой поверхностью постройки (рис 2, фиг. 4). В слое 100 выпуклые строматолитовые колонии соединяются между собой равномерными небольшими по размеру куполами. Здесь строматолиты, сложенные темно-серым доломитом, имеют диаметр колонии около 6 см и высоту 78 см. Купола разделены равномерными межколонковыми пространствами шириной в 1 см (рис. 2, фиг. 5). В слое 91 — колонии строматолитов с четкой слоистостью. Пространства между колониями заполнены терригенным материалом, состоящим из мелких, крупных галек и фрагментов колонии строматолита. Всё это говорит о том, что слой, подстилающий и перекрывающий колонии строматолитов, формировался в условиях интенсивной гидродинамики (рис. 1).

Филиппельский возраст этого интервала определяется по конодонтам: *Galerodus magalius* Melnikov, *Rexroadus* cf. *kentuckyensis* (Branson and Branson), *Ozarkodina waugoolaensis* Bischoff, *Ozarkodina* n. Sp [5].

В изученном интервале разреза Кожим-110 выделен лишь один слой со строматолитами, мощностью 25 см. Он сложен светло-серым доломитом, с прослоями и линзами мелких галечек и с поверхностями трещин усыхания осадка. Строматолитовые колонии имеют куполовидный тип постройки со слабоволнистой поверхностью. Колонии имеют диаметр от 3 до 10 см и высоту до 25 см (рис. 2, фиг. 6). В этом слое остатки фауны не обнаружены.

Таким образом, выделены следующие основные морфотипы строматолитовых колоний: пластовые строматолиты, лепешковидные, и тип с куполовидной формой колонии, который в свою очередь делится на

два морфологических подтипа первый с сильно выпуклым куполом, второй с низкой формой купола. В малатовростинской свите ордовика помимо небольших куполов строматолитов имеются и пластовые строматолиты. В филиппельском же горизонте основным морфотипом являются крупные куполовидные колонии. Хорошая сохранность и симметричная форма колоний без видимых механических нарушений служат свидетельством формирования строматолитов преимущественно в тиховодных условиях. Только в одном слое (91) установлены колонии, которые формировались в условиях интенсивной гидродинамики. Трещины усыхания осадка, знаки волновой ряби, а так же линзовидные прослои галек, развитые в отдельных интервалах разреза, делят очевидным тот факт, что формирование строматолитов происходило в достаточно мелководной зоне морского бассейна.

### Литература

1. 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.
2. Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой Пермского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. С. 15.
3. Медведев П. В., Макарихин В. В. Раннепротерозойские строматолитовые биостромы фенноскандинавского щита // Рифы и карбонатные псефитолиты: Материалы Всероссийского литологического совещания. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2010. С. 116—117.
4. Мельников С. В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. Спб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ. С. 15
5. Соколова Л. В. Нижнесилурийские конодонты в обнажении Кожым—109 на западном склоне Приполярного Урала // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2011. № 6 С. 2—5.

# СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НАНОКРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ГРАФИТА КОСЬЮСКИХ КАРБОНАТИТОВ (РОССИЯ, СРЕДНИЙ ТИМАН)

А. Н. Мингалев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*anmingalev@gmail.com*

---

Карбонатиты Косьюсского массива являются одним из потенциально перспективных объектов Тиманского региона на выявление коренной алмазоносности [1]. В связи с этим детальное исследование самородной углеродной минерализации является актуальной задачей [2].

В ходе проведенных ранее исследований было установлено несколько разновидностей форм выделения углеродистого вещества в косьюсских карбонатитах — вкрапленные, тонкодисперсные и сгруппированные обособления графита, вуалеподобное углеродистое вещество [3—4] и псевдоморфозы графита по алмазу [1].

Исследование структурного состояния графита было произведено методами рентгенофазового анализа и просвечивающей электронной микроскопии. По данным метода Дебая-Шеррера величина базально-го межплоскостного расстояния графита в относительно крупных его выделениях, как правило, лежит в пределах 0.331—0.336 нм. То есть такие частицы являются достаточно высокоокристаллическими, характеризуются межплоскостными расстояниями, хорошо соответствующими табличным параметрам высокоупорядоченного графита. В то же время, в ряде случаев углеродное вещество оказалось рентгеноаморфным.

В результате проведенных исследований углеродных частиц посредством просвечивающей электронной микроскопии в совокупности с электронной дифракцией было установлено, что тонкодисперсный графит представлен ксеноморфными, часто относительно удлиненными, редко тригональными уплощенными поликристаллическими, в том числе нанокристаллическими, частицами (см. рисунок). При этом



Ксеноморфные частицы графита и соответствующая картина электронной дифракции. Данные просвечивающей электронной микроскопии, снято на микроскопе Tesla BS500 (Чехия), напряжение 60 кВ

следует отметить, что величина межплоскостных расстояний в графитовых частицах размерностью порядка 1 мкм имеет ощутимо меньшие значения по сравнению со стандартными значениями для высокоупорядоченного графита — 0.331 нм (002), 0.205 нм (100) и 0.117 нм для (110) (табличные данные — 0.336, 0.213 и 0.123 нм соответственно). Данное обстоятельство, по всей видимости, вызвано естественным малым размером кристаллитов. По данным рамановской спектроскопии размер кристаллитов в нанокристаллическом косьюском графите был ранее оценен величиной  $L_a$  порядка 5 нм [3—4]. Подобный эффект влияния размерности графитовых частиц на структурные параметры был ранее теоретически описан Е. А. Беленковым [5].

Таким образом, в ходе проведенных исследований нами установлено, что углеродное вещество графитового типа имеет разную степень структурного упорядочения — от рентгеноаморфного (нанокристаллического) вещества до высококристаллического графита. Нами впервые выявлены структурно-морфологические особенности тонкодисперсного углеродного вещества, представленного нанокристаллическим графитом. Выявлено, что нанокристаллический графит характеризуется существенно меньшими структурными параметрами.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта для молодых ученых и аспирантов УрО РАН № 10-5-НП-441.*

### Литература

1. Шумилова Т. Г., Филиппов В. Н., Каблис Г. Н. Графит и его псевдоморфы по алмазу в карбонатитах Косьюского массива (Тиман) // Материалы Все-рос. сов.: Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 14—17 ноября 2006, Геопринт С. 137—138.
2. Шумилова Т. Г. Способ поисков алмазов некимберлитового типа. МКИ<sup>5</sup> G 01 V 9/00. Патент РФ № 2087012. Опубл. 10.08.1997. Бюл. № 22.
3. Мингалев А. Н. Исаенко С. И. Разнообразие форм выделения углеродного вещества в карбонатитах Косьюского массива (Средний Тиман, Россия) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Северобуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН (8—10 декабря, 2010 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 110—112.
4. Исаенко С. И., Шумилова Т. Г., Мингалев А. Н. Особенности спектров КР углеродного вещества из карбонатитов массива Косью (Средний Тиман, Россия) // Мат. II Межд. научно-практической конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. Санкт-Петербург, 8—11 февраля 2011 г. Минерагения твердых ПИ С. 55—58.
5. Беленков Е. А. Формирование структуры графита в мелкокристаллическом углероде // Неорганические материалы, 2001, 37, № 9. С. 1094—1101.

# **ТВЕРДОФАЗНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ И ДЕСТРУКЦИЯ КРИСТАЛЛОВ СВИНЦА**

**В. И. Рождествина, Н. В. Мудровская**

ИГиП ДВО РАН, Благовещенск

*fedorova@ascnet.ru*

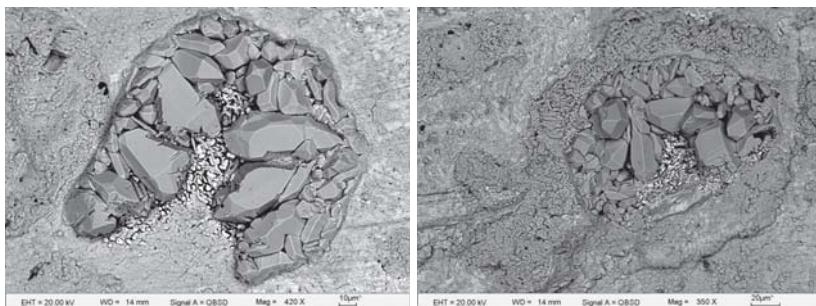
---

В настоящей работе представлены результаты экспериментальных исследований процессов твердофазного преобразования интерметаллида  $\text{AuPb}_3$ . Процессы дифференциации интерметаллидов и твердых растворов элементов с низкими значениями характеристической температуры Дебая осуществляются и в условиях нормальных температур, но идут они значительно медленнее, и являются легко обратимыми. Кроме того, в отличие от криотемпературных воздействий, сформированные фазы содержат значительное количество примеси второго компонента.

Интерметаллиды золота являются метастабильными системами. Кроме того, в природных объектах установлены ассоциации не связанных самородных форм свинца и золота с минералом — интерметаллидом новоднепритом ( $\text{AuPb}_3$ ), висмута и золота с мальдонитом ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ), которые встречаются спорадически [1]. В природных условиях эти элементы должны разделяться и переходить в энергетически устойчивое самородное состояние. Процесс диссипации накопленной энергии многоэтапный, а полученное состояние лишь промежуточный уровень, устойчивый в данных конкретных условиях. Следовательно, дальнейшие криотемпературные воздействия должны привести систему в качественно новое состояние.

Образцы системы Au-Pb выдерживались в условиях низких температур ( $77\text{ }^{\circ}\text{K}$ ) с периодической фиксацией картин трансформационных эффектов, вызванных низкотемпературным воздействием. На первом этапе наблюдалось перераспределение выделившихся примесных фаз с оттеснением их в менее плотные зоны. Существенные качественные изменения проявились через два месяца после первых появлений на-нофлуктуаций состава на поле интерметаллида. Вдоль границ эвтектоидной смеси активизировался рост кристаллов с хорошо выраженной кристаллической огранкой в виде тетрагональных призм и их производных. Рост кристаллов начинается от краев с постепенным разрастанием в виде друз и заполнением поля интерметаллида (рис. 1).

Состав выросших кристаллов в соответствии с рентгеноспектральными микрозондовыми исследованиями является свинцовым, однако, следует отметить, что на поле свинца, не участвующего в контактных реакциях с золотом, появления кристаллических многогранников не обнаружено. Следовательно, появление кристаллов свинца связано с



**Рис. 1.** Формирование кристаллов свинца в результате твердофазного преобразования интерметаллида  $\text{AuPb}_3$  в криотемпературных условиях

процессами структурной низкотемпературной трансформации интерметаллида  $\text{AuPb}_3$ .

Кристаллы свинца, полученные при криотемпературных преобразованиях интерметаллида  $\text{AuPb}_3$ , в условиях комнатных температур, нестойкие. Не зависимо от того находятся они на воздухе или в вакууме происходит постепенное их исчезновение без появления продуктов разложения (окисления), кристаллы как бы испаряются (рис. 2). Деструкция кристаллов начинается от вершин, постепенно приближаясь к зоне закрепления. В процессе испарения постепенно теряется гладкость граней, проявляются скульптура, плоскости спайности, границы двойников, слоистость, рыхлая упаковка и прочее. Кристаллы сложены из отдельных слоев, имеющих столбчатую субструктуру. Растворение начинается на границах сопряжения отдельных субиндивидивидов, постепенно развиваясь вглубь. Данный процесс имеет много общего с процессом испарения льда. После исчезновения кристаллов свинца вскрываются зоны, наиболее обогащенные частицами золота. Зоны интерметаллида, не задействованные в процессе дезинтеграции, в нормальных условиях за время проведения эксперимента изменений не претерпевают.

Для объяснения механизма и скорости роста кристаллов развито несколько теорий: теории поверхностной энергии, теории адсорбционного слоя и диффузионные теории. Теории поверхностной энергии базируются на идеях Гиббса и Кюри о том, что форма, которую принимает растущий кристалл, соответствует минимуму поверхностной энергии. Диффузионные теории, впервые предложенные Нойесом и Уитни, а также Нернштром, предполагают, что материал осаждается на грань кристалла непрерывно, со скоростью, пропорциональной разности концентраций в пересыщении.

Величина отклонения атомных радиусов золота и свинца составляет 17.7 %. В соответствии с законами классической диффузии направление диффузионных потоков в контактных взаимодействиях

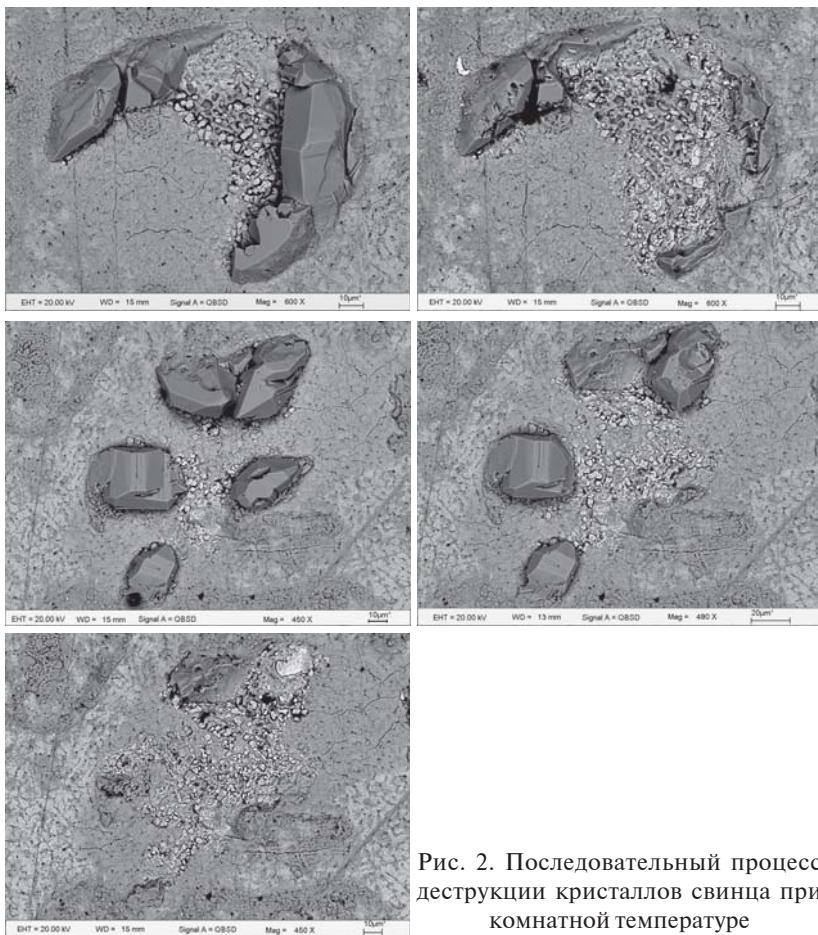


Рис. 2. Последовательный процесс деструкции кристаллов свинца при комнатной температуре

должно соответствовать перемещениям  $\text{Au} \rightarrow \text{Pb}$ , однако мы наблюдали обратную картину массопереноса. Образование интерметаллида  $\text{AuPb}_3$  и твердых растворов на его основе, так как эти соединения относятся к соединениям переменного состава, соответствует фазовой диаграмме состояния [2]. Степень упорядоченности в интерметаллических фазах никогда не достигает 100 %. Золото и свинец изоструктурны, имеют высоко симметричную гранецентрированную кубическую решетку, интерметаллид  $\text{AuPb}_3$  имеет искаженную тетрагональную структуру.

Механизм распада интерметаллидов можно рассматривать как обратный по отношению к механизму, основанному на тонком проникновении (перколяции) пластичного свинца по структурным каналам золота на различных масштабных уровнях. То есть интерметаллид это

тонко организованная на наноуровне смесь двух фаз, которые при определенных условиях обособливаются в результате взаимного вытеснения второй фазы из порового пространства, что и объясняет столь высокие скорости роста кристаллов в исследуемой системе.

### Литература

1. *Новгородова М. И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.
2. *Вол А. Е., Каган И. К.* Строение и свойства двойных металлических систем. М.: Наука. Т. 3. 1976. 816 с.

# **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ДОМАНИКАТАХ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

А. В. Окладникова  
ГУП РК ТП НИЦ, Ухта  
*info@tpnic.ru*

---

В настоящее время в депрессионных отложениях верхнего девона открыт ряд залежей УВ, поэтому проблема выявления закономерностей их нефтеносности достаточно актуальна.

В результате анализа испытаний и опробования, исследований керна и интерпретаций данных ГИС в скважинах на территории ТПП выделено 100 скважин с положительными данными о нефтеносности доманикитов, либо о наличии в них коллекторов. Продуктивные (перспективные) скважины в тектоническом отношении расположены в Хорейверской впадине, южных частях Колвинского мегавала, Печоро-Кожвинского мегавала и Денисовского прогиба, на валах Гамбурцева и Сорокина, на севере Сарембой-Леккеягинской зоны (скв. 63-Западно-Леккеягинская). Нефтеносность доманикитов установлена в западной части Косью-Роговской впадины — Поварницкая площадь, вблизи зоны сочленения гряды Чернышева с Варандей-Адзьвинской структурно-тектонической зоной (1-Восточно-Адзьвинская, 2-Адзьвинская, 1-Южно-Степковожская), в восточной части Большесынинской впадины (скв. 2, 3-Суборские). В южных районах ТПП продуктивные скважины расположены в восточной части Омра-Лыжской седловины (2-Южно-Тиманская), в северо-западной части Среднепечорского поперечного поднятия (скв. 72, 79, 82-Западно-Соплеские) и в северной части Верхнепечорской впадины (скв. 41-Вуктыльская). Больше всего перспективных в плане нефтеносности скважин и наибольшее число нефтяных высокодебитных скважин, которые удалось выделить в процессе анализа испытаний и опробований сосредоточено в пределах Хорейверской впадины (рис. 1, 2). В доманикитных отложениях сосредоточены высоко- и среднепродуктивные нефтегазоматеринские породы [1]. Прослеживается зависимость распределения залежей углеводородов от мощностей продуктивных отложений (рис. 3). В основном залежи в доманикатах в пределах ТПП сосредоточены на территориях Колвинского мегавала, Хорейверской впадины и Варандей-Адзьвинской структурно-тектонической зоны. Хорейверская впадина является наиболее перспективным элементом. Здесь мощности продуктивных отложений выдержаны по разрезу, в их составе преобладает карбонатный материал, равномерно распределенный по всей террито-

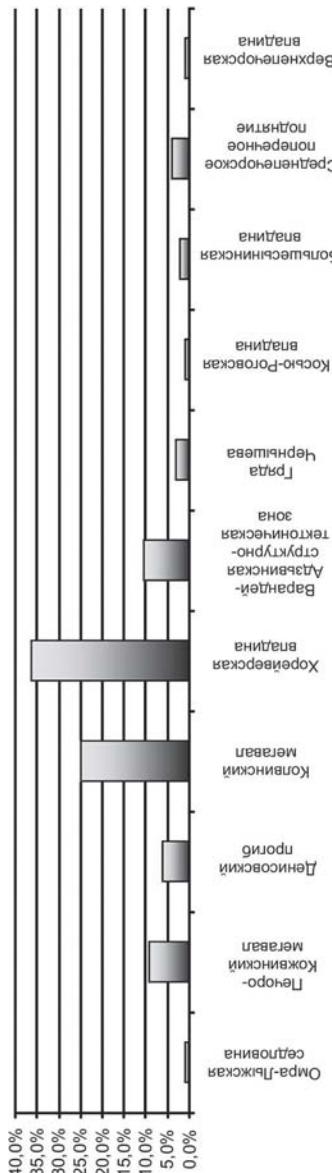
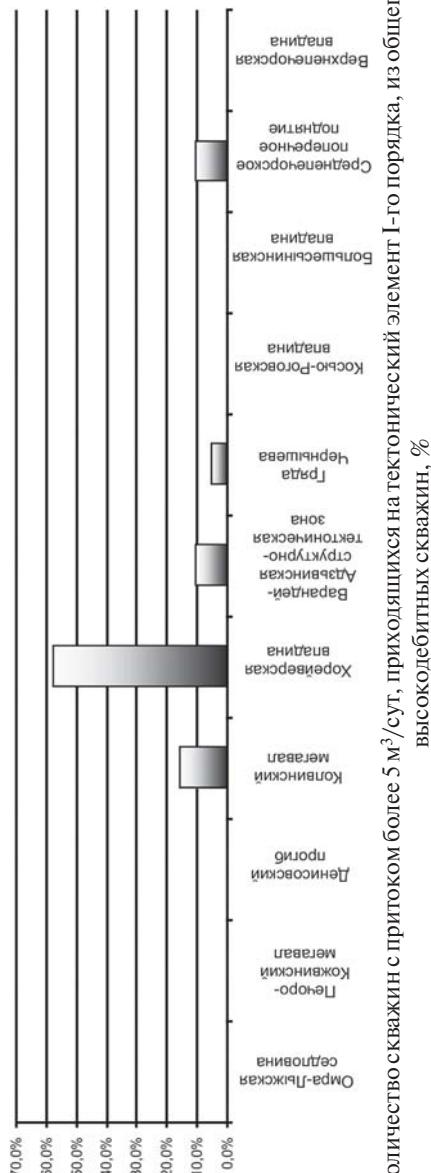
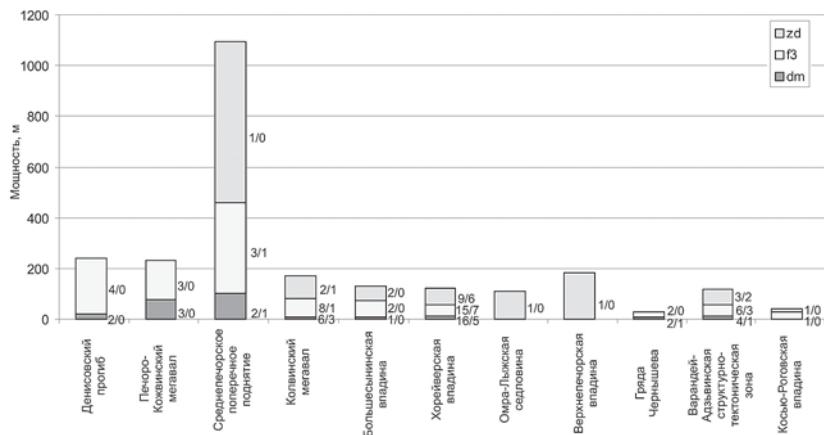


Рис. 1. Количество продуктивных (перспективных) скважин, приходящееся на геотиннический элемент I-го порядка, %.



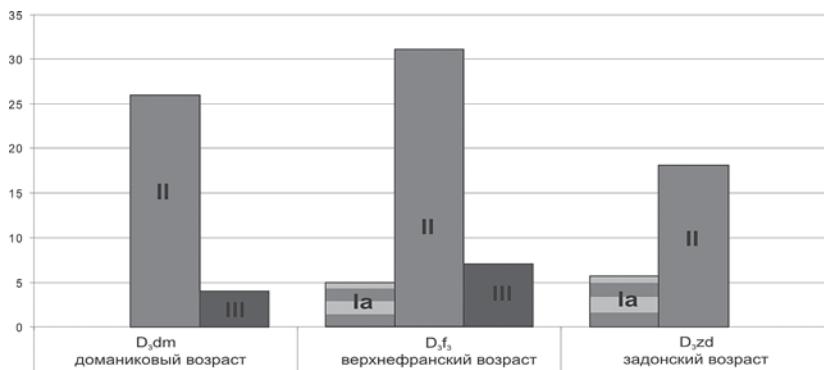
**Рис. 2.** Количество скважин с притоком более  $5 \text{ м}^3/\text{сут}$ , приходящихся на геотиннический элемент I-го порядка, из общего числа высокодебитных скважин, %

рии. В фациальном отношении на территории ТПП выделены 3 зоны: зона Ia — доманикоидные фации на палеоглубине около 100 м; зона II — доманикоидные фации на палеоглубине более 100 м; зона III — доманикоидные фации в прогибах. Большинство продуктивных (перспективных) скважин находится в зоне доманикоидных фаций на палеоглубине более 100 м (рис. 4). Это связано с тем, что в фациальной зоне II улучшенные коллекторские свойства продуктивных отложений. Здесь увеличивается глинистая составляющая отложений, повышается концентрация органического вещества и происходит генерация углеводородов на глубинах, которые соответствуют глубинам зоны нефтенакопления. Глубины залегания продуктивных отложений в доманикоидных толщах, различаются в зависимости от того, какой флюид в них акку-



**Рис. 3.** Стратиграфическая приуроченность продуктивных (перспективных) скважин по тектоническим элементам I-го порядка.

4/1 — в числителе: количество всех притоков из отложений данного возраста; в знаменателе: количество притоков дебитом нефти более 5 м<sup>3</sup>/сут, газа — более 5 тыс. м<sup>3</sup>/сут



**Рис. 4.** Приуроченность притоков нефти к фациальным зонам

мулируется: а) нефтеносные отложения залегают на глубине ниже 3000 м, за исключением отложений в скважинах на вале Гамбурцева, 1-Восточно-Адзьвинской скважины, расположенной вблизи зоны сочленения вала Гамбурцева с грядой Чернышева, а также 41-Северо-Кожвинской скважины, находящейся на Лыжско-Кыртаельском вале; б) газоносные толщи в доманикитах залегают ниже 3500 м, исключение составляет скв. 45-Хасырейская; в) отложения из которых получен газоконденсат находятся на глубине ниже 4000 м.

### Литература

1. *Данилевский С. А., Склярова З. П., Трифачев Ю. М. Геофлюидальные системы Тимано-Печорской провинции. Ухта, 2003. 298 с.*

# ТЕСТОВОЕ ПОЛУЧЕНИЕ СУЛЬФОУГЛЕЙ

И. А. Перовский

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*Igor-perovskij@yandex.ru*

---

В настоящее время механические фильтры представляют собой важнейшую составляющую водоподготовительных установок питьевого водоснабжения городов и посёлков, технического водоснабжения тепловых станций. Если ранее технология очистки совершенствовалась за счёт автоматизации систем очистки, то на сегодняшний день идет тенденция к использованию высоко селективных, грязеемких фильтрующих материалов — сорбентов, ионитов.

Сильнокислотные катиониты, применяемые на очистных сооружениях, считаются наиболее эффективными и экономичными средствами умягчения или полного обессоливания воды. К широко применяемым материалам данной области относятся углеродные материалы, в том числе сульфоугли. Широкая область их применения обусловлена уникальностью их физико-механических и адсорбционных свойств, высокой эластичностью и механической прочностью, устойчивостью к агрессивным средам, развитой пористой структурой.

Целью работы является рассмотрение возможности получения сульфоуглей (сильнокислотных катионитов) из углей Печорского бассейна.

В качестве исходного сырья были использованы товарные каменные угли Интинского месторождения марки Д (0—300 мм), Воргашорского месторождения марки Г (0—300 мм) и бурые угли Неченского месторождения марки Б3-Б2(0—300 мм). Ранее В. П. Куцевым (1995 г.) была теоретически обоснована возможность получения сульфоуглей из каменных углей Печорского бассейна на основании петрографических характеристик. Данными о практическом получении сульфоуглей мы не располагаем.

Свойства сульфоугля, в особенности, основные для группы сильнокислотных катионитов характеристики — пористость, емкость катионного обмена [1], зависят от многих факторов: химического и гранулометрического состава, режима и метода активации, соотношений масс компонентов [2].

Исходные угли были раздроблены до крупности —2 мм. По методу ситового определения гранулометрического состава в соответствии с правилами ГОСТа 2093-82 подготовлены фракции размером 1.2 мм. Для полученных образцов определена зольность, выход летучих компонентов. Количественное определение серы не проводилось, так как ее наличие по требованиям ГОСТа 5696-74 не является отрицательным фактором.

В качестве активирующего агента была выбрана концентрированная серная кислота. Для изучения влияния температурного режима на степень активации, обработку серной кислотой проводили при температурах в 50 и 70 °С при массовом соотношении кислота : уголь, равном 1:1. Продолжительность обработки составляла один час. Далее проводили нейтрализацию и сушку полученного продукта.

Для полученных образцов проведено определение емкости катионного обмена (см. таблицу). Исследована поверхность сульфоуглей при помощи сканирующей электронной микроскопии.

#### **Результаты измерений емкости катионного обмена в зависимости от температурного режима активации**

Угольное месторождение	Емкость катионного обмена, мг·экв/100 г		
	Исходный уголь	После обработки при 50 °С	После обработки при 70 °С
Интинское	10.3	72.9	39.5
Воркутинское	3.63	37.9	43.9
Неченское	14.7	33.9	67.5

В результате проведенных исследований была установлена возможность получения сульфоуглей из товарных каменных и бурых углей Печорского бассейна по основным характеристикам удовлетворяющих требованиям главных потребителей. Для увеличения показателей качества получаемого продукта необходимо улучшение качеств исходного сырья (изменение зольности, содержание летучих компонентов), а так же подбора условий и способов активации.

#### **Литература**

1. Краснова Т. А., Горелкина А. К., Чеканникова И. В. Модифицирование активных углей с целью повышения их сорбционной емкости // Актуальные проблемы современной науки. 2005. № 6. С. 158–163.
2. Кинле Х., Бадер Э. Активные угли и их промышленное применение. Пер. с нем. Л.: Химия, 1984. 216 с.

# ОБ УНИВЕРСАЛЬНЫХ ПОНЯТИЯХ НАУК

М. Н. Поклонский<sup>1</sup>, Н. Л. Смирнова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>НПП «Электропром», Харьков; <sup>2</sup>МГУ, Москва

*snl194@mail.ru, ch22\_22ch@mail.ru*

---

Каждая наука представляется понятиями, которые составляют ее каркас. Некоторые из этих понятий являются универсальными, относящимися ко всем наукам. Эти понятия входят в состав науки о всеобщей организации систем, впервые разработанной в начале прошлого века А. А. Богдановым. Одним из универсальных законов является закон малых целых чисел (ЗМЧ). В настоящее время он применён к системе гипотез в палеонтологии. [1] Парсимонии принцип — правило, согласно которому из альтернативных гипотез, равно согласующихся с фактами, следует выбирать самую простую, включающую минимальное число прямо не проверяемых предположений.

Приводим ряд системных понятий с включением полусинонимов.

**ПРИРОДА**, вселенная, мироздание. **Система, элемент, объект, множество, социум, популяция, ценоз, сфера, небесное тело. Материя**, масса, электричество, свет, количество частиц, вещь. **Движение**, Темпиратура. **Явление, событие, эффект, состояние, покой** (всегда относительен), **Фактор**. Взаимодействие, притяжение, отталкивание. Развитие, эволюция, кризис, отбор. Изменение, переход, преобразование. Полиморфизм, Морфотропия, Гомология, Деформация. Изоморфизм, дизьюнкция А или Б, обмен, замещение, внедрение, включение; вычитание, удаление, извлечение. Дифференциация, расщепление; Интеграция, конъюнкция А и Б, синтез, симбиоз, Синергия, диссинергия. Организация, упорядочение, разупорядочение, координирование. **Пространство**, Длина; Внутренность. Граница, интерфейс, форма, поверхность, оболочка. Структура, структурный тип, сетки  $n$ -мерные, сетки  $n$ -гональные ( $n \geq 3$ ); **Фрагмент**, структурный минал (сминал), Структурная единица, координация локальная. Симметрия, стабилизатор, кратность, позиция, наибольший общий делитель, класс/подкласс Н. В. Белова. Ареал. Иерархия, дерево полиморфов, изоморфов, групп симметрии, понятий, последовательность. **Время**, импликация «если то», периодичность, Стабильность. **Свойство**, Качество, качественный, специфичный, низкоорганизованный, высокоорганизованный, буквенный, Гладкий, ступенчатый, Короткий, длинный, Малый, большой. Количествоенный, численный, минимальный, максимальный. Целый, полный, Составляющий, компонент, частный, частичный. Сущность, назначение, функция, существенный, постоянный, инвариантный, сохраняющийся, скелетный. Квантор всеобщности («для любых», «для всех») —  $\forall$ , универсальный, сквозной, равный, тождественный, эквивалентный, идентичный, одинаковый, аналогичный, простой. Тolerантный. Достаточный.

**ный, Избыточный, лишний. Различный, существенно различный, сложный, разность. Главный, старший, видообразующий; Подчинённый, диадох, изоморф, малозначительный. Состав, формула, символ, коэффициент, индекс, Встречаемость, частота встречаемости, сумма, Квантор существования —  $\exists$ , Квантор существования и единственности —  $\exists!$ . Порядок, закономерный, упорядоченный, конструктивный, регулярный, правильный, Старшинство, дальний 0—3 мерный, близкий, локальный. Хаос, неупорядоченный, вариантный, случайный, дефектный. Информация, Науки, Системные (математика, информатика, кибернетика, синергетика, системология, тектология, философия), Естественные (физика, химия, геология, биология, медицина), Гуманитарные (литература, история, искусства), Технические (энергетика, трибология, электротехника и др.). Факт, наблюдательный, экспериментальный, Теория, идея, суждение, Определение, проблема, задача, план, решение, вывод. Правило, Принцип, редукционизм, холизм, достаточного основания, необходимого, «бритва Оккама»; Закон, промысел божий, малых целых чисел (ЗМЧ), парсимония, концепция конструктивно-минимальная; Способы (методы), спектры, послойные, обобщение, аксиоматизация, формализация, минимизация, планирование, согласование, моделирование, прогнозирование, верификация.**

Каждое понятие представляет собой что-либо, с какими-либо свойствами и является признаком, по которому может быть отобрана система рассматриваемых объектов. Поскольку время без пространства не возможно, то многие понятия в разделе **Пространство** относятся и к разделу **Время**.

ЗМЧ является главным организующим все системы законом, ограничивающим число исходных элементов системы и их комбинаций. Полусинонимом ЗМЧ является принцип достаточного основания Аристотеля («бритва Оккама»). Впервые ввёл понятие ЗМЧ Р. Ж. Гаю для системы формул граней. Но и ранее Эмпедокл, а позднее Д. Дальтон, М. Гольдшмидт, А. А. Богданов, Л. К. Полинг указывали на проявление этого закона в разных системах. Наиболее чётко сформулировал этот закон Л. К. Полинг, назвав его в системе кристаллов парсимонией. «Число существенно различных типов составляющих в кристалле стремится быть небольшим». В. С. Урусов и Н. Н. Ерёмин конкретизировали определение парсимонии, как: «Число различных структурных элементов в одной кристаллической структуре стремится быть небольшим»; «Число разных по конструкции структурных фрагментов стремится к минимуму»; «Число существенно различных структурных единиц в кристалле стремится быть минимальным».[2] Авторы отмечают большое число исключений, но считают переждевременным от него отказываться. В правилах не указывается признак, который определяет структурные: элемент, единицу, фрагмент и значение минимума. В

1971 году Н. Л. Смирновой ЗМЧ сформулирован, опираясь на формулировку правила Полинга и унифицирован: «В любой системе имеется хотя бы один признак, в соответствии с которым число разных типов составляющих в объекте стремится быть небольшим 1—4. Число 5 и более допустимо, но вероятность мала.» Также унифицированы формулы составов, в которых разные составляющие — символы, а числа идентичных составляющих — коэффициенты при символах. Приводим некоторые примеры проявления ЗМЧ.

Самой общей системой является система, состоящая из четырёх подсистем — кварковая < элементарных частиц < ядер атомов < химическая. Самая верхняя подсистема также делится на четыре — неорганическая < органическая < биохимическая < живых организмов. Все эти четыре подсистемы существуют как социум на планете Земля, в которой можно выделить четыре составляющие — ядро < мантиса < литосфера с гидросферой < атмосфера с магнитосферой. Литосфера состоит из четырёх видов пород — магматическая < метаморфическая < осадочная < почва. Между литосферой и атмосферой возникла и существует тончайшая плёнка живых организмов. Человечество — это высший уровень системы живых организмов: клетка < колонии < многоклеточные < человек, научившийся пользоваться огнём (предчеловек), а потом — рисовать, писать.

Верификация ЗМЧ (т. е. проверка правильности, которая осуществляется на большом массиве результатов), была проведена для некоторых систем: формул вершин сеток, полиэдров, минеральных видов (cationной и анионной части), физических величин, их показателей, позиционных, из различных стабилизаторов структурных классов, зарядов катионов [3]. Рассмотрим подробнее систему химических соединений, минеральных видов. Элементами системы являются свыше ста химических элементов, которые делятся на четыре подсистемы в виде последовательности  $s < f < d < p$ . В основе такого деления лежит признак — орбитальное квантовое число.

В системе полигональных сеток, исследованных ранее, у внешних форм кристаллов и полиэдров, зон Брилюэна, полициклов молекул, кристаллических структур, поверхностей и сечений в живых организмах, картах геологических, административных делений, государств, городов, железных дорог было установлено, что число различных  $n$ -gonov с разными  $n$ , примыкающих к вершине равно 1—4. А число разных  $n$ -гонов, примыкающих к  $n$ -гону по рёбрам равно 1—7. Число 8 не установлено ни разу. Таким образом, число разных составляющих 1—4 дополняется числом разных составляющих 1—7. В одиннадцати полигональных сетках Кеплера каждая сетка состоит из правильных  $n$ -гонов и идентичных вершин. Координационная сфера вершины состоит из 1—3 разных  $n$ -гонов. В формуле состава координационной сферы вершины (все примыкающие к вершине разные  $n$ -гоны) представляем

1—4 символами (п или буквы). Число идентичных п-гонов представляется 1—4 коэффициентами при символах.

При решении проблемы моделирования кристаллических структур из точки были использованы (1956 год и далее) правильные кубооктаэдры, кубы, октаэдры, тригональные призмы при условии идентичности вершин. В частности, для кубооктаэдров установлено четыре типа состава вершин ( $a/b = 4/12, 3/12, 2/12, 1/12$ ). Чтобы перейти от общей модели к ионной, формулы вершин умножаются на валентность катионов ( $4/12 \times 2 + 2/6 \times 4 = 2/3 + 4/3 = 6/3$ ),  $1/1 - 3 \rightarrow 2/4 - 2 \times 3$  (перовскит). При одном и том же составе вершины возможна разная геометрия расположения кубооктаэдров. Например, при формуле вершины  $4/12 = 1/3$  образуются вторичные единицы из кубооктаэдров, расположенных либо по квадрату, либо по тетраэдру. Различие в геометрии структурных единиц приводит к образованию политипов одного состава, но с различной геометрией. Методом структурных спектров установлено образование структурных типов из одиннадцати сеток Кеплера и из фрагментов (сминалов). (1966 год и далее) Таким образом, число составляющих структурных единиц 1—4, сминалов также 1—4 [4].

Все сложные структурные типы, а также полиморфы, гомологи, морфотропы, деформанты представляют собой сверхструктуры, образовавшиеся из простых структур в результате упорядоченного изоморфизма.

### Литература

1. Еськов К. Ю. История Земли и жизни на ней.
2. Урусов В. С., Еремин Н. Н. Кристаллохимия. Краткий курс. Учебное пособие. Часть 2. М.: МГУ, 2005.
3. [http://www.mp3org.ru/2010/09/07/linus\\_poling\\_i\\_parsimonija.html](http://www.mp3org.ru/2010/09/07/linus_poling_i_parsimonija.html).
4. Смирнова Н. Л. О конструктивно-минимальной концепции. Система. Планета Земля. М.: ЛЕНАНД, 2009. С. 51—52.

# РАСЧЕТ ФРАКТАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ ПОВЕРХНОСТИ НА ОСНОВЕ КРИВЫХ АДСОРБЦИИ АЗОТА

А. В. Понарядов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*alex401@rambler.ru*

---

Теоретические и экспериментальные исследования показали, что фрактальная размерность поверхности является информативным параметром, с помощью которого можно оценить ее морфологию. Значительный прогресс в данной области был достигнут в последнее десятилетие прошлого века. Термин «фрактальная размерность поверхности» был введен в 1983 году Д. Авниром [1], который широко использовал расчет фрактальной размерности поверхности  $D$ , исходя из изотерм адсорбции, при исследовании различных сорбентов. Параметр  $D$  находится в интервале от 2 до 3. Первое значение соответствует идеально гладкой поверхности. С увеличением неоднородности морфологии поверхности образца возрастает значение фрактальной размерности поверхности, которая может быть определена различными методами: малоугловым рассеянием нейтронов [2], анализом АСМ-изображений поверхности [3], измерения изотерм адсорбции-десорбции газов [4]. Последний метод является одним из наиболее простых.

Нами исследованы образцы анатаза и синтезированных нанотрубок диоксида титана. Детально метод синтеза, геометрические параметры исходных и полученных образцов, а также их физико-химические свойства описаны в предыдущих работах [5]. Перед измерением кривых адсорбции-десорбции  $N_2$  образцы выдерживались в атмосфере  $O_2$  при температуре 623 К в течение 12 часов, затем вакуумировались в течение 1 часа. Адсорбция и десорбция  $N_2$  проходила при температуре кипения азота. Расчет производился с помощью программы Excel.

Согласно теории Френкеля-Хелси-Хилла [4] связь между фрактальным покрытием поверхности адсорбатом  $N/N_m$  и фрактальной размерностью поверхности  $D$  может быть выражена двумя уравнениями. Предположим, что Ван-дер-Ваальсовы силы между атомами адсорбируемого газа и поверхности преобладают, т. е. слои адсорбата «повторяют» морфологию поверхности, тогда:

$$\frac{N}{N_m} \approx [RT \ln(P_0/P)]^{-(3-D)/3} \quad (1)$$

С другой стороны, если силы поверхностного натяжения жидкости/газа (капиллярные силы), которые стремятся минимизировать площадь поверхности, более существенны, то следует взять уравнение:

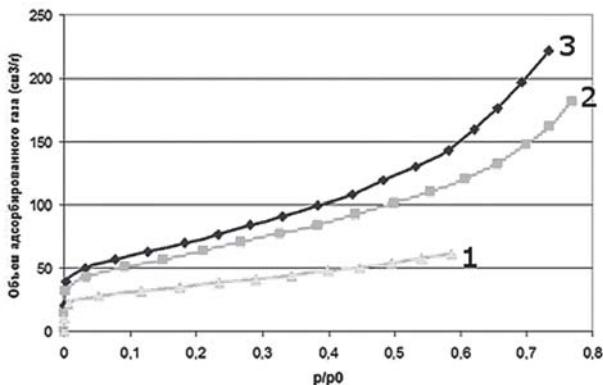
$$\frac{N}{N_m} \approx [RT \ln(P_0/P)]^{-(3-D)}, \quad (2)$$

где  $P$  и  $P_0$ , соответственно, равновесное давление и давление насыщения адсорбата. Известно, что роль капиллярных сил обычно возрастает при увеличении покрытия поверхности и пор образца адсорбируемым газом. Следовательно, в этом случае следует применять уравнение (2). Однако, поскольку это уравнение может быть получено как на основе изотермы Дубинина-Радушкевича [6], описывающей заполнения микропор, так и из уравнения Кельвина [7], целесообразность применения уравнений (1) и (2) может быть определена только эмпирически.

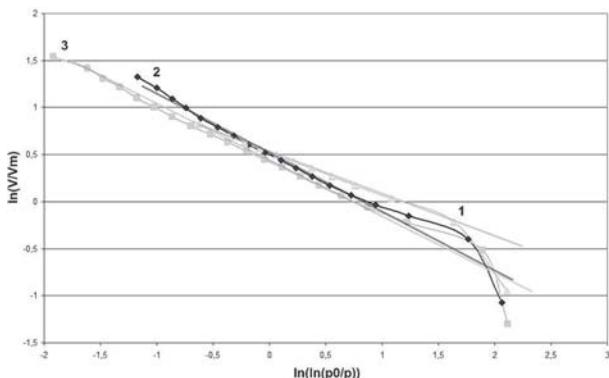
Строилась зависимость  $\ln(N/N_m)$  от  $\ln[\ln(P_0/P)]$ . Экспоненты уравнений были вычислены из наклона прямого участка полученных графиков. Так как фрактальная размерность поверхности должна находиться в интервале  $2 \leq D \leq 3$ , наклон  $S$  должен находиться в интервале  $-1/3 \leq S < 0$  для уравнения (1) и в интервале  $-1 \leq S < 0$  для уравнения (2). Очевидно, что при  $S = -1/3$  различные значения  $D$  получаются для уравнений (1) и (2). Это объясняется тем, что увеличение адсорбции за счет заполнения пор (конденсации адсорбата в капиллярах) компенсируется уменьшением числа активных центров адсорбции («выравнивание» морфологии поверхности). Следовательно, значение фрактальной размерности поверхности не может быть однозначно определено только исходя из изотермы адсорбции при  $S \geq -1/3$ . В таком случае рекомендуется также измерить изотерму десорбции, чтобы оценить роль капиллярных сил в процессе адсорбции [4]. Иначе, следует воспользоваться другими методиками оценки фрактальной размерности поверхности.

В формулах (1) и (2) при рассмотрении фрактального покрытия поверхности  $N/N_m$  можно перейти к отношению  $V/V_m$ , где  $V$  — объем адсорбированного газа, а  $V_m$  — объем адсорбата, необходимый для мономолекулярного покрытия поверхности исследуемого образца. Объем  $V_m$  может быть определен по диаграмме адсорбции (так называемая точка В).

На рис. 1 представлены изотермы адсорбции для исходного анатаза и синтезированных образцов НТ0701 и НТ0801. Графики в координатах  $\ln(V/V_m)$ ,  $\ln[\ln(P_0/P)]$  приведены на рис. 2. На этих графиках были выделены прямолинейные участки, которые аппроксимировались линейной функцией. Все значения наклона графиков аппроксимирующих функций получились менее  $-1/3$ . Следовательно, при адсорбции преобладали капиллярные силы, и фрактальное покрытие поверхностей газом описывается уравнением (2). Были получены следующие значения фрактальной размерности поверхностей: исходный анатаз — 2.53; НТ0701 — 2.37; НТ0801 — 2.44. При переходе к наноструктурированным частицам поверхность становится менее шероховатой. Одновременное увеличение величины удельной площади поверхности может быть связано только с образованием внутренних поверхностей (пор).



**Рис. 1.** Кривые низкотемпературной адсорбции азота исходного анатаза (1) и нанотрубок диоксида титана HT0701 (2) и HT0801 (3)



**Рис. 2.** Диаграммы для расчета фрактального размера поверхностей анатаза (кривая 1) и наноструктурированных образцов НТ0701 (кривая 2) и НТ0801 (кривая 3)

Таким образом, фрактальная размерность поверхности, определенная одним и тем же методом для исследуемых образцов, позволяет оценить степень изменения морфологии поверхности.

### Литература

1. Pfeifer P., Avnir D. Chemistry in Noninteger Dimensions Between Two and Three. I. Fractal Theory of Heterogeneous Surfaces. // J. Chem. Phys. 79(7). 1983. P. 3558—3565.
2. Bale H. D., Schmidt P. W. Small-angle X-ray-Scattering Investigations of Submicronic Porosity with Fractal Properties // Phys. Rev. Lett. 53(6). 1984. P. 596—599.
3. Mannelquist A., Almquist N., Fredriksson S. Influence of tip geometry on fractal analysis of atomic force microscopy images // Appl. Phys. A 66, 1998. P. 891—895.

4. *Lee Ch.-K., Tsay Ch.-Sh.* Surface Fractal Dimensions of Alumina ad Aluminum Borate from Nitrogen Isotherms // *J. Phys. Chem. B* 1998, 102. P. 4123—4130.
5. *Понарядов А. В., Комова О. Б.* Синтез и свойства нанодисперсных структур титановых минералов на примере анатаза // *ДАН*, 2009. Т. 425. № 5. С. 1—4.
6. *Avnir D., Jaroniec M.* An Isotherm Equation for Adsorption on Fractal Surfaces of Heterogeneous Porous Materials // *Langmuir* 1989, 5, 1431—1433.
7. *Yin Y.* Adsorption Isotherm on Fractally Porous Materials // *Langmuir* 1991, 7, 216—217.

# **СЕЙСМИЧЕСКИЙ ШУМ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «СЫКТЫВКАР»**

**И. В. Попов, Н. Н. Носкова**

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ilyageo@ya.ru, noskova@geo.komisc.ru*

---

Сейсмологическая станция «Сыктывкар» находится в 6-ти километрах от центра г. Сыктывкара, на юго-западной окраине города, на территории Радиобиологического комплекса Института биологии Коми НЦ УрО РАН. Регистрирующая аппаратура была размещена в специально построенном павильоне и запущена в 1996 г. Сейсмоприемники установлены на массивном бетонном постаменте, расположенному на суглинках четвертичного возраста.

Целью данной работы являлось проведение цифровых сейсмологических мониторинговых наблюдений для решения ряда задач, связанных с детальным анализом структуры микросейсмических полей, регистрируемых сейсмологической станцией «Сыктывкар».

Исходным материалом для работы послужили записи, полученные на сейсмологической станции «Сыктывкар» (SYK) за 2004—2005 годы. На данном пункте наблюдения в рассматриваемый период времени работала цифровая сейсмическая станция SDAS с короткопериодными сейсмоприемниками СКМ.

Сейсмический шум Земли охватывает диапазон частот от сотых долей Гц до кГц. По частотному составу микросейсмы можно разделить на низкочастотные (до 1 Гц), высокочастотные (в диапазоне до десятков Гц) и акустические (от десятков Гц до нескольких кГц).

Методика изучения спектрально-временных характеристик сейсмического шума включала:

- отбор сейсмических записей, пригодных для анализа;
- расчет спектральной плотности сейсмического шума;
- анализ временных вариаций микросейсм;
- сравнительную оценку уровня сейсмического шума для всего рассматриваемого временного периода.

Для расчетов использовался процессор обработки сигналов — один из модулей программы WSG. В результате обработки сейсмограмм строились графики спектральной плотности микросейсм.

Для того, что бы определить частотные диапазоны микросейсм, характерные для станции SYK, были детально рассмотрены недельные и месячные записи сейсмостанции с интервалом 1 час и 10-ти минутным окном обработки сигналов. Так были выявлены следующие диапазоны частот: 0.1—0.5, 1—4, 14—17 Гц. Так же, на спектрограммах были выявлены монохроматические сигналы с частотами 5.2, 5.8, 10 и 12.2 Гц.

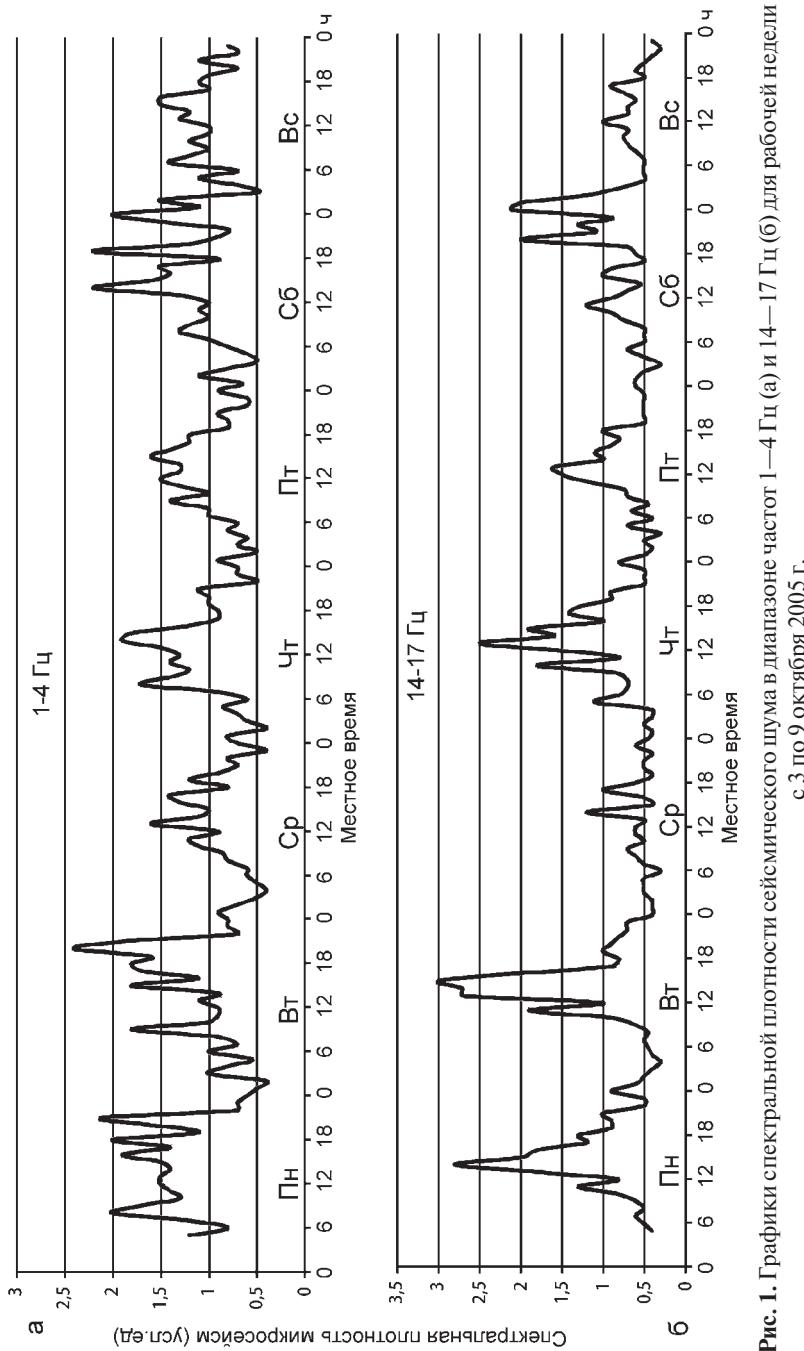
При обработке трехкомпонентных сейсмических записей выяснилось, что только один из частотных диапазонов 0.1—0.4 Гц не имеет суточного хода. Остальные диапазоны имеют четко выраженный суточный ход вариаций микросейсм, что позволяет связывать их с деятельностью человека (рис. 1). На графиках колебаний с частотами 1—17 Гц отчетливо заметны «антропогенные циклы» начало и конец рабочего дня, воскресные дни. Наименьшая интенсивность данных шумов наблюдается в 3—4 часа, а наибольшая в 12—14 часов местного времени.

Микросейсмы с частотами 0.10.4 Гц определяются нами как штормовые, обусловленные деятельностью тропических циклонов в мировом океане. Наибольшие значения спектральной плотности данных колебаний характерны для компоненты N—S. На графике интенсивности микросейсм этого частотного диапазона можно наблюдать мощные возмущения с периодом до 2—3 недель, связанные с сезонами ураганов в тропических областях океанов (рис. 2). Наиболее спокойными месяцами, в плане штормовых микросейсм, являются июнь и июль. В период с октября по март интенсивность штормовых микросейсм увеличивается в 2 раза.

Техногенные вибрации представлены на спектrogramмах двумя типами сигналов: монохроматическим — тонкой линией в спектре микросейсм (5.2, 5.8, 10, 12.2 Гц) с меняющейся во времени амплитудой, а так же случайным — в широкой полосе частот (1—4, 14—17 Гц).

Монохроматические сигналы излучаются при работе электрических машин. Колебания с частотой 5.2 Гц непостоянны во времени и проявляются только в дневное время и в рабочие дни. Микросейсмы же с частотами 5.8 и 10 Гц присутствуют во всем временном диапазоне и имеют четко выраженный суточный ход. Наибольшая активность этих монохроматических колебаний проявляется на компоненте E—W. Отдельного внимания заслуживают сигнал с частотой 12.2 Гц, значения его спектральной плотности в десятки раз превосходят фоновые микросейсмы. Данные колебания порождаются агрегатами азотно-кислородной станции, расположенной всего в 200 м от сейсмостанции.

Техногенный шум в полосе частот 1—4 и 14—17 Гц генерирует населенный пункт и крупные промышленные объекты с многопрофильной деятельностью. В спектре проявляются основные максимумы на частотах 1—4, и 14—17 Гц, первые, вероятно, связаны с автотранспортом, вторые — с деятельностью различных электроагрегатов и сельхозтехники, работающих вблизи сейсмостанции. Основной вклад техногенные колебания вносят на записи компоненты E—W. Колебания с частотами 14 Гц наиболее интенсивны в летние месяцы, а так же в декабре-январе, что обуславливается увеличением нагрузки на автодороги в эти периоды времени (рис. 3). Наибольшей интенсивностью среди выделенных диапазонов обладают микросейсмы с частотами 14—17 Гц (рис. 4). Деятельность данных высокочастотных колебаний активизи-



**Рис. 1.** Графики спектральной плотности сейсмического шума в диапазоне частот 1—4 Гц (а) и 14—17 Гц (б) для рабочей недели с 3 по 9 октября 2005 г.

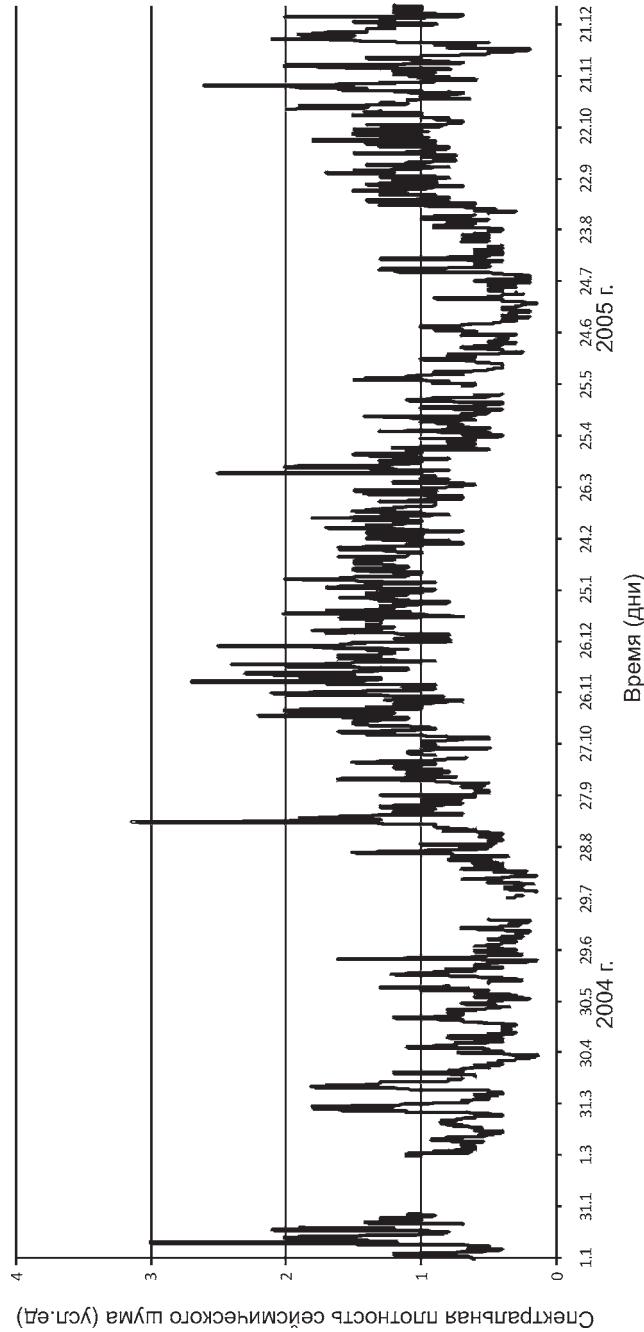


Рис. 2. График спектральной плотности штормовых микросейсм в диапазоне частот 0.1–0.5 Гц за 2 года

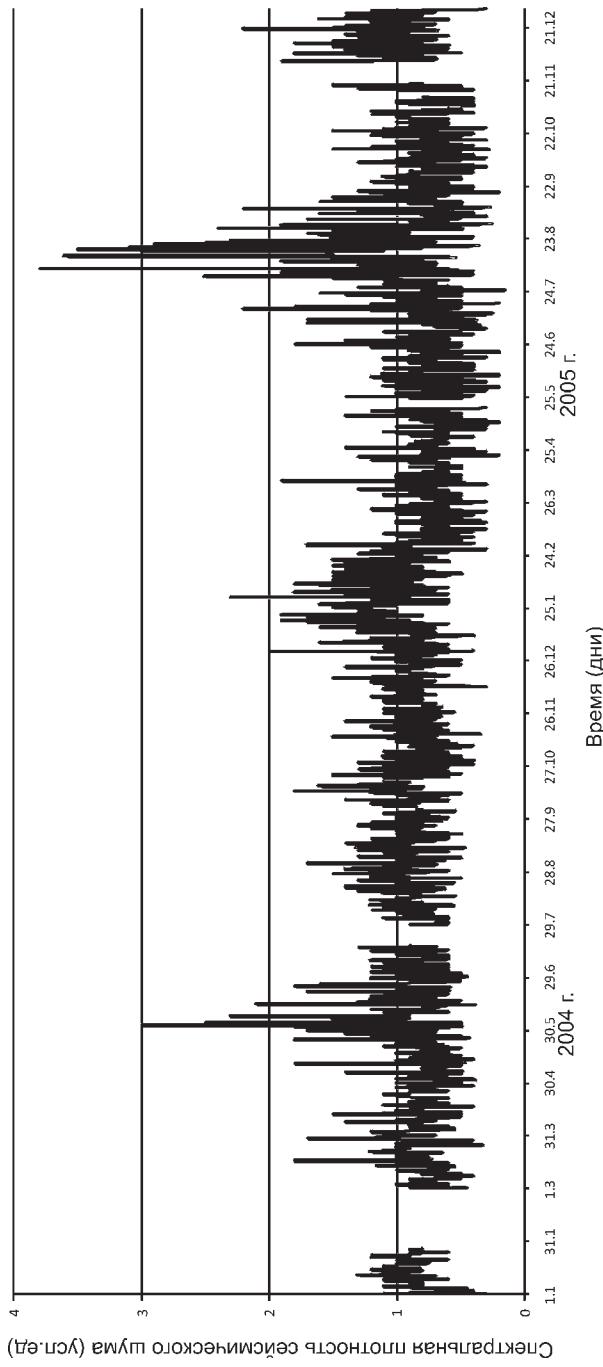


Рис. 3. График спектральной плотности техногенных микросейсм в диапазоне частот 1–4 Гц за 2 года

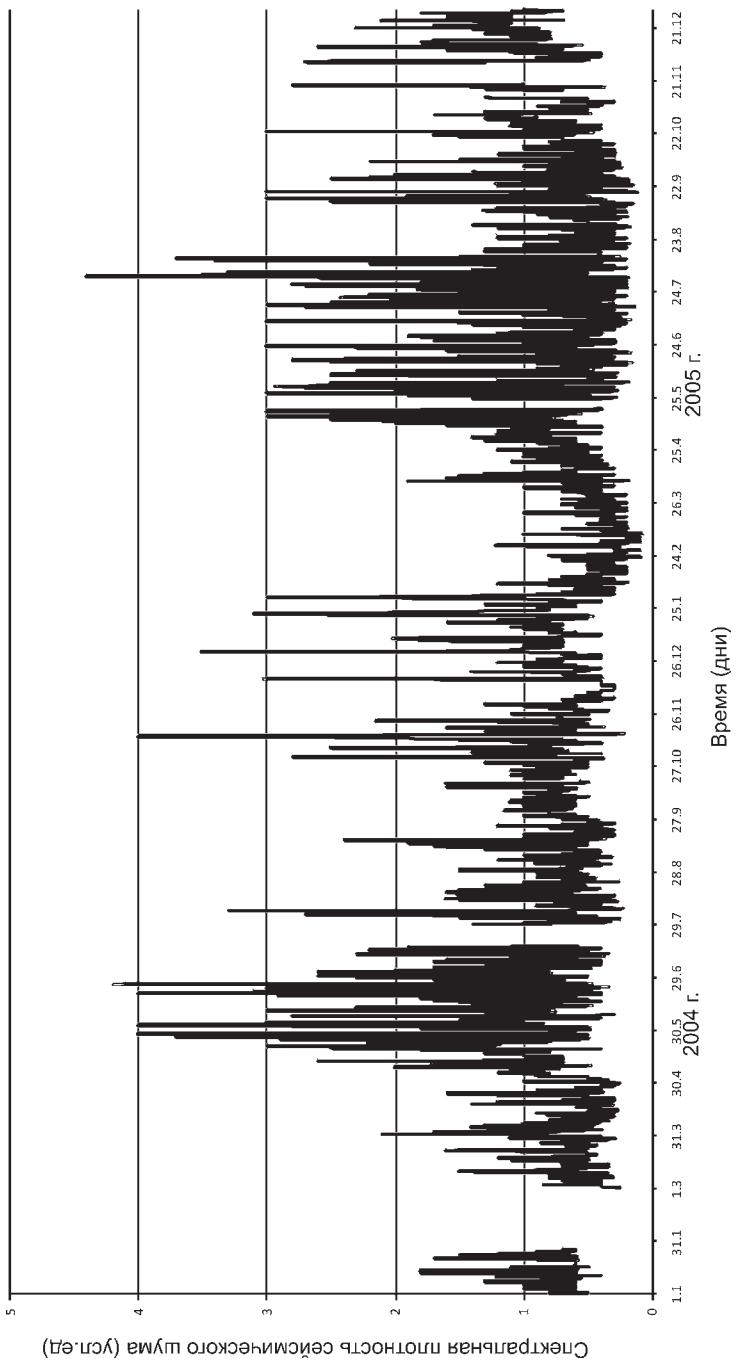


Рис. 4. График спектральной плотности техногенных микроволновых излучений в диапазоне частот 14—17 Гц за 2 года

руется в начале мая и продолжается до октября, минимум у этих шумов наблюдается в зимние месяцы.

Таким образом, используя данные долговременных сейсмологических наблюдений на сейсмостанции «Сыктывкар», стало возможным сопоставление временного распределения уровней сейсмического шума вблизи г. Сыктывкар. В результате исследования микросейсмического фона в его составе были выявлены 2 частотные области. Одна, с частотами 0.1—0.5 Гц — природная, связывается нами со штормовой активностью в океанах. Вторая, с частотами 1—17 Гц техногенная, в которой более низкие частоты связаны с деятельностью транспорта, а более высокие 14—17 Гц обусловлены работой различных агрегатов вблизи станции.

*Работа выполнена при поддержке гранта молодых ученых и аспирантов УрО РАН 10-5-НП-458.*

# **МОНИТОРИНГ ЛИЦЕНЗИОННЫХ СОГЛАШЕНИЙ ПО РЕСПУБЛИКЕ КОМИ ЗА 2006–2010 гг.**

**В. В. Рочева**  
ГУП РК ТП НИЦ, Ухта  
*smirnova@tpnic.ru*

---

На каждый участок недр, выделяемый для поиска, разведки и эксплуатации УВС, составляется лицензионное соглашение. Лицензионные соглашения заключаются между управлением по недропользованию и предприятиями-недропользователями. Лицензионные соглашения бывают трёх видов: на поиски, на разведку и на добычу углеводородного сырья.

В каждом лицензионном соглашении есть статья по условиям пользования недрами, т.е. владелец лицензии за определенное время должен выполнить комплекс работ, которые указаны в статье.

Данный анализ выполнения лицензионных соглашений недропользователями Республики Коми проведен за период с 2006 года по 2010 год.

На 01.01.2011 г. на территории Республики Коми 71 предприятий-недропользователей, имеющих лицензии на право пользования недрами. По качеству выполнения работ их можно подразделить на 3 группы:

- 1) выполняют объемы лицензионных соглашений;
- 2) частично выполняют объемы лицензионных соглашений;
- 3) не выполняют объемы лицензионных соглашений.

К первой группе относятся 58 % недропользователей, которые не только выполняют условия лицензионных соглашений, но и перевыполняют объемы работ.

Ко второй группе относятся 19 % недропользователей Республики Коми.

В третью группу входит 23 % недропользователей.

За 2006–2010 гг. недропользователи, входящие в первую группу, согласно лицензионным соглашениям должны были отработать 3460 пог. км сейсмопрофилей, 3D – 670 км<sup>2</sup>, пробурить 30 поисковых и 13 разведочных разведочных (табл. 1). Фактически, сейсморазведочных работ МОГТ 2D было выполнено в 1.5 раза больше запланированных, сейсморазведочных работ МОГТ 3D – в 5 раза больше. Поисковых скважин пробурено в 1,5 раза больше. На территории Республики Коми за 2006–2010 гг. недропользователями, относящимися к первой группе, пробурено 8 скважин. Это в 1.5 раза меньше запланированных, но это объясняется тем, что в некоторых лицензионных соглашениях были введены дополнения об изменении выполнения комплекса работ.

Недропользователи первой группы систематически перевыполняли объемы сейсморазведочных работ МОГТ 2D, за исключением 2010 года. Объемы сейсморазведочных работ 3D не планировались, но были выполнены в 2006—2008 гг. Что касается бурения поисковых скважин, то объемы бурения за 2006—2010 гг. были перевыполнены, т. е. каждый год скважин бурилось больше, чем планировалось. В 2006 году разведочное бурение не планировалось и не выполнялось. В остальные годы бурение производилось, но не в полном объеме.

За 2006—2010 гг. недропользователи, входящие во вторую группу, согласно лицензионным соглашениям должны были отработать 4880 пог. км сейсмопрофилей 2D, 3D — 257 км<sup>2</sup>, пробурить 50 поисковых и 7 разведочных скважин (см. табл. 1). Фактически, сейсморазведочных работ МОГТ 2D было выполнено почти в 4 раза меньше запланированного, сейсморазведочных работ МОГТ 3D — в 1.5 раза меньше, поисковых скважин пробурено почти в 3 раза меньше запланированного и разведочных в 1.5 раза меньше.

Следует отметить, что недропльзователями второй группы работы производятся неравномерно, так в 2009 году сейсморазведочные работы МОГТ 2D планировались, но не были выполнены. Тогда как в 2007 году планируемые объемы работ были перевыполнены. В остальное время объемы работ недовыполнялись. Что касается сейсморазведочных работ МОГТ 3D, в 2006 и 2009 гг. объемы работ планировались, но не были выполнены. В 2008 году работы не планировались, однако проводились. Но в целом за 2006—2010 гг. объемы работ не довыполнены. Объемы поискового бурения в период за 2006—2010 гг. недовыполнялись. В 2006 году разведочное бурение в Республике Коми не планировалось и не производилось. В целом недропльзователями Республики Коми за 2006—2010 гг. планируемое количество разведочных скважин недропльзователями второй группы не было выполнено.

В результате выполненных ГРР за период 2006—2010 гг. в Республике Коми недропльзователями, входящими в первую и вторую группы, было открыто 14 новых месторождений (см. табл. 2).

За исследуемый период прирост извлекаемых запасов углеводородного сырья категории С<sub>1</sub> за счет открытия 14 новых месторождений составил: нефти 9.7 млн т, свободного газа 89 млн м<sup>3</sup>.

Наиболее значительный прирост запасов нефти осуществлен в 2007 году за счет переоценки извлекаемых запасов по Усинскому месторождению. Прирост за счет переоценки коэффициента извлечения нефти на Усинском месторождении составил 133.002 млн т.

В 2008 году самый значительный прирост запасов нефти по ранее выявленным месторождениям за счет разведки осуществлен по Нижнечутинскому месторождению в количестве 42.104 млн т по категориям А + В + С<sub>1</sub>.

Tabular 1

## **Выполнение лицензионных соглашений предприятиями-недропользователями РК**

*Таблица 2*

**Новые месторождения, открытые за счёт ГРР**

Год	Название месторождения
2006	Западно-Возейшорское, Осокинское, Верхневольминское, Изъель-Петровское,
2007	Осванийское, Восточно-Каджеромское, Южно-Зверинецкое, Среднеседельское
2008	Худаельское, Северо-Мылваюское, Баяндыское
2009	Западно-Печорокожвинское
2010	Южно-Сотчемьюское, Сускинаельское

В 2010 году прирост извлекаемых запасов нефти кат. C<sub>1</sub> за счёт открытия Южно-Сотчемьюского месторождения составил 0.183 млн т. Следует отметить, что в 2010 году за счет пересчета запасов УВС по Верхневозейскому месторождению, списание извлекаемых запасов нефти кат. C<sub>1</sub> превысило прирост извлекаемых запасов нефти кат. C<sub>1</sub> месторождений РК на 6.789 млн т.

В целом по Республике Коми за 2006—2010 гг. объемы лицензионных соглашений были выполнены, но это только за счет перевыполнения объемов недропользователями первой группы. Т. е. 23 % недропользователей, не выполняющих условия лицензионных соглашений, не повлияли на выполнение объемов работ.

# ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ МЕЛКОВОДНО-ДЕПРЕССИОННЫХ (КАЛЕЙДОВЫХ) ФОРМАЦИЙ В БАССЕЙНЕ Р. ШАРЬЮ (ГР. ЧЕРНЫШЕВА)

А. Н. Сандула, А. Н. Шадрин, Д. Н. Шеболкин,  
Д. А. Груздев  
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*sandula@geo.komisc.ru*

---

В палеозойских отложениях карбонатной Елецкой структурно-формационной зоны на северо-восточном ограничении Европейской платформы А. И. Елисеевым (1978) был выделен ряд формаций, включающий три семейства: фалаховых (терригенных олигомиктовых), платомовых (карбонатных открытого морского) и калейдовых (карбонатных депрессионно-мелководных) осадочных комплексов. Наиболее сложное геологическое строение и, соответственно, историю образования имеют карбонатные формации из семейства калейдовых: силурийско-раннедевонская, среднефранко-турнейская и верхневизейско-нижнеаргинская. В качестве внутриформационных образований они могут включать в себя рифогенные, депрессионные, мелководно-шельфовые и разнофациальные грубообломочные карбонатные отложения [2].

Долина р. Шарьи, левого притока р. Уса считается геологическим эталоном [4]. В среднем течении реки на сравнительно небольшом участке наблюдается концентрация информативных в геологическом отношении выходов горных пород палеозойского возраста, многие из которых имеют статус геологических памятников природы. Здесь можно наблюдать отложения всех трех формаций из семейства калейдовых в их западных градациях, что делает возможным проведения сравнительного анализа их строения с целью выявления закономерности проявления палеогеодинамических процессов, влиявших на их образование.

Летом 2011 г. нами было проведено литологическое изучение ви-зеско-ассельских (район устья руч. Сортэмаель и Средних ворот), силурийско-нижнедевонских (район устья руч Кедзыдшор и Нижних ворот) и верхнедевонских отложений (участки реки около устья руч. Кедзыдшор и ниже устья р. Дурная). В результате проведенных работ были отмечены следующие особенности строения калейдовых формаций.

**Силурийско-раннедевонская калейдовая формация.** Отложения данной формации на р. Шарьи снизу вверх по разрезу четко разделяются на несколько интервалов, границы которых совпадают с границами свит местных стратиграфических подразделений. Что связано цикличностью осадконакопления в данном районе и выражается в строении силурийско-нижнедевонской калейдовой наличием и последовательным

чередованием субформаций трех типов: сульфатно-карбонатного, карбонатного и глинисто-карбонатного состава (Антошкина, 2006).

В целом для данной формации характерно тонкоплитчатое напластование пород. В нижней части формации (Филиппельская и маршрутинская свиты) породы сильно биотурбированы, в результате чего на дневной поверхности четко различима узорчатая текстура, образованная крупными ходами илоедов. В отложениях маршрутинской свиты среди тонкослоистых биотурбированных пород наблюдаются кораллово-строматопоровые биогермы размером до 0.6 м в наибольшем измерении. Причем в верхней части свиты (в обнажении Нижних ворот) скопление таких биогермов образует довольно крупную органогенную постройку 10 м мощностью и около 30 м протяженностью.

Сравнение разрезов венлокских отложений гряды Чернышева и венлокских разрезов Приполярного Урала позволяет сделать вывод о том что, формирование отложений на гряде Чернышева происходило в более мелководных обстановках осадконакопления с частой их сменой. Здесь наблюдаются полные разрезы венлока в отличие от Приполярного Урала, где отсутствует нижневенлокские отложения. На р. Изъю разрез венлокских отложений маломощный, что позволяет сделать вывод о его формировании в закрытошельфовых обстановках.

Верхнесилурийские отложения имеют монотонное строение: чередование пачек тонкоплитчатых и плитчатых пород. В основании этой толщи встречаются небольшие серии тонкоплитчатых пород насыщенных органическим веществом. Во всей толще повсеместно встречаются слои интенсивно биотурбированных доломитов (мощностью до 5 см).

Нижнедевонские отложения по составу пород и характеру напластования довольно заметно отличаются от силурийских. Во-первых, они насыщены органическими остатками (бросается в глаза наличие в составе пород створок брахиопод и члеников криноидей). Во-вторых, в данной толще практически нет плитчатых пород. Повсеместно напластование имеет неравномернослойственный характер с бугристыми поверхностями напластования. Такие породы образуют пачки мощностью 3—4 м, которые чередуются с сериями тонкослоистых глинистых пород, в виде лощин врезающихся в скальный берег.

**Среднефранско-турнейская калейдовая формация.** В строении данной формации в разрезе р. Шарью можно наблюдать два типа разреза среднефранско-фаменских отложений. Первый из них наблюдается разрезах, расположенных на правом берегу реки сразу ниже устья р. Дурная и на левом берегу в 7 км выше по реке. Здесь можно наблюдать разрез массивной толщи органогенного сооружения (мощность более 400 м), сложенного разноразмерными водорослевыми и цианобактериальными биогермами и биостромами [1]. Второй расположен в верхней части геологического памятника «Шарьоский» и выше него на расстоянии около 1.5 км. В этом разрезе преобладают микрозерни-

стые известняки и доломиты. Породы по всей мощности толщи тонкоклитчатые, иногда мелко бугристо напластованы. В основании формации (доманниковый горизонт) обособляется толща, отличающаяся от вмещающих отложений значительным содержанием в своем составе горючих сланцев [3].

**Верхневизейско-нижеартинская калейдовая формация.** Отложения данной формации в разрезе р. Шарью развиты на двух интервалах в среднем ее течении: в районе Средний ворот (от 1 км ниже и до 0.5 км выше них) и от нижней границы Верхних ворот до 1.5 км выше устья р. Сортэмаёль.

Отложения формации представлены ассоциациями пород, характерными для мелководно-морских условий осадконакопления. Среди них можно выделить следующие ассоциации доломитов и детритовых известняков; доломитов, известняковых брекчий и биогермно-водорослевых известняков; биоморфных (брахиоподовых и коралловых), криноидно-биокластовых и брахиоподовых известняков; биоморфных (брахиоподовых и коралловых), водорослево-биокластовых известняков с кремнями; биоморфных (брахиоподовых и коралловых), мшанково- и криноидно-биокластовых известняков с кремнями; биоморфно-биокластовых известняков и палеоаплизиново-филлоидноводорослевых биоцементолитов.

Стратиграфические подразделения (особенно в среднем карбона) по сравнению с разрезами Печорского Урала и Южной части грады Чернышева имеют меньшую мощность. Границы между ними литологически четко обособляются, часто в основании горизонтов залегают обломочные известняки и реже оолиты. В нижней части формации можно наблюдать чередование пачек тонко плитчатых и плитчатых пород, в средней части — плитчатых и толсто плитчатых, а в верхней — плитчатых и массивных. Карбонаты часто тонко-горизонтально-слоисты, большей частью несут в себе следы биотурбации, а также текстуры взмучивания. В отложениях ассельского яруса можно наблюдать палеоаплизиново-биокластово-филлоидноводорослевые скелетные холмы различной мощности (от 5 до 30 м). Биоцементолиты этих построек и вмещающих их пород содержат незначительное (около 5 %) количество антраксолита в широко развитых трещинах и в свободном пространстве небольших каверн и пор (пористость достигает иногда до 10—15 %).

Сравнительный анализ калейдовых формаций разного возраста показывает, что, имея много общего, последняя (верхневизейско-нижеартинская) заметно отличается от других меньшей мощностью (около 400 м), составом (породы представлены известняками, в составе породных ассоциаций присутствуют разнообразные кремнистые образования), пестротой литологического состава. Если в силурийско-нижнедевонской и девонской калейдовых формациях литологические разности зачастую образуют мощные монотонные толщи, то в каменно-

угольно-нижнепермской отмечается большее количество породных ассоциаций и частая смена их в разрезе. Кроме того отложения первых двух формаций считаются переходными от более глубоководных фаций восточных разрезов (Приполярный Урал) к прибрежным, то в отложениях последней признаков близко расположенной суши, откуда бы поступал терригенный материал, нет. По всей видимости, бассейн р. Шарьи в визейско-раннеартинское время находился в районе обширного карбонатного плато с крайне мелководным режимом осадконакопления.

*Исследования проводились в рамках программы ОНЗ-І РАН «Онтогенез осадочных бассейнов и формирование месторождений горючих ископаемых европейского севера России», № 09-Т-5-1028.*

### Литература

1. Антошина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Елисеев А. И. Семейства формаций северо-восточной пассивной окраины Европейского континента в палеозое // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и перспективы: Материалы XII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 101–103.
3. Цыганко В. С., Першина А. И., Юдина А. Б. К стратиграфии девона гряды Чернышева // Тр. ИГ Коми филиала АН СССР. Вып. 54. Сыктывкар, 1985. С. 17–26.
4. Юхтанов П. П., Антошина А. И., Салдин В. А. и др. Геологическое наследие Республики Коми (Россия). Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. 350 с.

# **ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ РЕШЕТКИ И СТЕПЕНИ СОВЕРШЕНСТВА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КВАРЦА ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЖИЛ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА**

**Е. Н. Светова**  
ИГ Кар НЦ РАН, Петрозаводск  
*ensvetova@igkrc.ru*

---

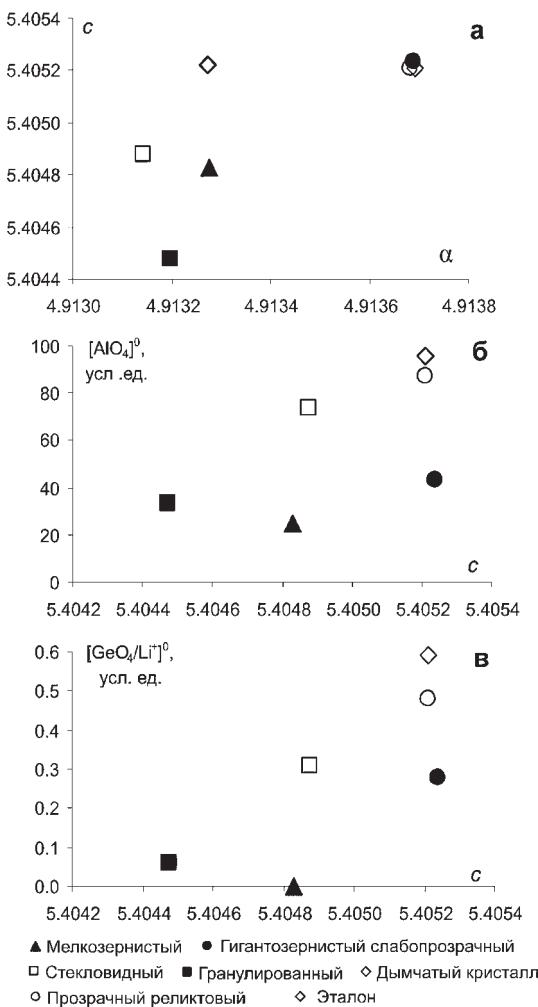
Причины колебания параметров элементарной ячейки природного кварца неоднократно обсуждались в литературе. Наиболее детально этот вопрос был рассмотрен в работах И. Е. Каменцева, который предположил, что основным фактором, влияющим на изменение параметров, является температура кристаллизации. На основе рентгеновских определений параметров элементарной ячейки кварца из различных кварцевых жил Памира он показал, что понижение температуры кристаллизации влечет закономерное увеличение параметра  $c$ , вызванное ростом количества в кварце изоморфной примеси алюминия [1 и др.]. Противоположное мнение на этот счет принадлежит К. Фронделу: наибольшие параметры ячейки он приписывает высокотемпературному кварцу, поскольку способность к изоморфному вхождению примесей в структуру кварца возрастает с повышением температуры кристаллизации [6]. Результаты рентгенографических исследований представительной коллекции кварца различного генезиса, выполненные Н. Ф. Картенко с соавторами [2] показали, что понижение температуры кристаллизации вызывает одновременное увеличение обоих параметров ( $a$  и  $c$ ) элементарной ячейки. Авторы установили также, что структурными примесями, оказывающими ощутимое влияние на параметры элементарной ячейки природного кварца являются Al и Li. Многие исследователи отмечают, что на основании изменения параметров решетки кварца можно судить о количестве примесей, входящих в структуру кварца. Большую минералогическую информативность наряду с параметрами элементарной ячейки имеет степень совершенства кристаллического строения кварца (СКС), отражающая упорядоченное распределение структурных единиц (кремнекислородных тетраэдров, их колец, частей каркаса, соизмеримых со структурными элементами). Количественно этот показатель определяется по диффузности дифракционных отражений (234) для различных образцов относительно этого отражения для эталонного кварца [5].

В настоящей работе приводятся результаты рентгенографического изучения горного хрустала и основных минералого-технологических

типов жильного кварца гидротермально-метаморфогенных жил Приполярного Урала: гигантозернистого прозрачного и слабопрозрачного, стекловидного, гранулированного, первично мелкозернистого, детально описанных в ряде работ [4]. Задачами исследования являются выявление связи между рентгеноструктурными параметрами кварца и содержанием в нем структурных примесей алюминия и германия, сравнительная оценка степени совершенства кристаллического строения разных генераций жильного кварца и горного хрусталя. Сведения о количестве структурного алюминия и германия в образцах кварца получены методом ЭПР на основе оценки концентрации в них парамагнитных  $[AlO_4]^{0-}$  и  $[GeO_4/Li^+]^{0-}$ -центров. Методика и результаты ЭПР исследования кварца рассмотрены в наших предыдущих работах [3 и др.]. Порошковые рентгенограммы кварца записаны на рентгеновском дифрактометре ARL X'TRA Thermo Fisher Scientific. Съемка проводилась на медном излучении в области углов  $2\theta = 2 - 156^\circ$  при температуре  $25^\circ C$ . Оценка степени совершенства кристаллического строения (СКС) выполнена в соответствии с известной методикой [5]. В качестве эталона для измерения СКС использованы прозрачные кристаллы горного хрусталя с Приполярного Урала, содержащие малое количество примесей, переданные в аналитическую лабораторию ИГ КарНЦ РАН И. Е. Каменцевым для проведения исследований.

Значения параметров элементарной ячейки и степени СКС изученных образцов жильного кварца и горного хрусталя приведены в таблице. Видно, что значения параметров ячейки в различных типах кварца варьируются ( $\text{\AA}$ ):  $a$  — от 4.91314 до 4.91369;  $c$  — от 5.40447 до 5.40524;  $V$  — от 112.98 до 113.02  $\text{\AA}^3$ . Наименьшие значения параметров ячейки отмечены в гранулированном, стекловидном и первично мелкозернистом кварце; наибольшие параметры характеризуют дымчатые кристаллы горного хрусталя, гигантозернистый слабопрозрачный и прозрачный кварц. Для изученных образцов кварца наблюдается положительная корреляционная связь между значениями параметров  $a$  и  $c$  (рисунок, а). Следовательно, изоморфные замещения в кремнекислородном тетраэдре, приводящие к изменению размеров элементарной ячейки, сопровождаются увеличением обоих параметров.

При сопоставлении рентгеноструктурных показателей ( $a$ ,  $c$ ) с данными о содержании в этих же пробах кварца структурной примеси алюминия и германия, полученными методом ЭПР прослеживается слабая корреляция между этими величинами (рисунок, б, в). Вероятно, свой вклад в искажение кварцевой решетки вносят и другие примеси, например, литий, занимающий междуузельную позицию с тетраэдрическим кислородным окружением в структуре кварца. Малые размеры ячейки гранулированного и первично мелкозернистого кварца соотносятся с минимальными концентрациями в нем структурных примесей.



Соотношение значений параметров  $a$  и  $c$  элементарной ячейки в кварце ( $\text{\AA}$ ) и содержания парамагнитных  $[\text{AlO}_4]^0$ - и  $[\text{GeO}_4/\text{Li}^+]^0$  центров

Изученные образцы различаются не только размерами элементарной ячейки, но и совершенством кристаллического строения. Отмечается увеличение степени СКС кварца в последовательно образованных разностях жильного кварца (мелко- и гигантозернистый  $\rightarrow$  стекловидный гранулированный) и кристаллов (таблица). Такая тенденция объясняется тем, что при отложении жильного кварца температура была несомненно выше, чем при хрусталеобразовании, растворы были в большей степени пересыщены кремнеземом, выше была скорость кристал-

**Параметры элементарной ячейки, степень СКС и содержание парамагнитных  $[AlO_4]^0$  и  $[GeO_4/Li^+]^0$  центров в жильном кварце и горном хрустале Приполярного Урала**

Номер пробы	Характеристика кварца	$a, \text{\AA}$	$c, \text{\AA}$	$V, \text{\AA}^3$	СКС, %	$[AlO_4]^0$ , усл. ед.	$[GeO_4/Li^+]^0$ , усл. ед.
24/86	Первично мелкозернистый (Верхнекожемский р-н)	4.91328	5.40483	112.99	74	25	0.002
2215	Гигантозернистый слабоиззрачный (м. Желанное)	4.91369	5.40524	113.02	73.6	43	0.28
3102	Стекловидный (уч. Игшор-Николайшор)	4.91314	5.40488	112.99	82.1	74	0.31
3105	Гранулированный (пр. Нижнениколайшор)	4.91320	5.40447	112.98	81.1	33	0.06
3095	Прозрачный реликтовый (м. Желанное)	4.91368	5.40521	113.02	79.9	87	0.48
2234	Дымчатый кристалл горного хрусталия (м. Желанное)	4.91369	5.40521	113.02	106	96	0.59
Эталон	Прозрачный кристалл горного хрусталия	4.91327	5.40522	113	100	—	—

**Примечание.** Рентгенографическое исследование кварца проведено в ИГ КарНЦ РАН на рентгеновском дифрактометре ARL X'PTRA (аналитик И. С. Инина). ЭПР исследование кварца выполнено в ИТ Коми НЦ РАН на серийном радиоспектромете X-диапазона SE/X2547 (RadioPAN, Польша) в порошковых препаратах кварца. Активация парамагнитных центров осуществлялась предварительным отжигом проб и облучением:  $[AlO_4]^0$  – 1000 °C, 30 Мрад;  $[GeO_4/Li^+]^0$  – 500 °C, 0,5 Мрад.

лизации. Следовательно, закономерное увеличение степени СКС кварца происходит на фоне постепенного уменьшения температур и давлений, снижения скорости кристаллизации.

Таким образом, рентгеноструктурными исследованиями показана изменчивость параметров элементарной ячейки и степени СКС различных типов жильного кварца и горного хрусталя Приполярного Урала. Показано, что значения параметров решетки кварца  $a$  и  $c$  увеличиваются синхронно и могут косвенно характеризовать структурную чистоту кварца. Формирование разновозрастных кварцевых жил, смена одних генераций кварца другими характеризуется тенденцией увеличения степени СКС, что согласуется с понижением температуры и скорости кристаллизации.

### Литература

1. Каменцев И. Е. О влиянии температуры кристаллизации на вхождение примеси алюминия в структуру природного кварца. Геохимия, 1965. № 3. С. 366–368.
2. Карченко Н. Ф., Сидоренко Г. А., Соломкина, С. Г., Дудыкина А. С. О влиянии условий образования и примесей на параметры элементарной ячейки кварца // Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1971. № 8. С. 8—41.
3. Котова Е. Н., Шанина С. Н., Филиппов В. Н. Элементы примеси в жильном кварце и горном хрустале / Минералы и минералообразование, структура, разнообразие и эволюция минерального мира, роль минералов в происхождении и развитии жизни, биоминеральные взаимодействия. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 91—124.
4. Кузнецов С. К. Жильный кварц Приполярного Урала. СПб.: Наука, 1998. 203 с.
5. Юргенсон Г. А., Тимуров Г. Т. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1980, № 6. С. 50—59.
6. Frondel C. Silica minerals. New York—London, 1962. 430 p.

# **ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЕНГАНЭЙСКОЙ СВИТЫ НА РУЧ. ИЗЬЯВОЖ (ХР. ЕНГАНЭП, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Л. А. Симакова

СыктГУ, Сыктывкар

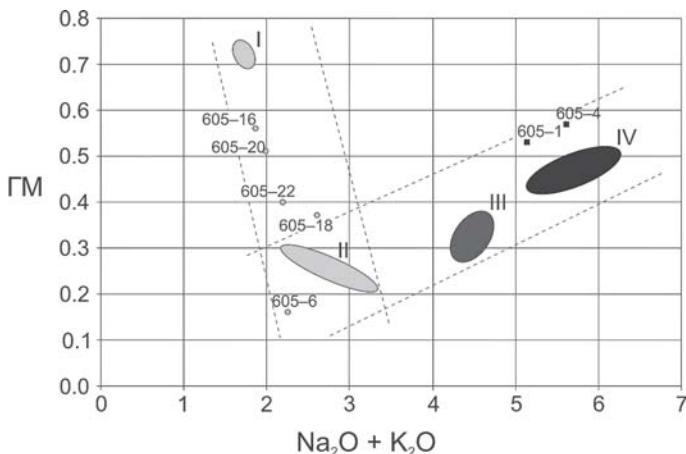
---

В разрезе на руч. Изъявож, расположеннном в юго-западной части хр. Енганэпе, отложения енганэйской ( $V_2-E_1$  ep) свиты, представлены тощей ритмично переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников. В 76.0 м от контакта с несогласно перекрывающими ее породами манитанырдской серии ( $E_3-O_1$  mn) в слое алевролитов обнаружено несколько глинисто-карбонатных конкреций залегающих друг за другом согласно напластованию пород и образующих конкреционный горизонт. Особенности пространственного расположения конкреций — облекание сверху и снизу слоистостью, отсутствие видимой связи с трещиноватостью вмещающей породы, залегание согласно напластованию, связь с определенным горизонтом вмещающих пород, позволяют отнести их к раннедиагенетическому типу. Химико-минеральный состав и структурно-текстурные особенности раннедиагенетических конкреций почти не изменяются в катагенезе и начальном метагенезе, что дает возможность рассматривать их использовать в качестве индикаторов условий осадконакопления.

Петрографическое изучение отложений показало, что конкреции имеют зональное строение и в центральных частях представлены в основном скрытокристаллической глинисто-карбонатной породой, в которой встречаются участки тонкозернистого глинистого массивного известняка с хорошо различимыми обломками микрофауны. Периферийные части конкреций сложены тонкослоистой глинисто-карбонатной породой.

В результате литохимической обработки с использованием так называемого «Стандарта ЮК» [1] данных 18 рентгенофлуоресцентных анализов конкреций и вмещающих пород, рассчитаны литохимические модули, построена модульная диаграмма (см. рисунок) и сделан нормативный пересчет минерального состава.

На модульной диаграмме видно, что изученная совокупность проб распадается на четыре кластера и семь индивидуальных составов, не поддающихся усреднению в кластерах (см. рисунок). В кластер I вошли криптокристаллические глинисто-карбонатные отложения из внутренних частей конкреций, аттестуемые как гипогидролизаты и отличающиеся максимальным значениям гидролизатного модуля (0.72) и минимальным — суммы щелочей (1.73). По данным нормативного мине-



Модульная диаграмма для конкреций и вмещающих пород енганэпейской свиты

рального пересчета в их составе преобладает кальцит (71.0 %). Второстепенные минералы представлены (%) кислым (№ 22) плагиоклазом (9.6), хлоритом (5.0), ортоклазом (3.3), доломитом (3.1), кварцем (2.7), рдохрозитом (1.7), мусковитом (1.6) и гематитом (1.1), акцессорные — лейкоксеном (0.2).

Глинисто-карбонатные породы кластера II, аттестуемые как миосилиты, содержат значительно больше кварца (28.4 %) и плагиоклаза (14.8 %), при вдвое меньшем, чем в породах кластера I, количестве кальцита (33.2 %).

В кластер III, занимающий промежуточное положение на модульной диаграмме, вошли некоторые пробы конкреций, а также вмещающие их глинисто-кремнистые с примесью карбоната алевролиты, аттестуемые как гипосиаллиты и состоящие (%) из кварца (33.5), кислого (№ 9) плагиоклаза (26.0), мусковита (8.0), кальцита (6.8), калиевого полевого шпата (6.1), гематита (1.1), лейкоксена (0.7) и апатита (0.6).

Агриллиты и алевролиты енганэпейской свиты (кластер IV), содержащие (%) наименьшее количество кальцита (0.4), аттестуемые как су-персиаллиты, состоят также из мусковита (28.7), кварца (25.8), кислого (№ 9) плагиоклаза (19.5), хлорита (17.6), апатита (2.2), гематита (2.1), ортоклаза (1.1) лейкоксена (0.9). Нормативный гематит, количество которого повышенено по сравнению с предыдущими кластерами, на самом деле является преимущественно пиритом, не рассчитанным из-за отсутствия данных о содержании серы.

Породы, не вошедшие в кластеры, характеризуются теми или иными особенностями состава. Образцы 605-16 и 605-20 незначительно отличаются от пород *кластера I* большими содержаниями полевого шпата, хлорита и расчетного рдохрозита. В образцах 605-18 и 605-22

кварцевая примесь еще значительнее — 15.8 и 10.2 % соответственно. В образцах 605—1 и 605—4 содержатся минимальные количества карбоната и максимальные мусковита и хлорита.

На диаграмме выделяются две линии тренда, на пересечении которых располагаются точки, соответствующие глинисто-карбонатным породам периферических частей конкреций, а также сборным пробам из конкреций. Левая линия отражает тенденцию увеличения доли карбоната и минералов марганца от периферических к центральным частям конкреций, правая — влияние вмещающих пород.

Таким образом, результаты литохимического изучения подтверждают петрографические и минералогические данные, а выделенные литохимическим методом группы пород идентифицируются с соответствующими литологическими типами. Кроме того, изучение шлифов показало присутствие в породах, слагающих конкреции, значительно-го количества органики.

Проведенное изучение пород, слагающих конкреции, и вмещающих отложений енганэпейской свиты показало их сходство — и те и другие представлены тонкозернистыми, существенно карбонатными разно-видностями, в том числе, содержащими органические остатки, в них присутствует пирит, представленный отдельными идиоморфными кристаллами и скоплениями фромбоидальных зерен. Его образование вероятное обусловлено присутствием в породе органического вещества и интенсивной деятельностью бактерий. Присутствие органогенного пирита указывает на невысокую скорость образования осадка и повышенной концентрации соли в морской воде [2]. На поверхности пиритов обоих морфологических типов обнаружены включения шунгита (рамановский спектрометр HR 800 фирмы Horiba, оператор к. г.-м. н. С. И. Исаенко).

Петрографические, минералогические и геохимические особенности конкреций и вмещающих пород енганэпейской свиты указывают на формирование конкреций в диагенетическую fazу образования осадка в мелководном теплом морском бассейне при участии органического вещества.

Присутствие в пиритах включений углерода, петрографические, минералогические и геохимические особенности конкреции и вмещающих пород указывают на формирование конкреций в диагенетическую fazу образования осадка в мелководном теплом морском бассейне при участии органического вещества

### Литература

1. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
2. Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.

# **ОСОБЕННОСТИ ВОДОСНАБЖЕНИЯ ТРОИЦКО-ПЕЧОРСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ КОМИ**

**Ю. А. Стакиева**  
**ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар**

---

В настоящее время для обеспечения санитарно-эпидемиологического благополучия населения к качеству вод хозяйственно-питьевого и технического назначения предъявляются высокие требования, изложенные в Гигиенических нормативах (ГН) и Санитарно-эпидемиологических правилах и нормах (СанПиН). В Республике Коми существует проблема с водообеспечением населенных объектов подземными водами хорошего качества, практически повсеместно наблюдаются повышенные значения железа и марганца.

На примере Троицко-Печорского района Республики Коми рассмотрено качество подземных вод и санитарное состояние водозаборных скважин. Этот район, как и другие южные районы республики, отличаются тем, что они преимущественно сельскохозяйственные, лесозаготовительные, скважины пробурены в период 1970—1990 гг. и подсчёт запасов подземных вод не производился, оборудование устьев скважин не соответствует санитарно-техническим требованиям.

Район исследования расположен в пределах юго-восточной части Омра-Сойвинского поднятия, структуры широтного простирания. Водозаборные площадки расположены на левом берегу р. Печоры, у западной границы Печорской среднетаежной провинции (Верхнепечорский район). Эта территория представляет возвышенную увалистую моренную равнину [1].

В соответствии с гидрогеологическим районированием, исследуемая территория входит в Ижма-Печорский бассейн пластовых подземных вод [1]. В гидрогеологическом отношении Омра-Сойвинское поднятие рассматривается как основная область питания водоносных комплексов отложений карбона и нижней перми.

На территории Троицко-Печорского района находится 27 водозаборных сооружений (скважин) [5, 7], которые распределены по площади ограниченно в долине р. Печоры. Скважины пробурены в период с 1961 по 1992 гг., многие из них находятся в эксплуатации уже более 40 лет.

В соответствии с требованиями СНиП 2.04.02-84 «Водоснабжение. Наружные сети и наблюдения», все водозаборные скважины должны быть оборудованы водомерами, фиксирующими величину отбора воды, и устройствами для измерения уровня [4]. Однако, полноценный мониторинг на водозаборах не ведется, так как скважины не обустроены

**Паспортные [7] сведения по водоизаборным скважинам Троицко-Печорского района**

№ скважины	Год бурения скважины / год ввода ее в эксплуатацию	Интервал залегания водноносного горизонта, м	Возраст водовмещающих пород	Статический уровень, м	Дебит, л/с	Понижение уровня, м
473-Э	1970 / 1970	25.0—33.0	laQIIcr	9	2.8	14
1542A-Э	1989 / 1989	29.0—40.0	laQIICr	10	2.3	19
468-Э	1969 / 1970	30.0—52.0	laQIICr	14	6.2	28
1723-Э	1984 / 1985	44.0—54.0	laQIICr	17	Н. с.	Н. с.
2217-Э	1992 / 1992	47.0—53.0	laQIICr	14	1.5	36
1334-Э	1978 / 1978	51.0—60.0	laQIICr	20	0.5	18
475-Э	1969 / 1970	59.0—62.0	laQIICr	16	0.4	39.8
1473-Э	1981 / 1981	64.0—98.0	laQIIcr	10	3.3	14
3	1972 / 1972	16.0—86.0	C-P <sub>1</sub>	Н. с.	Н. с.	Н. с.
458-Э	1977 / 1977	16.0—135.0	C-P <sub>1</sub>	21	11	8.5
2, резерв.	1972 / 1972	17.0—122.0	C-P <sub>1</sub>	—	Н. с.	Н. с.
457-Э	1975 / 1975	23.0—140.0	C-P <sub>1</sub>	13	8	6
985-Э	1975 / 1975	25.0—130.0	C-P <sub>1</sub>	15	5	8
1814-Э	1986 / 1986	32.0—41.0	C-P <sub>1</sub>	13	1.7	12
2203-Э, резерв.	1991 / 1991	37.0—60.0	C-P <sub>1</sub>	—	4	16
422-Э	1972 / 1972	42.0—146.0	C-P <sub>1</sub>	17	10	5
37-р, резерв.	1982 / 1982	43.0—101.5	C-P <sub>1</sub>	—	3.37	2.6
38-р	1982 / 1982	43.0—102.0	C-P <sub>1</sub>	48	3.45	2.7
458A-Э	1979 / 1979	45.0—141.6	C-P <sub>1</sub>	17.5	6	6
2184-Э, резерв.	1991 / 1991	55.0—110.0	C-P <sub>1</sub>	12	2.2	10
35-р	1980 / 1980	64.4—130.0	C-P <sub>1</sub>	9	Н. с.	Н. с.
36-р	1980 / 1980	64.4—130.0	C-P <sub>1</sub>	9	Н. с.	Н. с.
1925-Э	1988 / 1988	72.0—111.0	C-P <sub>1</sub>	+2.0	1.4	10.2
776-Э	1974 / 1976	75.0—160.0	C-P <sub>1</sub>	8	8	16
847-Э	1974 / 1975	80.0—130.0	C-P <sub>1</sub>	10	5	10
5 ГТП	1961 / 1962	86.0—137.5	C-P <sub>1</sub>	25	5	4.9
3 ГТП	1961 / 1962	86.0—139.0	C-P <sub>1</sub>	—	5	—

**Примечание.** Н. с. — нет сведений.

в соответствии с санитарными нормами. Величину водоотбора из скважин определяют косвенным методом (по производительности насоса и времени его работы).

У каждого источника водоснабжения, согласно СанПиН 2.1.4.1110—02, должны быть организованы зоны санитарной охраны (ЗСО); территория первого пояса ЗСО должна быть спланирована для отвода поверхностного стока за ее пределы, озеленена, ограждена и обеспечена охраной, дорожки к сооружениям должны иметь твердое покрытие, водозаборы подземных вод должны располагаться вне территории промышленных предприятий и жилой застройки [2]. Первый пояс (строгого режима) ЗСО скважин исследуемого района не соответствует требованиям санитарных норм и правил: на расстоянии менее 30 м от скважин расположены жилые дома, котельные, хозяйствственные постройки. Практически на всех водозаборах ограждение первого пояса ЗСО скважин частично разрушено, или вообще отсутствует.

Хозяйственно-питьевое и техническое водоснабжение населенных объектов Троицко-Печорского района основано на подземных водах водоносного каменноугольного-нижнепермского терригенно-карбонатного комплекса ( $C-P_1$ ) и водоносного чирвинского озерно-аллювиального горизонта (laQIIcgr) (таблица).

Водоносный чирвинский горизонт (laQIIcgr) на территории Троицко-Печорского района вскрыт скважинами на глубине от 25.0 до 98 м. Водовмещающие породы представлены среднезернистыми песками с включением гальки и галечниками. Воды, напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах от 9 до 20 м. Водообильность горизонта невысокая, дебиты скважин составляют 0.4—6.2 л/с (34.56—535.68 м<sup>3</sup>/сут) при понижении уровня воды на 14.0—20.0 м.

Подземные воды водоносного каменноугольного-нижнепермского терригенно-карбонатного комплекса ( $C-P_1$ ) залегают в интервале от 16.0 до 160 м. Водообильность комплекса характеризуется дебитами: 1.4—11.0 л/с (120.96—950.4 м<sup>3</sup>/сут) при понижении уровня на 10.2—8.5 м. Водовмещающие породы — известняки трещиноватые, а так же известняки доломитизированные трещиноватые. Воды напорные, статические уровни устанавливаются на глубинах от 2 м до 48 м от поверхности земли, снижение отметок уровня происходит в сторону р. Печоры.

По характеру циркуляции подземные воды водоносного чирвинского горизонта характеризуются как поровые, водоносного каменноугольного-нижнепермского терригенно-карбонатного комплекса — как трещинно-пластовые. Соответственно и водообильность  $C-P_1$  комплекса выше. Большинство водозаборов (19 скважин) района эксплуатируют подземные воды водоносного  $C-P_1$  терригенно-карбонатного комплекса. Питание laQIIcgr горизонта осуществляется только за счет инфильтрации атмосферных осадков на всей площади развития горизонта, разгрузка происходит в нижележащие горизонты и долины рек.

Питание С-Р<sub>1</sub> комплекса затруднено и осуществляется за счет других водоносных горизонтов и комплексов. Подземные воды водоносного каменноугольного-нижнепермского комплекса более защищенные от поверхностного загрязнения, мощность перекрывающих водоупорных отложений около 40 м.

Характеристика вод приводится по результатам химических анализов подземных вод за период эксплуатации с 2008—2011 гг., и по паспортным данным эксплуатационно-разведочных скважин, предоставленных лабораторией ОАО «Коми тепловая компания» (г. Сыктывкар) [5—7]. Подземные воды чирвинского горизонта пресные с минерализацией 0.2—0.4 г/л, гидрокарбонатные магниево-кальциевые, нейтральные или слабокислые ( $\text{pH} = 5.0—8.0$ ), от очень мягких до мягких с общей жесткостью 0.6—2.4 мг-экв/дм<sup>3</sup>. Подземные воды каменноугольного-нижнепермского комплекса пресные с минерализацией 0.3—0.4 г/л, гидрокарбонатные, магниево-кальциевые, умеренно жесткие (общая жесткость 4.3—5.0 мг-экв/дм<sup>3</sup>), нейтральные ( $\text{pH} 7.3—8.5$ ). Воды горизонтов практически аналогичны по составу (за исключением водородного показателя), имеется гидравлическая связь между ними.

Подземные воды водоносного С-Р<sub>1</sub> комплекса по состоянию на 2011 г. соответствуют требованиям СанПиН 2.1.4.1074-01 по основным показателям. Однако, наблюдаются повышенные значения: мутность (до 15.9 ПДК), содержание общего железа (до 16.4 ПДК), марганца (до 3.7 ПДК). Подземные воды водоносного IaQIIcг горизонта по состоянию на 2011 г не соответствуют требованиям СанПиН 2.1.4.1074-01 по: мутности (до 7.4 ПДК), общему железу (до 14.3 ПДК), марганцу (до 2.6 ПДК), в единичных пробах по свинцу (до 1.2 ПДК), сульфатам (до 1.7 ПДК). По радиологическим и микробиологическим показателям вода безопасна. Анализ всех имеющихся данных показал, что изменение или ухудшение качественного состава за период эксплуатации подземных вод не наблюдается.

Выявленные несоответствия требованиям СанПиН 2.1.4.1074-01 и ГН 2.1.5.1315-03 по повышенным содержаниям железа и марганца в водах обеих комплексов, характерны для подземных вод практически всех южных районов Республики Коми и определяются природными условиями формирования химического состава подземных вод. Превышение уровня по мутности связано с окислением железа кислородом воздуха и выпадением в осадок его соединений. Повышенные значения свинца в единичных пробах воды требуют проведения дополнительных исследований.

Таким образом, необходимо привести санитарно-техническое состояние водозаборных сооружений до требований изложенных в СНиП 2.04.02-84, обустроить зоны санитарной охраны для всех водозаборов, используемых для хозяйствственно-питьевого водоснабжения, в соответствии с СанПиН 2.1.4.1110-02. Учитывая плохое состояние водозабор-

ных скважин, воды подземных горизонтов могут использоваться в хозяйственно-питьевых целях только после соответствующей подготовки (обезжелезивание и деманганация), позволяющей снизить концентрацию химических веществ до значений, соответствующих нормативным.

### Литература

1. Гидрогеология СССР. Т. XLII Коми АССР и Ненецкий национальный округ Архангельской области. М: Недра, 1970.
2. Санитарные правила и нормы СанПиН 2.1.4.1110-02. Зоны санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов питьевого назначения.
3. Санитарные правила и нормы СанПиН 2.1.4.1074-01. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества.
4. Строительные нормы и правила СНиП 2.04.02-84. Водоснабжение. Наружные сети и сооружения. М.: Стройиздат, 1985 г.
5. Быков Е. В., Гаврилов В. И. Отчет «Детальная разведка подземных вод для хозяйствственно-питьевого водоснабжения п. Троицко-Печорска и лесопромышленного комплекса» по работам Троицко-Печорской гидрогеологической партии за 1979—80 гг., Ухта, 1980 г.
6. Оберман Н. Г. Геоэкологическая съемка территории деятельности ГГП «Полярноуралгеология» масштаба 1:1000000. Отчет Комплексной мерзлотной гидрогеологической партии, Воркута, 2000 г.
7. Паспорта разведочно-эксплуатационных скважин (473-э, 1542А-э, 468-э, 1723-э, 2217-э, 1334-э, 475-э, 1473-э, 3, 458-э, 2 (резерв.), 457-э, 985-э, 1814-э, 2203-э (резерв.), 422-э, 37-р (резерв.), 38-р, 458А-э, 2184-э (резерв.), 35-р, 36-р, 1925-э, 776-э, 847-э, 5 ГТП, 3 ГТП) Троицко-Печорского района.

# **АНАЛИЗ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ МЕТАМОРФИТОВ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (Р. СРЕДНИЙ КЕЧПЕЛЬ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

**С. Н. Сычев<sup>1</sup>, К. В. Куликова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>СПбГУ, Санкт-Петербург, <sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*sychev1986@yandex.ru, kulikova@geo.komisc.ru*

---

Исследование магнитных свойств горных пород выявило, что их общей особенностью является магнитная анизотропия. Среди различных причин образования магнитной анизотропии важная роль отведена одноосным давлениям. Связь между магнитной анизотропией и текстурными особенностями горных пород позволяет использовать анизотропию магнитной восприимчивости (AMB) для изучения и оценки конечной деформации пород [2, 9, 10, 1].

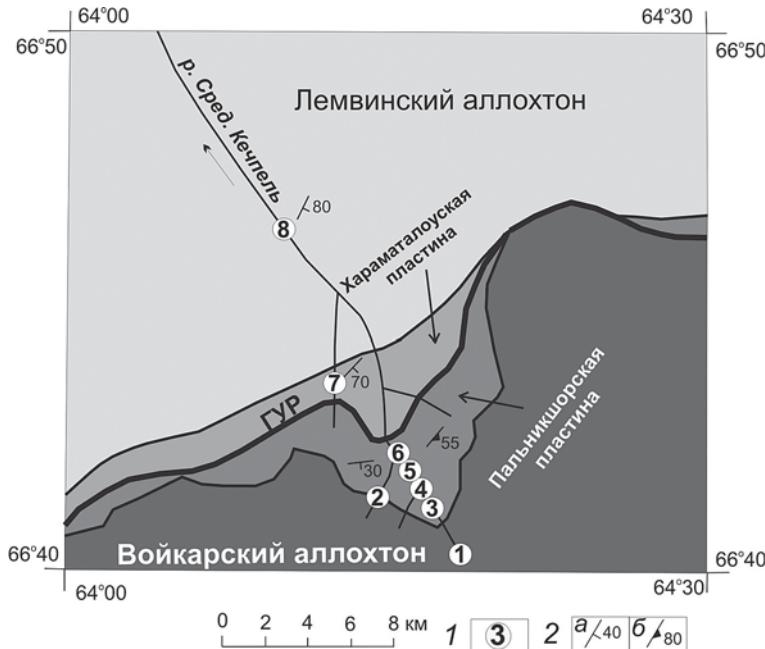
Величины трёх главных осей эллипсоида AMB обозначаются K1 — максимальная, K2 — промежуточная, K3 — минимальная магнитные восприимчивости.

Основной задачей настоящего исследования является изучение AMB образцов тектонитов Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала.

Главный Уральский разлом (ГУР) является шовной зоной крупнейшего глубинного шарьяжа, по которому симатические комплексы восточных зон Урала надвинуты на сиалическое основание западной части Восточно-Европейской плиты [4]. В южной части Полярного Урала ГУР отделяет Лемвинский аллохтон от Войкарского.

По реке Средний Кечпель и его притокам в подошве Войкарского офиолитового аллохтона наблюдаются метаморфические породы южной части Хараматалоуского блока, которые объединяются в две толщи, слагающие одноименные тектонические пластины (рис. 1).

Западная (хараматалоуская) толща сложена чередованием зеленых и углеродистых сланцев с редкими прослойками гранатовых амфиболитов. Восточная (пальникшорская) толща, начинающаяся с пачки тонкопереслаивающихся зеленых и глаукофановых сланцев, представлена чередованием гранат-глаукофановых кристаллосланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, гранат-амфибол-альбит-кварцевых кристаллосланцев, а также бластомилонитов. Выявлено, что субстратом для метаморфитов зоны ГУР являлись вулканогенно-осадочные породы, причем формирование вулканитов хараматалоуской толщи происходило во внутриплитной континентальной обстановке, а вулканитов пальникшорской толщи — в островодужной обстановке [8].



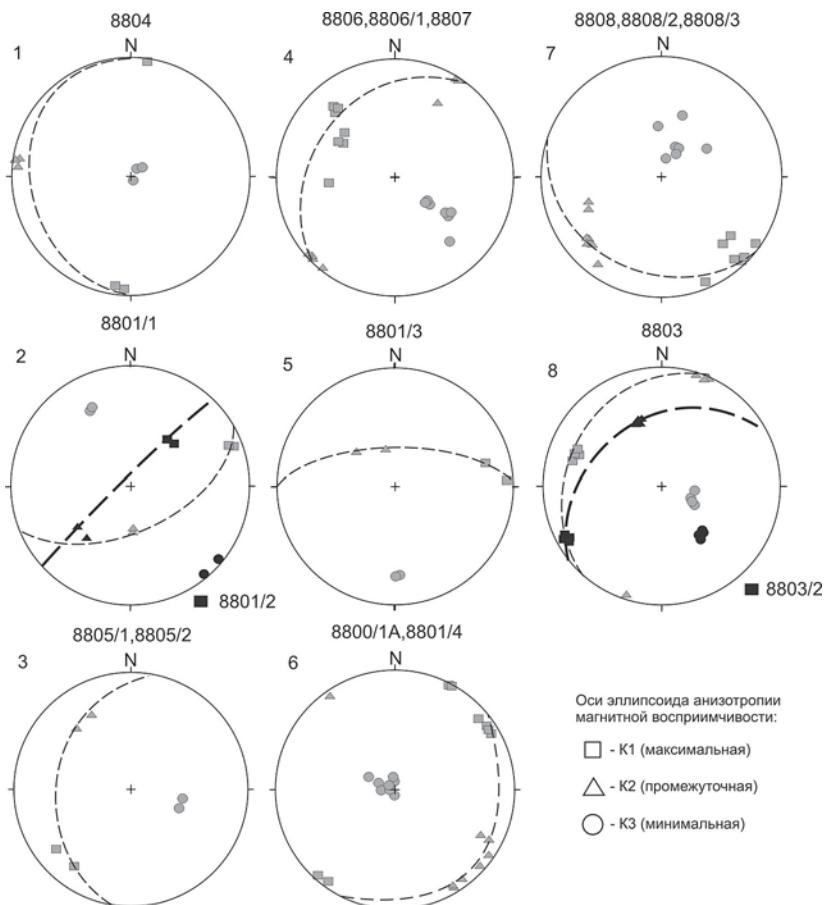
**Рис. 1.** Тектоническая схема района южной части Хараматалоуского блока.  
1 — номера азимутальных проекций на рис. 2; 2 — элементы залегания: а — сланцеватости; б — полосчатости

Как было показано ранее для более южных районов Полярного Урала в зоне ГУР и прилегающих тектонических единицах структурные парагенезисы были сформированы на разных этапах коллизионного процесса [3, 5–7].

Для выявления магнитных и деформационных характеристик были отобраны ориентированные образцы из пород Войкарского аллохтона (райизско-войкарский комплекс) — обр. № 8804, милонитов в подошве Войкарского аллохтона (обр. № 8801/1, 8801/2), пальникшорской толщи (обр. № 8805/1, 8805/2, 8806, 8806/1, 8807, 8801/3, 8800/1A, 8801/4), хараматалоуской тоши (обр. № 8808, 8808/2, 8808/3) и Лемвинского аллохтона (кечпельская свита) — обр. № 8803.

Были получены следующие результаты. Все анализируемые породы не имеют чёткого разбиения на группы по величине средней магнитной восприимчивости и степени АМВ. Форма эллипсоида АМВ сплющенная.

В ходе интерпретации ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ установлено, что в породах Войкарского аллохтона минимальная ось эллипсоида АМВ располагается субмеридионально и полого ( $\angle 0-5^\circ$ ) погружается на север и юг, а минимальная субвертикальна



**Рис. 2.** Ориентировка главных осей эллипсоида АМВ (нижняя полусфера). Места отбора образцов описаны в тексте.

(рис. 2, аз. пр. 1). В породах Пальникшорской пластины выявлено, что максимальная ось магнитной восприимчивости погружается ( $\angle 0-45^\circ$ ) на СВ и ЮЗ (рис. 2, аз. пр. 2, 3, 5, 6), а в бластомилонитах под углом 20–40° на СЗ (рис. 2, аз. пр. 4). Минимальная ось погружается ( $\angle 0-60^\circ$ ) преимущественно на ЮВ (рис. 2, аз. пр. 2, 3, 4, 5), а в непосредственной близости к зоне ГУР субвертикальна (рис. 2, аз. пр. 6). В Хараматалоуской пластине максимальная ось погружается ( $\angle 0-30^\circ$ ) на ЮВ, а минимальная ( $\angle 50-80^\circ$ ) на СВ (рис. 2, аз. пр. 7). Лемвинский аллохтон характеризуется западным погружением ( $\angle 10-20^\circ$ ) максимальной оси эллипсоида АМВ и ЮВ погружением ( $\angle 40-70^\circ$ ) минимальной (рис. 2, аз. пр. 8).

По нашим представлениям ориентировка эллипсоида деформации в Войкарском аллохтоне связана с выталкиванием элементов залегания тектонической единицы при приближении к фронту разрывного нарушения, так же как и в Пальникшорской пластине вблизи зоны ГУР. В породах Пальникшорской пластины эллипсоиды деформации расположаются хаотично, что объясняется ее сложным складчато-надвиговым внутренним строением и разнообразием вещественного состава. В Хараматалоуской пластине ориентировка эллипсоида связана со сдвиговыми смещениями, а в Лемвинском аллохтоне с региональным надвигообразованием [6]. Таким образом ориентировка эллипсоидов АМВ в Войкарском аллохтоне, Пальникшорской пластине (вблизи ГУР) и Лемвинском аллохтоне образовалась на раннем коллизионном этапе в результате надвигообразования, а внутри Пальникшорской пластины и в Хараматалоуской пластине в результате сдвиговых деформаций на том же этапе, но на более поздней стадии.

*Авторы благодарны за помощь в определении АМВ Р. В. Веселовскому и Н. В. Дубниной (МГУ). Работа выполнялась при поддержке темплана НИР СПбГУ и ФЦП «Кадры». Госконтракт № 14.740.11.0187.*

### Литература

1. Войтенко В. Н. Корреляция параметров конечной деформации и анизотропии магнитной восприимчивости: сравнение результатов исследования метатурбидитов северо-западного Приладожья // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы Всероссийской конференции к 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики. М.: Изд. ИФЗ, 2008. С. 22–25.
2. Использование магнетизма горных пород при геологической съёмке / Под ред. Л. Е. Шолпо. Л.: Недра, 1986. 224 с.
3. Куликова К. В., Сычев С. Н. Структурно-метаморфическая эволюция пород зоны Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2010. Вып. 6. С. 15–44. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО Российской АН. Вып. 127).
4. Савельев А. А., Самыгин С. Г. Офиолитовые аллохоны Приполярного и Полярного Урала. // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
5. Сычев С. Н. Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения пальникшорской толщи и массива Хордьюс // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 160–163.
6. Сычев С. Н., Куликова К. В. Соотношение хрупких и пластических деформаций в зоне Главного Уральского разлома (южная часть Хараматалоуского блока, Полярный Урал) // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В. Е. Хаина, г. Москва, 1–4 февраля 2011 г. М.: Изд-во Геол. фак. МГУ, 2011. С. 1829–1833.

7. Сычев С. Н., Куликова К. В. Структурно-тектоническая позиция массива Хордьюс (Полярный Урал) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 330—334.
8. Турков К. А., Куликова К. В. Реконструкция первичного субстрата метаморфитов подошвы Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала // Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 178—180.
9. Jezek J., Hrouda F. SUSIE: A program for inverse strain estimation from magnetic susceptibility // Computers & Geosciences, 2007, vol. 33, issue 6. P. 749—759.
10. Tarling D. H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. New York: Chapman and Hall, 1993. 217 p.

# ТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРАМИКИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ БАССЕЙНА Р. ВЫЧЕГДЫ

Т. И. Тетерина

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*titeterina@geo.komisc.ru*

---

Термический анализ (термография) служит для изучения свойств вещества и процессов, происходящих в нем при нагревании или охлаждении по заданной программе. Он производится с помощью специальной аппаратуры, и основным его техническим результатом являются термические кривые — термограммы (кривые нагревания), которые зависят главным образом от химического состава и структуры исследуемого объекта.

Самым распространенным и основным методом термического анализа является дифференциально-термический анализ (ДТА), который позволяет выявить и исследовать фазовые превращения и химические реакции, протекающие в веществе при нагревании или охлаждении, по термическим эффектам, сопровождающим эти изменения. Анализ производится с помощью пирометров, термических установок и т. п., позволяющих зафиксировать термические кривые, т. е. графики выражающие зависимость температуры выбранной точки в исследуемом веществе (или какой-нибудь функции от этой величины, например разности температур) от времени или температуры внешней среды при непрерывном изменении последней по заданной программе [4].

Наряду с ДТА широко развит метод исследования вещества и процессов, происходящих в веществе при нагревании с изменением массы, который носит название термовесового, термогравиметрического анализа (ТГА). Он дает возможность устанавливать, какие изменения массы (уменьшение или увеличение) происходят в образце при нагревании, и измерять их величину. Результатом этого анализа является термогравиметрическая кривая (термовесовая или кривая изменения массы) — кривая ТГ, которая представляет собой график зависимости изменения массы вещества от времени и температуры. Изменение массы изучаемого объекта обычно регистрируется автоматически при непрерывном и плавном нагревании по заданной программе [2].

Точность результатов термографических исследований зависит от правильной подготовки материала для анализа, вида представления проб, ее степени измельченности, количества вещества необходимого для анализа, концентрации исследуемого вещества в навеске, предварительной обработки пробы соляной кислотой или перекисью водорода, отмучивания и т. п. В данном исследовании случае подготовка образцов сводилась к истиранию проб «до пудры» (0,0043 мм) [1].

Диагностирование минералов и их смесей по кривым ДТА осуществляется путем сравнения и отождествления, т. е. путем идентификации полученных термограмм с эталонами, последние обычно помещены в справочниках, атласах, методических руководствах или отдельных работах.

Термическому анализу было подвергнуто 63 фрагмента древних керамических изделий, предоставленных нам сотрудниками института языка, литературы и истории КНЦ УрО РАН. Данные образцы были обнаружены при раскопках археологических памятников бассейна р. Вычегды. Хронологические рамки изученных нами образцов довольно широки, среди керамических фрагментов присутствуют образцы эпохи энеолит-бронза, ананьской и гляденовской эпох, а также лебяжской, чойновтинской и гаррино-борской эпох. Возраст образцов керамики варьируется от VIII тыс. до н. э. до I тыс. до н. э. [5].

Исследование проводилось на дериватографе с нагревом до 1000 °С. По характеру наиболее интенсивных термических эффектов все термограммы оказались довольно однотипными (рис. 1). Первый эффект, при температуре нагрева до 220–250 °С, выражен очень отчетливо и связан с удалением из керамики адсорбированной воды. Эта вода располагается в порах и пустотах, которыми насыщено изделие, а также на поверхности и в порах углефицированной органики. Данная форма способна легко покидать образцы (дегидрировать) при низкотемпературном нагреве (до ~200 °С), а также в условиях повышенной сухости. При увеличении влажности воздуха или при нахождении во влажном грунте керамические фрагменты также легко сорбируют воду — регидратируются. Поэтому абсолютное содержание воды в каждом конкретном образце зависит, как от его индивидуальных особенностей (пористости, содержании лигнита) и условий хранения, так и от длительности температурного воздействия в процессе обжига керамики. Судя по окраске в изломе и качеству посуды, обжиг осуществлялся по различным схемам. Сосуды хрупкие, крошащиеся и расслаивающиеся, с поверхностью, окрашенной неравномерно, с прослойкой другого цвета внутри, скорее всего, обжигались в открытом костре длительное время и при низких температурах. Присутствуют в коллекции и сосуды достаточно крепкие, с равномерной окраской в изломе, которые обжигались в закрытом костре с длительной выдержкой. В обоих случаях, в зависимости от места положения сосуда в костре, различные его части попадали в неодинаковую среду: окислительную или восстановительную. Потеря веса в данном интервале составила от 2.48 до 10.84 вес. %.

Второй эффект, связанный с выгоранием лигнита (углефицированной древесины различных стадий углефикации и разложения), имеется в интервале 300–470 °С. Потеря веса в данном интервале не превышает 4.2 вес. %. На конфигурацию и температурное положение максимума влияют стадия углефикации древесины или, наоборот, степени

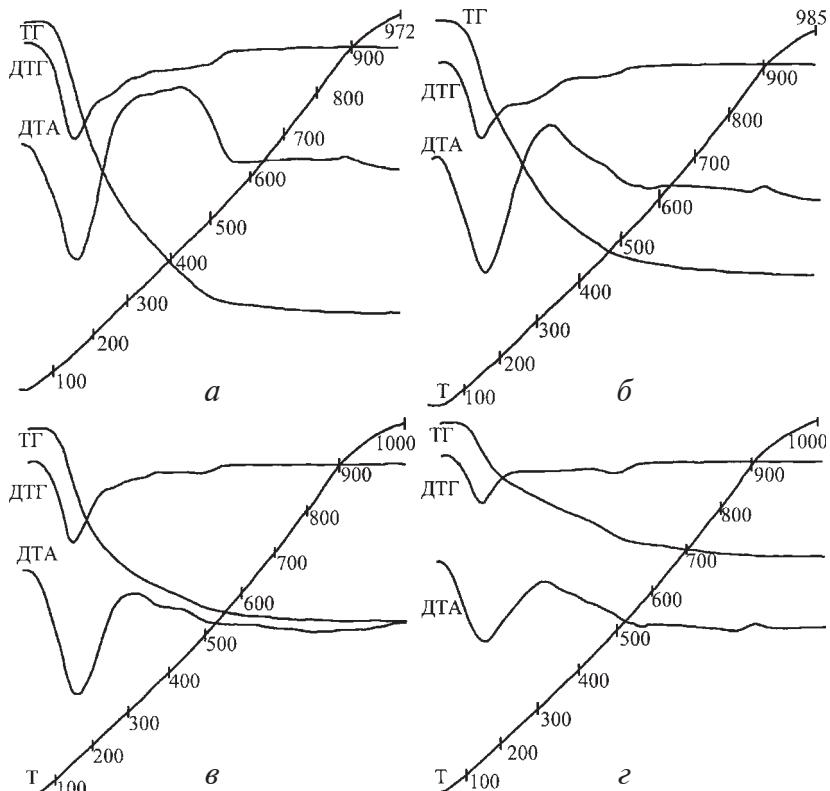
разложения уже сформированного лигнита. Значительному содержанию углефицированных растительных волокон и хорошей их сохранности соответствует отчетливый остроконечный экстремум в интервале 380—470 °С. При увеличении степени разложения лигнита эффект становится более пологим, сглаживается, нередко смещаясь в область менее высоких температур (330—380 °С) [5].

При температуре выше 480 °С присутствуют эффекты, связанные с фазовыми превращениями в отдельных минералах, входящих в состав керамики: 573° — переход  $\alpha$ - $\beta$ -кварц, ~710° — дегидратация хлорита, ~760° — декарбонатизация кальцита, ~810° — дегидратация мусковита, то есть термический анализ помимо данных о содержании в керамике С<sub>орг.</sub> дает информацию и об основных минералах, входящих в ее состав.

В исследованных образцах не зафиксировано неизмененных глинистых минералов. Если эффекты, связанные с дегидратацией, могут не проявляться в температурном интервале 350—380° С (из-за перекрытия максимумов выгорания лигнита), то отсутствие термических эффектов в области > 500° (где нет перекрытий другими фазами) позволяет говорить об отсутствии (или крайне низком содержании) неразложившихся глинистых минералов [3].

Исходя из того, что при термической нагрузке в образце идут превращения, многие из которых необратимы [4], было сделано предположение о том, что пройденные при обжиге (первоначальном) или пережоге (термическом воздействии на сосуды в период их утилизации) термические эффекты не повторяются. Таким образом, появление подобных эффектов — показатель непройденной температуры (т. е. термическое воздействие не превышало фиксируемого эффекта). Исходя из этого положения, средняя температура обжига не могла быть ниже 550—600 °С, возможно кратковременное воздействие более высоких температур. Последнее наиболее вероятно, так как цветность поверхностей образцов резко отличается от внутренних слоев. Проведенные эксперименты показали, что подобное характерно при прерывании обжига после достижения температур накаливания (в пределах 550—700 °С) [3].

На основании анализа термограмм образцов были установлены три группы керамических фрагментов, отличающиеся по общей потере веса. К первой группе относятся образцы с общей потерей веса более 12 вес. %. По форме термограмм эта группа делится на две подгруппы: характерная для первой подгруппы термограмма изображена на рисунке *а*, для второй подгруппы на рисунке *б*). Ко второй группе отнесены фрагменты керамики, потерявшие в процессе нагрева 9—12 % веса. Характерный для этой группы вид термограммы изображен на рисунке *в*). Третью группу составляют образцы с потерей веса менее 9 %. Термограмма данной группы представлена на рисунке *г*. К сожалению, связь между потерей веса, временем и местом нахождения керамики не выявлена.



Термограммы различных групп керамики

*Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 15 09-П-5-1013, РФФИ 11-05-00620-а, НШ 7198.2010.5.*

### Литература

1. Бобринский А. А. Гончарная технология как объект историко-культурного изучения // Актуальные проблемы изучения древнего гончарства. Самара, 1999. С. 3—5.
2. Ламина Е. В., Лотова Э. В., Добрецов Н. Н. Минералогия древней керамики Барабы. Новосибирск: Издательство института археологии и этнографии СО РАН, 1995. 126 с.
3. Паршуков Ю. В. Технология керамики эпохи энеолита — бронзы Вычегодского края. Сыктывкар, 2010. 44 с. (Научные доклады / Коми НЦ УрО Российской академии наук; Вып. 508).
4. Сайко Э. В. Техника и технология керамического производства Средней Азии в историческом развитии. Москва, 1982. 212 с.
5. Тетерина Т. И. Физико-химические методы изучения керамики // Минералогические перспективы: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 354—356.

# ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ МАЛОЖЕЛЕЗИСТЫХ БОКСИТОВ МЕТОДОМ СИНХРОТРОННОГО МАЛОУГЛОВОГО РАССЕЯНИЯ (СМУР)

В. В. Уляшев<sup>1</sup>, А. В. Вахрушев<sup>1</sup>, А. П. Петраков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар;

<sup>2</sup>СыктГУ, Сыктывкар

vaskom77@mail.ru

## Введение

Метод малоуглового рассеяния (рентгеновских лучей, синхротронного излучения и т. д.) позволяет исследовать разнообразные структуры: кристаллические, аморфные тела, органические соединения и т. д. В кристаллах определяется размер пор, кристаллитов, зерен в порошках, в аморфных телах — кластерная структура, флуктуация плотности, разделение фаз, в органических соединениях — строение макромолекул и их комплексов. Метод МУР позволяет получить информацию о линейных размерах (1—1000 nm) и форме частиц, их распределение по размерам, удельной поверхности, пористости, радиусах пор. МУР дает возможность определения относительного расположения частиц в агрегатах и является удобным инструментом измерения фрактальной размерности.

## Объект исследования

Объектом исследования послужил маложелезистый боксит (МЖБ) центральной части второго рудного тела Вежау-Ворыквинского месторождения. Белоцветные МЖБ пользуются большим спросом со стороны производителей, выпускающих особо прочные композиционные материалы и огнеупоры [1]. Вследствие этого возникает потребность в

Таблица 1

### Химический состав боксита

Компонент	Содержание, %
SiO <sub>2</sub>	6.54
TiO <sub>2</sub>	5.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	70.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.01
MnO	0.018
CaO	<0.5
MgO	<0.5
K <sub>2</sub> O	0.33
Na <sub>2</sub> O	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23
П.П.П.	14.23
FeO	4
H <sub>2</sub> O	6.1
Сумма с п.п.п.	99.30

их глубоком изучении для определения размеров кристаллитов, структуры и текстуры руд, их пористости и других физических свойств [2].

Химический состав МЖБ характеризуется высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , низким содержанием  $\text{SiO}_2$  и оксидов железа (табл. 1). Минеральный состав по рентгенодифракционному анализу представлен бёмитом, каолинитом, рутилом и анатазом. При пересчете получаем высокое содержание бемита (77 %) (табл. 2).

Таблица 2  
Расчет минерального состава

Минерал	Содержание, %
Бёмит	76.5
Каолинит	14.1
Рутил + Анатаз	5.45
Сумма	96.05

### Экспериментальная часть

Метод основан на измерении углового распределения интенсивности излучения прошедшего через образец. Он применяется для исследования внутренней структуры неоднородностей, линейный размер которых существенно превышает межатомные расстояния. Минимальный линейный размер неоднородностей, исследуемых данным методом составляет десятки ангстрем, максимальный  $10^4 \text{ \AA}$ . Исключение влияния неоднородностей атомного масштаба приводит к независимости исследований от состава дисперсных систем, поэтому применяются одинаковые методики как для исследования кристаллических, так и аморфных материалов.

Интенсивность рассеяния зависит только от абсолютной величины вектора рассеяния:

$$s = \frac{4\pi \sin \theta}{\lambda}, \quad (1)$$

где  $2\theta$  — угол рассеяния,  $\lambda$  — длина волны.

На рис.1 представлена экспериментальная зависимость интенсивности рассеяния бокситами от вектора рассеяния в двойных логарифмических координатах. Интенсивность выражена в абсолютных электронных единицах. Кривая состоит из экспериментальных точек сглаженных методом наименьших квадратов.

Для получения информации о неоднородностях в объекте с линейным размером  $D$  [5], угловой диапазон измерений составляет:

$$|s| \leq \frac{2\pi}{D}. \quad (2)$$

В настоящее время разработаны методики расчета таких структурных характеристик частиц, как радиус инерции, объем и площадь поверхности, максимальный размер и анизометричность.

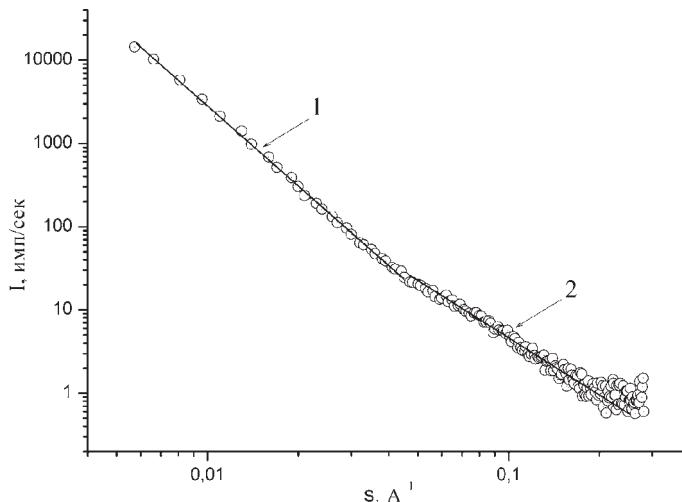


Рис. 1. Зависимость интенсивности рассеяния  $I$  от волнового вектора  $s$  в логарифмических координатах

Радиус инерции  $R_g$  вычисляется на основании формулы Гинье [4]

$$\ln I(s) = \ln I(0) - s^2 R_g^2 / 3. \quad (3)$$

Величина  $R_g$  определяется из наклона прямолинейного участка зависимости  $\ln I(s)$  от  $s^2$ . Радиус инерции связан с размерами простых геометрических тел, например, для шара радиуса  $R$  справедливо соотношение:

$$R_g^2 = 3R^2 / 5. \quad (4)$$

Размер агрегатов ( $L$ ), образованных отдельными частицами определяется в области Гинье ( $s \ll L^{-1}$ ) по горизонтальной координате максимума ( $S_m$ ) для зависимости  $s^2 I$  от  $s$ , связанного с радиусом инерции агрегата соотношением [3]:

$$R_g = \sqrt{3} / S_m. \quad (5)$$

На рис. 2 приведен такой график для бокситов.

В том случае, когда кривая на рис. 2 формируется рассеянием излучения на смеси частиц твердой фазы и пор, удельная поверхность их раздела определяется соотношением Порода [3]:  $S/V = 4w/L_{cor}$ , где  $w$  — объемная доля твердой фазы,  $L_{cor}$  — корреляционная длина, определяемая по формуле:

$$L_{cor} = \frac{\pi \int_0^\infty s I(s) ds}{\int_0^\infty s^2 I(s) ds}. \quad (6)$$

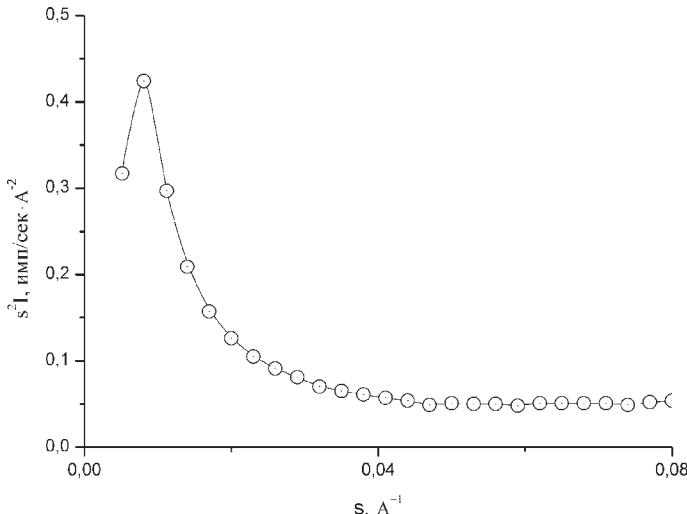


Рис. 2. Малоугловое рассеяние синхротронного излучения в координатах  $s^2 I$  от  $s$

Радиус пор характеризуется радиусом Порода:

$$R_p = \frac{0}{\pi C_4} \int_s^\infty s^2 I(s) ds, \quad (7)$$

где  $C_4$  — постоянная Порода.

В приведенных формулах интегрирование ведется от 0 до  $\infty$ , а экспериментально определяется зависимость  $I(s)$  в ограниченном интервале  $a < s < b$ . В этом случае для расчета интегральных характеристик необходимо выполнение закона Порода, согласно которому для больших  $s$  должно выполняться соотношение:

$$I(s) = I_p + \frac{C_4}{s^4}. \quad (8)$$

Наличие на рис. 1 точек, расположенных вдоль прямой с тангенсом угла наклона равным 4, подтверждает присутствие области Порода.

Значения  $I_p$  и  $C_4$  определяются по углу наклона прямой и точке пересечения её с вертикальной осью для зависимости  $s^4 I$  от  $s^4$ , соответственно.

Таким образом, если выполняется закон Порода, приведенные выше интегралы вычисляются численным интегрированием по следующим формулам [3]

$$\int_a^\infty s I(s) ds = \frac{b}{a} [s I(s) ds + \frac{[I(a)a^2]}{2} - \frac{I_p b^2}{2} + \frac{C_4}{2b^2}], \quad (9)$$

$$\int_0^\infty s^2 I(s) ds = \frac{b}{a} \int_a^\infty s^2 I(s) ds + \frac{[I(a)a^3]}{3} - \frac{I_\rho b^3}{3} + \frac{C_4}{b}. \quad (10)$$

Вычислив данные интегралы, становится возможным определить  $R_p$  и  $L_{cor}$  по соответствующим формулам (6) и (7):  $R_p = 3.72$  nm,  $L_{cor} = 16.14$  nm

Между областями Гинье и Порода имеется фрактальный интервал, в котором интенсивность рассеяния спадает по степенному закону:  $I(s) = const s^D$  [4]. Показатель степени указывает на расположение фракталов (агрегатов) в пространстве. Например, если  $D = 1$ , то фракталы расположены вдоль прямой, при  $D = 2$  — вдоль кривой, а в случае  $D = 3$  агрегаты расположены в виде «розочек» [3].

Рассмотрим более подробно зависимость  $I$  от  $S$  (рис. 1). Два вида наклона на ней. указывают на наличие двух разноразмерных фракталов. Вычисленная фрактальная размерность из области 1 составляет 3.21, что соответствует кластерам типа «розочек», из области 2  $D = 2.26$ , что означает расположение фракталов вдоль кривой. Определив радиус инерции  $R_g = 30.6$  nm из рис. 2 по формуле 3, определяем радиус рассеивающих сфер:  $R = 39$  nm.

## Выводы

Таким образом, метод СМУР является прекрасным дополнением к стандартным структурным анализам. Он позволяет без труда определить, как в случае электронной микроскопии, произвести необходимые исследования. В дальнейшем нужно сопоставить результаты, полученные двумя этими методами с целью определения их соответствия между собой.

*Работа выполнена в рамках программы проект № 2.1.1/5848, Президиума РАН № 17 09-П-1022, НШ 7198.2010.5.*

## Литература

1. Беляев В. В. Маложелезистые белоцветные бокситы: распространение, состав, промышленное использование. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2008. 40 с.
2. Бушинский Г. И. Геология бокситов. Изд. 2-е, испр. и доп. М: Недра, 1976. 411 с.
3. Василевская Т. Н., Антропова Т. В. Изучение структуры стеклообразных нанопористых матриц методом рентгеновского малоуглового рассеяния // ФТТ. 2009. Т.51. В.12. С. 2386–2393.
4. Гинье А. Рентгенография кристаллов. М.: Физматиз, 1961. 364 с.
5. Свергун Д. И., Фейгин Л. А. Рентгеновское и нейтронное малоугловое рассеяние. М.: Наука, 1986. 280 с.

# ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ЭКЛОГИТОВ СЛЮДЯНОЙ ГОРКИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. С. Уляшева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*nslasheva@geo.komisc.ru*

Слюдяная горка с известными выходами эклогитов находится в южной части хр. Марун-Кей и в геологическом отношении относится к марункеускому комплексу предположительно раннедокембрийского возраста. Кроме эклогитов в строении этой части комплекса принимают участие амфиболиты, гнейсы и метапериодиты. Существуют представления, что протолитом метаморфитов являются эффузивно-осадочные породы преимущественно кислого состава, содержащие пластовые тела основных вулканитов и редкие интрузии габбро и пегматитов [2], а также совмещенные в результате коллизии островодужные и океанические образования [1].

Проанализированы химические составы (метод мокрой химии, рентгенофлуоресцентный анализ, нейтронно-активационный анализ) омфацит-гранатовых эклогитов с порфиробластами вторичных зеленых амфиболов и мусковит-циозит-каринтинг-омфацит-гранатовых эклогитов, распространенных в западной части Слюдяной горки в виде линзообразных и пластовых тел.

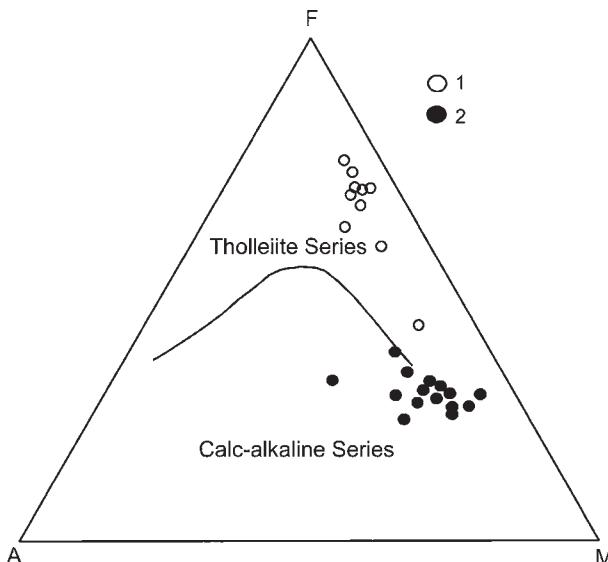
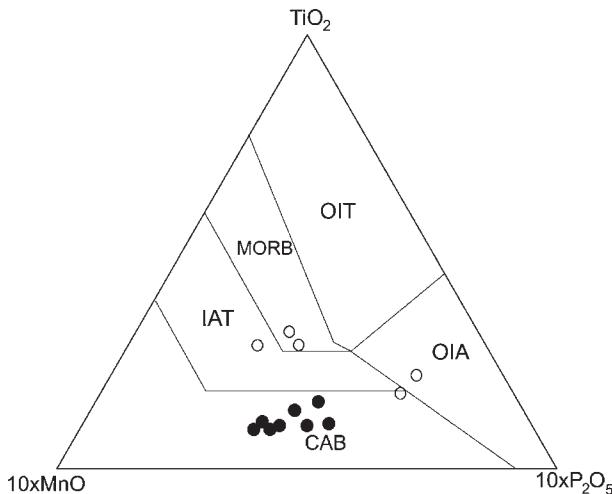


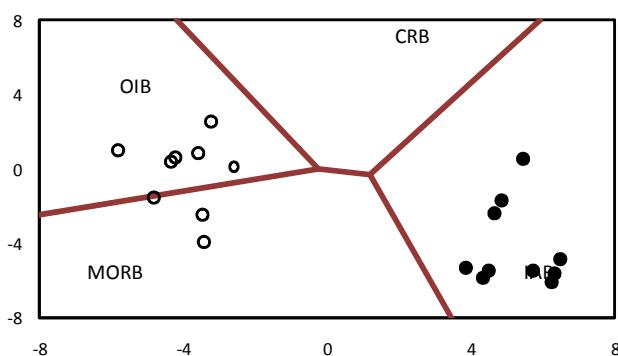
Рис. 1. Распределение точек составов омфацит-гранатовых (1) и каринтинг-омфацит-гранатовых (2) эклогитов на диаграмме AFM (Irvine & Baragar, 1971)

В омфацит-гранатовых эклогитах содержания кремнезема колеблются от 42.63 до 58.38 %, оксида титана — от 1.1 до 2.6 %, окида магния — от 4.66 до 11.14 %, что соответствует по составу базальтам и андезито-базальтам. На диаграмме AFM (рис. 1) наблюдается толеитовый тренд дифференциации пород [3]. Они являются натриевыми низко-глиноземистыми образованиями. На идентификационных графиках



**Рис. 2.** Распределение точек составов эклогитов на тройной диаграмме  $\text{TiO}_2\text{—MnO—P}_2\text{O}_5$  (Mullen, 1983).

Поля: IAT — толеитов островных дуг, CAB — известково-щелочных базальтов, OIA — щелочных базальтов океанических островов, OIT — толеитов океанических островов, MORB — базальтов SOX. Точки составов эклогитов на рис. 1

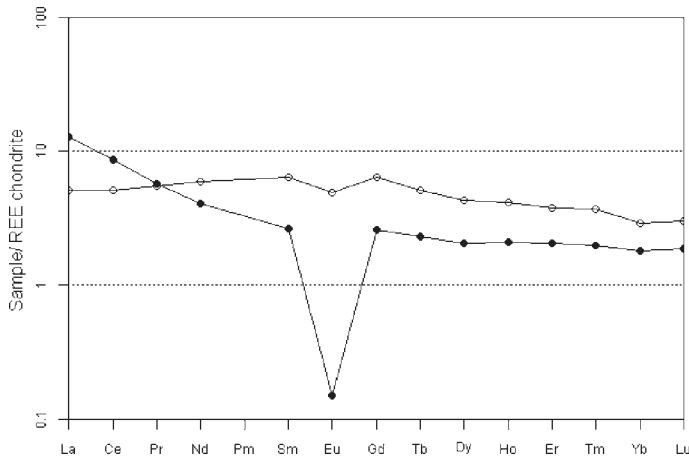


**Рис. 3.** Распределение точек составов эклогитов на дискриминантной диаграмме (Verma S. P., 2006 et al.).

Поля базитов: CRB — континентальных рифтов, OIB — океанических островов, IAB — островных дуг, MORB — срединно-океанических хребтов. Точки составов эклогитов на рис. 1

(рис. 2 и 3) фигуративные точки составов эклогитов располагаются в полях внутриплитных океанических вулканитов и островодужных толеитов [4, 5]. Породы имеют пологий спектр распределения редкоземельных элементов в 6–10 раз выше относительно хондрита, что также характерно для ранних островодужных толеитов (рис. 4).

Каринтингодержащие эклогиты имеют количество кремнезема 46.96–54.26 %, низкие содержания оксида титана 0.17–0.33 % и образовались по габбро [2]. В отличие от омфацит-гранатовых эклогитов они являются известково-щелочными породами, имеют повышенные содержания оксида глинозема (17.03–22.16 %), натрия (1.57–3.48 %) и магния (6.89–18.32 %) и низкие — оксида железа (3.82–7.31 %). На диаграммах эти эклогиты идентифицируются как островодужные образования (рис. 2 и 3). Они отличаются от омфацит-гранатовых разновидностей немного повышенным содержанием лантана и церия и пониженным — тяжелых редкоземельных элементов. Наблюдается европиевая аномалия. Тренд распределения содержаний редкоземельных элементов в метабазитах относительно



**Рис. 4.** Содержания редкоземельных элементов в эклогитах, нормализованные относительно состава хондрита. Точки составов эклогитов на рис. 1

хондрита соответствует породам известково-щелочной серии островных дуг (рис. 4).

Таким образом, возможно, что протолиты эклогитов Слюдянской горки являются образованиями единой геодинамической обстановки и сформировались в условиях островной дуги в последовательности: толеиты (протолиты гранат-омфацитовых эклогитов) → известково-щелочные габброиды (протолиты каринтингодержащих эклогитов).

*Автор выражает благодарность за помощь и консультацию д. г.-м. н., профессору А. М. Пыстину.*

## Литература

1. *Vishnevets A. N.* Вещественный состав, возраст и геодинамические условия формирования Полярноуральских эклогитов // Связь поверхностных структур с глубинными: Мат-лы 14 междунар. конф. Петрозаводск, 2008. С. 104—107.
2. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 257 с.
3. *Irvine T. E., Baragar W. R. A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks// Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. № 5. P. 523—548.
4. *Mullen E.* MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a major element discriminant for basaltic rocks of ocean environments and implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62, N1. P. 4158.
5. *Verma S. P., Guevara M. and Agrawal S.* Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log—ratio transformation of major-element data J. Earth Syst. Sci. 115, No. 5, October 2006. P. 485—528.

# **РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПРИРАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ВЕРХНЕНИЯЮСКОЕ-2 (МАНИТАНЫРД, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

К. С. Устюгова

СыктГУ, Сыктывкар

[zelenika@list.ru](mailto:zelenika@list.ru)

---

Рудные тела месторождения золота Верхненияюское на хребте Манитанырд (Полярный Урал) связывают с зоной разломов северо-восточного простириания. В изученном нами разрезе пород бедамельской серии, расположенному в пределах северной зоны месторождения, на проявлении Верхненияюское-2 разлом маркируется развитием милонитов по вмещающим породам, частичным выносом кремнезёма [4], а также будинированными кварцевыми жилами и гнёздами и тонкими сульфидными прожилками. На данном этапе исследования изменений, связанных с рудообразованием в приразломных зонах проявления Верхненияюское-2, нами была изучена рудная минерализация.

Ранее сульфидная минерализация кварцево-жильных тел изучалась в разрезе пород енганепейской свиты на руч. Голубой [1], до которого, по предположению некоторых исследователей, протягивается данная зона разломов.

В результате предварительных исследований, проведённых на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром «Link» в ЦКП Института геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик В. Н. Филиппов) нами была установлена следующая ассоциация рудных минералов: пирит-арсенопирит-халькопирит-сфалерит-галенит-тетраэдрит-золото.

**Пирит** является основным рудным минералом в кварц-сульфид-хлоритовой жиле, он встречается в виде отдельных относительно крупных гемиидиоморфных и ксеноморфных выделений, а также небольших сростков и тонкой вкрапленности. Размер его варьируется от 0.1 до 100 мкм, но преобладают зёрна в 7–10 мкм. Пирит чистый, со стабильным составом  $\text{Fe}_{1.04}\text{S}_2$ . В форме включений в пирите присутствуют сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, золото, гранат и кварц. **Арсенопирит** образует гемиидиоморфные выделения, размером от 10 до 500 мкм в арсенопирит-пиритовом прожилке, в кварц-пирит-хлоритовой жиле арсенопирита не установлено. Рассчитанная формула  $\text{As}_{0.86-1.07}\text{Fe}_{0.95-1.12}\text{S}$ . Минерал сильно изменён, разбит трещинками, по которым развивается скородит. Он содержит включения галенита и золота. **Халькопирит** присутствует в виде тонкой вкрапленности в породе и в форме включений в пирите. Он характеризуется неправиль-

ной и сильно удлинённой формой, так как выполняет трещины и пустоты, и имеет размеры от 1 до 70 мкм. Рассчитанная формула минерала  $\text{Cu}_{0.88-0.98}\text{Fe}_{0.97-1.01}\text{S}_2$ . **Сфалерит** отмечен в виде рассеянной вкрапленности в породе, а также включений в пирите и халькопирите и в единичном случае в виде сростка с пиритом. Чаще всего минерал имеет неправильную форму, обусловленную очертаниями пустот, иногда приурочен к трещинам и характеризуется изометричными очертаниями, его размер составляет от 2 до 50 мкм. В качестве примеси в составе сфалерита во всех случаях диагностируется Fe, в единичной находке включения сфалерита в пирите из арсенопирит-пиритового прожилка был установлен Cd (0.29 мас. %). Рассчитанная формула  $\text{Zn}_{0.8-0.94}\text{Fe}_{0.08-0.12}\text{S}$ . **Галенит** встречается в виде тонкой рассеянной вкрапленности в породе и в форме включений в арсенопирите и пирите. Он образует зёрна прямоугольной, угловатой и неправильной формы размером 0.5–10 мкм. В галените из кварцевой жилы примесей не установлено:  $\text{Pb}_{0.99-1.03}\text{S}$ , а в галените из арсенопирит-пиритового прожилка были диагностированы Fe и Ag. **Тетраэдрит** был обнаружен в виде микронных образований, выполняющих трещины в пирите. Рассчитанная формула:  $(\text{Cu}_{8.2}\text{Fe}_{1.9}\text{Zn}_{0.8}\text{Ag}_{0.1})\text{Sb}_{3.6}\text{S}_{13}$ .

**Золото** присутствует в виде микро- и нановключений неправильной формы в трещинках и пустотах в пирите и арсенопирите. Его разме-

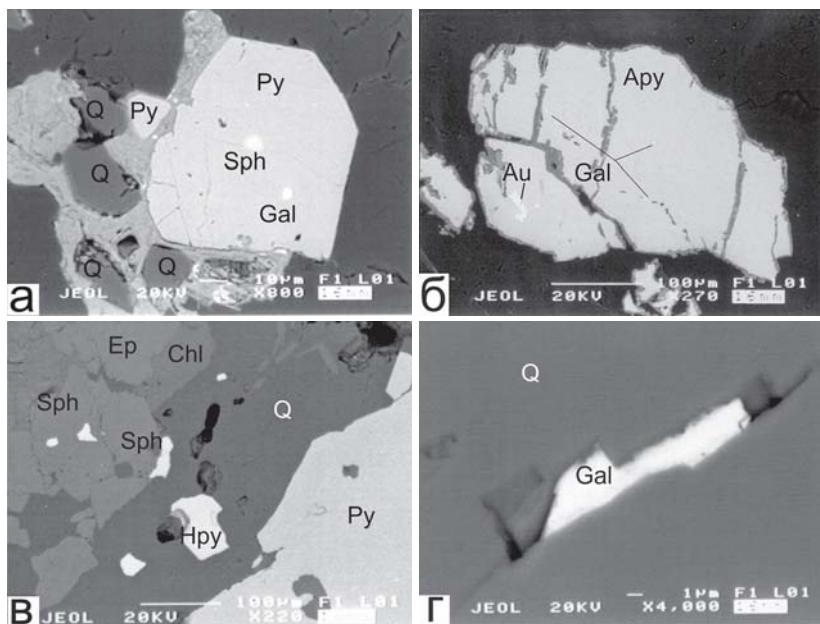


Рис. 1. Микроассоциация сульфидов приразломной зоны.

Py — пирит, Apy — арсенопирит, Hpy — халькопирит, Sph — сфалерит, Gal — галенит, Au — золото, Ep — эпидот, Chl — хлорит, Q — кварц

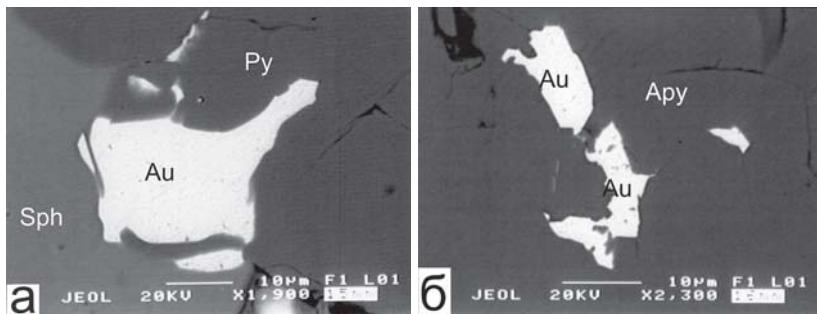


Рис. 2. Золото: а — в пирите, б — в арсенопирите

ры — в пределах 0.1—0.5 мкм, редко достигая 12 мкм. В кварцевой жиле золото встречено на границе между пиритом и сфалеритом. В пирите золото имеет значительно более низкую пробность (рис. 2). Содержание Au в его включениях в пирите составляет 70.6—75.1 мас. %, в том числе в микронных включениях электрума 47.8—57.7 мас. %, в то время как в арсенопирите его содержания во включениях лежат в пределах 87.2—90.2 мас. %. Из элементов-примесей в золоте из пирита отмечается Ag (23—29 мас. %) и Hg (0.9—1.8 мас. %), а в арсенопирите только Ag (9.8—13.7 мас. %). Для включений золота и электрума, находящихся в контакте со сфалеритом, по электрум-сфалеритовому геотермометру

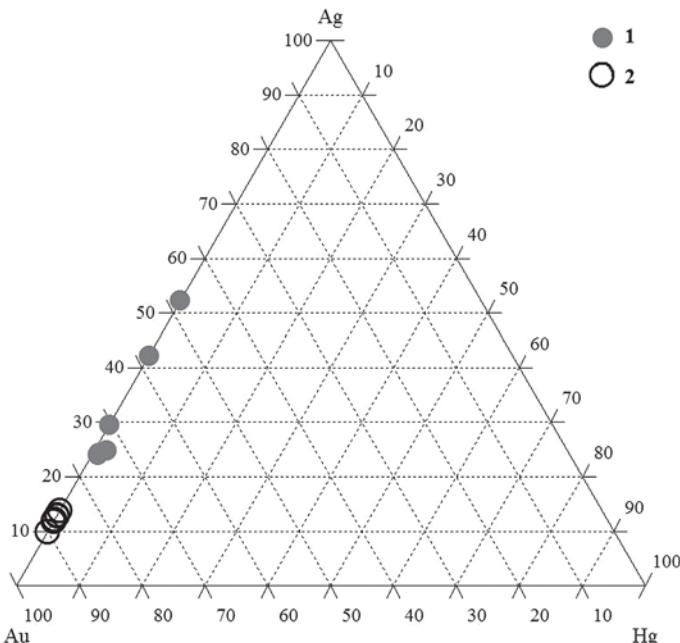


Рис. 3. Диаграмма состава включений золота в пирите (1) и арсенопирите (2)

[3], была рассчитана температура образования. Для золота она составила 454—501 °С, а для электрума 331—384 °С. Кроме того, с использованием арсенопиритового геотермометра [5] по составу арсенопирита была определена температура его образования 450—490 °С.

Выявленная рудная микроассоциация характеризует жилы в надрудной части разлома. Сульфидная минерализация в этой зоне является наложенной, гидротермальной, прожилково-вкрашенной. По минеральному и химическому составу она очень близка к минерализации самого рудного тела [2]. Арсенопирит и более высокопробное золото имеют близкие температуры образования и соответствуют выделенной в рудном теле ранней стадии рудообразования, а электрум с более низкой температурой образования, вероятно, отвечает поздней стадии. По результатам изучения газово-жидких включений температурный интервал рудообразования составляет 400—80 °С [2], а согласно нашим расчетам, он выше на 100 °С. Таким образом, ассоциация минералов надрудной зоны соответствует составу рудного тела.

### Литература

1. Кетрис М. П., Юдович Я. Э., Филиппов В. Н. и др. Микрозондное исследование гидротермальных пиритов из разреза Верхненияюскогоrudопроявления ( хр. Манитанырд, Полярный Урал) // Минералогическая интервенция в микро- и наномир: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 176—179.
2. Кузнецов С. К., Майорова Т. П., Сокерина Н. В., Филиппов В. Н. Золоторудная минерализация Верхнениюского месторождения на Полярном Урале // Записки РМО. 2011. Ч. СХХХХ. № 4. С. 58—71.
3. Молошаг В. П. Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала // Литосфера. 2009. № 2. С. 28—40.
4. Устюгова К. С. Петро графия и петрохимия оклорудных ореолов золотопроявления Верхнениюское-2 ( хр. Манитанырд, Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 181—184.
5. Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canadian Mineralogist. 1976. V. 14. № 3. P. 364—386.

# **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВО-СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИРХАНТ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)**

**Ф. А. Файзиев**

Таджикский НУ, Душанбе, Таджикистан

*Foteh@mail.ru*

---

Месторождение Мирхант расположено в Джилау-Тарор-Мосрифском рудном районе. Оно приурочено к зоне разлома, проходящей по контакту вытянутой на 4.5 км в северо-западном направлении гряды известняков и доломитов с терригенными отложениями, слагающими Мирхантскую антиклиналь. К ядру последней приурочены гранитоидные интрузивы орогенного средне-позднекаменноугольного Зеравшано-Гиссарского гранитоидного комплекса.

Серебро на месторождении составляет основную промышленную ценность, среднее содержание которого составляет 124.8 г/т. В рудах оно распределено неравномерно. Содержание его в массивных сульфидных рудах колеблется в диапазоне 300—1200 г/т. Главными концентраторами серебра здесь являются фрайбергит, пиараирит, андорит и фрейеслебенит. Второстепенное значение имеют рамдорит и акантит, а также густавит и миаргирит. Изоморфная примесь серебра обнаружена в буроните, фюлеппите, плюмозите и стяннине. Повышенной сереброносностью характеризуется также галенит, содержащий микроподключения сульфосолей серебра.

Серебряные и серебросодержащие минералы представлены в основном выделениями размером 10—100 мкм, тесно ассоциирующими с галенитом, тетраэдритом. Лишь в фрайбергите размер выделений достигает 2—2.5 мм. В то же время преобладающий размер индивидов фюлеппита, плюмозита и миаргирита не превышают 10 мкм.

В прожилково-вкрашенных рудах содержание серебра варьирует от 10 до 220 г/т в штреке № 1 и снижается до 10—140 г/т в штреке № 2. Здесь в значительных количествах появляется самородное серебро, наряду с которым важным концентратором серебра остается фрайбергит. Встречается также акантит, прустит, поливазит и науманнит.

Наиболее высокие концентрации серебра отмечаются в окисленных гематитовых рудах, содержащих металл в количестве до 3298 г/т. Здесь основная форма нахождения серебра самородная. Размер выделений самородного серебра преимущественно находится в диапазоне 20—50 мкм, но по массе значительную роль играют частицы 0.5—1 мм и иногда до 2—3 мм. Наряду с самородным серебром важным концентратором серебра в окисленных вкрашенных рудах является тетраэд-

рит, хотя сереброносность его здесь значительно ниже, чем в сульфидных рудах.

Анализ, проведенный в рудах месторождения показывает, что наибольшее количество серебра в них присутствует в качестве изоморфной примеси в сульфидах. Так, при содержании в руде 320 г/т серебра, 217.8 г/т (68 %) представлено изоморфным серебром и 98.2 г/т, или 30.7 % присутствует в самородной форме.

Результаты пробирного анализа минералов свидетельствуют о том, что ранние минералы — арсенопирит и пирит — характеризуются низким содержанием серебра (от 2.2 до 49 г/т). Содержание серебра существенно увеличивается в ассоциации арсенопирит+халькопирит (до 212.8 г/т), марказит+халькопирит (до 167 г/т) и пирит+блеклая руда (до 300 г/т). Из минералов зоны окисления серебро установлено в склеродите, гидроксидов железа и малахите.

Обобщение имеющихся материалов, как собственных, так и литературных, по содержанию серебра во вмещающих породах района месторождения сводится к следующему:

— во всех изученных породах содержание серебра превышает кларк этого элемента в десятки, реже сотни раз. Кларк серебра в земной коре 0.07, а в кислых породах 0.05 г/т [1].

— наиболее значимые содержания серебра среди осадочных пород характерны для осадков акбасайской и маргозорской свит (соответственно 1.4 и 1.7 г/т). Далее концентрация серебра уменьшается от силурийских доломитов и доломитовых известняков кутуракской свиты нижне-верхнего силура (1.3 г/т) к доломитам купрук-хавзакской свиты (0.8 г/т) верхнесилурийско-нижнедевонского возраста. В целом наблюдается повышение концентрации серебра от более древних к молодым породам.

— в магматических образованиях содержание серебра почти в два раза превышают аналогичные цифры для осадочных пород. Последнее подтверждает существующее мнение о специализации магматических пород района на золотое [2] и серебряное оруденение. Также как и в осадочных породах, наблюдается тенденция увеличения концентрации серебра от древних пород к более молодым. Так, если в гранитоидах средне-верхнекаменноугольного Зеравшано-Гиссарского комплекса среднее содержание серебра 2.0 г/т, то в породах даек верхнекарбонового возраста оно несколько больше — 2.6 г/т.

— в продуктах гидротермальной переработки вмещающих пород, чаще всего происходящей в зонах разломов и зон трещиноватости, а также в образованиях контактово-гидротермального метасоматоза, содержание серебра резко возрастает. Максимальные концентрации элемента при этом характерны для измененных пород акбасайской свиты (3.3 г/т), а также гранитоидов Зеравшано-Гиссарского комплекса (3.6 г/т). Это, по-видимому, обусловлено физико-механическими свойствами пород.

Анализы проб, отобранных из многочисленных горных выработок и скважин в интервале высот от 1000 до 1407 м над ур. м. показывают, что максимальные мощности рудных тел и высокие содержания серебра наблюдаются в верхних горизонтах месторождения. Повышенная концентрация металла фиксируется, начиная с гипсометрических высот 1150—1250 м. Следовательно, вертикальный размах оруденения на месторождении колеблется от 150 до 250 м. Отсутствие серебряного оруденения ниже указанных глубин связано, вероятно, со структурными особенностями разлома, контролирующего месторождение. В гипсометрических верхних частях разлома, в плоскости основного смесятеля, наблюдается его изгиб, обусловивший приоткрыванию тектонической полости при взбросовом характере движений и заполнению ее рудным материалом от гипсометрического уровня 1150 м. Ниже этого уровня плоскость разлома была притерта, и проникновение по ней рудообразующих растворов было затруднено.

В рудных телах концентрация металла растет от нижней части к верхней. Увеличение содержания серебра снизу вверх по восстанию рудных тел покажем на примере анализов проб из штолен № 1 и № 4, расположенных соответственно на гипсометрических отметках 1344.6 и 1407 м над у. м. Если в рудном интервале первой штольни (штрек 1) среднее содержание металла равно 146.3 г/т (среднее из 115 анализов), то в четвертой (рассечки 7 и 8) 198.4 г/т [3].

Для выявления мощностей зон распространения ореолов рассеивания серебра вокруг рудных тел были отобраны пробы вкrest простирания рудных тел в подземных горных выработках, находящихся на различных горизонтах месторождения. Полученные данные свидетельствуют о том, что повсюду в непосредственном контакте с рудными телами содержание серебра во вмещающих мраморизованных и брекчированных известняках повышенное и колеблется от 76 до 298 г/т. Далее по мере удаления от рудных тел, концентрация элемента в боковых породах постепенно снижается до достижения своего «фонового» уровня, которое на месторождении равно примерно 0.2 г/т. При этом протяженность интервала повышенных содержаний серебра зависит от мощности рудных тел. Так, при ширине рудного тела около 2 м уменьшение концентрации элемента до «фонового» уровня происходит на расстоянии в 4—6 м от него, а 5 м — 12—14 м, 6 м — 14—16 м и 8 м — 16—18 м. Следовательно, размеры первичных геохимических ореолов рассеивания серебра на месторождении в 2.1—2.6 раза превосходят мощности рудных тел. Для сравнения отметим, что ширина зон ореолов рассеивания серебра на месторождении Большой Канимансур, локализованного в кислых вулканитах, в 6—7 раз превышает мощность рудных тел [4].

Таким образом, из трех перечисленных стадий гипогенного минералообразования сереброносны карбонат-сульфосолно-сульфидная. Основными минералами-носителями серебра являются пирагирит, тет-

раздрит, фрайбергит, галенит и самородное серебро. Геохимическое изучение месторождения показывает, что максимальные мощности и высокие содержание серебра наблюдается в приповерхностной части. Несмотря, на незначительную мощность зон первичных ореолов рассеивания серебра на месторождении Мирхант они могут быть использованы в качестве поискового признака.

### Литература

1. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962. № 7. С. 555—564.
2. Могаровский М. М., Мельниченко А. К. Геохимия редких элементов щелочных базальтоидов и лампрофиров Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань). Деп. ВИНИТИ, № 4348, 1977. 122 с.
3. Файзиев А. Р., Файзиев Ф. А. Ореолы рассеяния серебра вокруг рудных тел на месторождении Мирхант // Докл. АН РТ, 2006, Т. 49, № 9, С. 844—847.
4. Файзиев А. Р., Самиев М. Б. Распределение серебра во вмещающих породах месторождения Большой Канимансур // Докл. АН РТ, 2003. Т. XLVI, № 7—8. С. 66—79.

# О НОВЫХ НАХОДКАХ ЯНТАРЕПОДОБНЫХ СМОЛ НА ПАЙ-ХОЕ

А. Е. Цыбульская, А. В. Крылов

ЗАО «Полярgeo», Санкт-Петербург

Янтареподобные смолы широко распространены на Пай-Хое. Их россыпи и скопления зерен известны в районе оз. Войты, р. Песчаная, р. Тарситаяха. Изучением свойств пайхойских янтареподобных смол занимались Н. П. Юшкин, Д. А. Бушнев, Е. А. Голубев, О. В. Ковалева, С. Н. Шанина (Институт геологии Коми УРО РАН) [1—4 и др] и другие исследователи.

В ходе геолого-съёмочных работ в 2009—2011 годах сотрудниками ЗАО «Полярgeo» (Санкт-Петербург): А. В. Крыловым, А. Е. Цыбульской, С. В. Пешковым и А. В. Бартовой в пределах Карской впадины в долине р. Сопчау были обнаружены два новых пункта минерализации янтареподобных смол (ретинитов) — Сопчаю-1 и Сопчаю-2.

## Пункт минерализации Сопчаю-1

Расположен на правом берегу р. Сопчау в 8 км выше устья р. Путью (т. н. 9078А) в 200 м вверх по течению реки и в 30 м к северу от т. н. 8035-3 с координатами:  $69^{\circ} 05' 58.6''$  с. ш. и  $64^{\circ} 23' 08.2''$  в. д. Здесь от уреза воды вверх по склону обнажается пачка беловато-серых мелко-зернистых ритмично-слоистых песков, изогнутых в небольшую пологую антиклинальную складку. В средней части пачки встречаются галька и валуны (диаметром до 0.3 м) серых кварц-полевошпатовых мелкозернистых песчаников с бурым углем и зернами янтареподобных смол с редкими глауконитовыми зернами, серых известняков с кораллами, иногда красноватых гранитов. Пески с крупнообломочным материалом залегают в виде линзы длиной 10 м и мощностью до 0.3 м. В породах

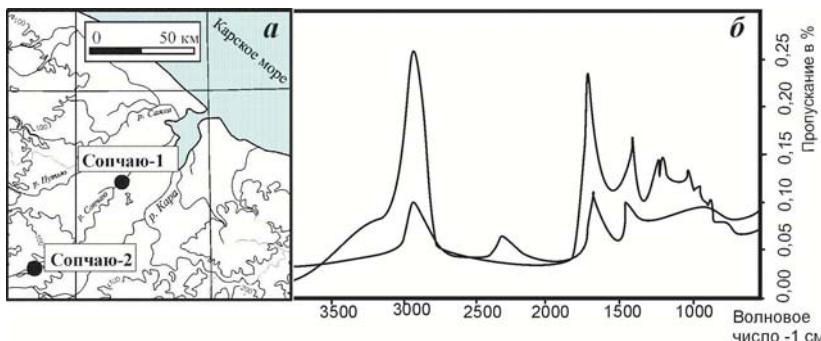


Рис. 1. а — схема расположения обнаруженных пунктов минерализации янтареподобных смол Восточного Пай-Хоя, б — ИК-спектрометрия двух изученных проб янтареподобных смол из двух обнаруженных пунктов минерализации Восточного Пай-Хоя

линзовидного прослоя встречены немногочисленные раковины морских моллюсков: *Arctica islandica* (Linnaeus), *Macoma baltica* Linnaeus, *Mytilus edule* Linnaeus. На основании находок этих моллюсков можно сделать вывод, что данный разрез представляет собой, скорее всего, прибрежно-морское россыпное скопление. Линзовидный прослой продолжается в северном направлении и уходит вглубь берега реки. Видимая мощность вышеописанной пачки песков составляет 3 м.

Содержащие янтарь глыбы песчаников имеют различную степень литификации и, вероятно, являются материалом ближнего сноса из низов картируемой вблизи саяхинской толщи ( $K_2-P_2sh$ ). Саяхинская толща, несогласно перекрывающая контогенный комплекс Карской астроблемы, характеризуется различной степенью литифицированности своих пород. В частности, литифицированные разности (аргиллиты, конгломераты) известны в разрезах соседней р. Саяха из низов ее разреза (маастрихт-эоценовой (?) части разреза).

Путем переколки трех глыб (около 0.5 м<sup>3</sup>) было обнаружено 40 зерен янтаря. Содержание янтареподобных смол в песчаниках предварительно может быть оценено как достигающее 140 г/м<sup>3</sup>. Диаметр зерен ретинита составляет 0.2—1 см. Зерна имеют светло-желтый цвет, часто прозрачны, иногда имеют вытянутые очертания.

### Пункт минерализации Сопчаю-2

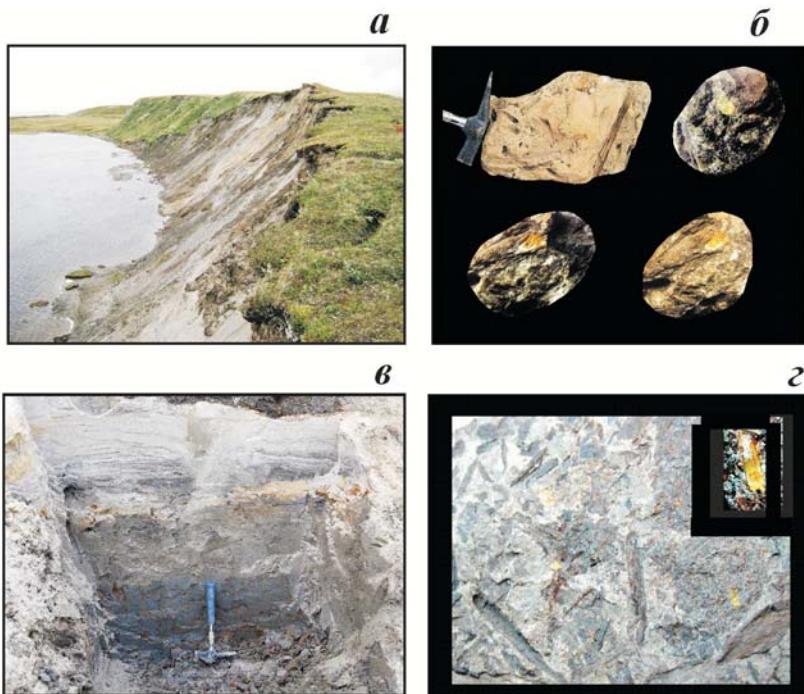
Находится на правом берегу р. Сопчаю в 1 км вниз по течению реки от устья р. Хенгурью (т. н. 10030). Координаты разреза: 68° 55' 18.9" с. ш. и 64° 01' 20.3" в. д.

Здесь обнажаются (снизу вверх):

**Пачка 1.** Темно-серые (до темно-синих в нижней части) тонкослоистые глины с ожелезненными глыбами и обломками мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, иногда с бурым углем и зернами янтареподобных смол и глауконита, гальками и валунами розоватых гранитов и серых известняков с кораллами. Проявление представляет собой значительное скопление обломков и глыб в слое глин и рядом в современном аллювии реки. Зерна ретинита прозрачные и светло-желтого цвета (изредка темно-желтые и непрозрачные) имеют диаметр 0.3—2.0 см. Ретинит уреза воды на расстояние более 40 м. В 1 м<sup>3</sup> глыб песчаников было обнаружено 80 зерен ретинита. Содержание янтареподобных смол в песчаниках предварительно может быть оценено в 150 г/м<sup>3</sup>. *Мощность глин составляет 2.0 м.*

**Пачка 2.** Светло-серые тонкослоистые алевриты. *Мощность пачки 0.7 м.*

**Пачка 3.** Беловато-серые мелкозернистые ритмично-слоистые пески. В нижней части разреза встречается древесина (плавник) и линзы серых алевритов, в верхней части прослой алевритов с редкими раковинами морских моллюсков *Arctica islandica* (Linnaeus). На основании на-



**Рис. 2.** а — общий вид обнаруженного пункта минерализации Сопчаю-2, б — вид плиток и обломков песчаника с бурым углем и янтареподобными смолами из пункта минерализации Сопчаю-2, в — разрез глин в подошве разреза Р-1-10030, содержащий плитки песчаника с янтареподобными смолами (пункт минерализации Сопчаю-2), г — вид поверхности напластования песчаников с бурым углем, остатками растений и янтареподобными смолами (крупным планом выделено зерно ретинита длиной 1 см) из пункта минерализации Сопчаю-1

ходки этих моллюсков можно сделать вывод, что данный разрез в верхней части представляет собой, морские мелководные осадки. Однако внизу многие глыбы песчаников крупные, почти неокатанные и, вероятно, имеют недалкий перенос. По мнению Л. Г. Деревянко (ЦГЛ, Сыктывкар) палинокомплексы из этой и второй нижележащих пачек соответствуют колвинскому-падимейскому времени Тимано-Уральского региона (нижний-верхний плиоцен). На это указывает состав изученных палинокомплексов имеющий характерный спектр спор и пыльцы: *Betula ex. sect. Albae* — 18—21 %, *Alnus sp* — 2—6 %, *Alnaster sp* — 0—3 %, *Salix sp* — 1—4 %; *Pinus sibirica* — 2—5 %, *Pinus silvestris* — 0—1 %, *Picea abies*, *P. sp* — 9—12 %; *Corylus sp* — 2—5 %, *Quercus sibirica* — 0—1 %, *Platycarya sp* — 0—1 %, *Carya sp* — 0—2 %, *Juglans sieboldianiformis* — 1—2 %, *Castanea crenataeformis* — 0—1 %, *Castanopsis sp* — 0—1 %, *Carpinus*

*sp* — 0—1 %, *Nyssa crassa* — 0—1 %, *Myrica sp* — 1 %, Taxodiaceae — 1—3 %, разнотравье — 3—8 %, Compositae — 0—1 %, Chenopodiaceae — 1—4 %, Ranunculaceae — 1—2 %, Cyperaceae — 1—4 %, *Typha*, Ericaceae — ед-но, *Sphagnum* — 11—14 %, Polypodiaceae — 18—20 %, *Lycopodium sp* — 1—3 %, *Ophyoglossum sp* — ед-но. Мощность пачки 12 м.

Выше залегает почвенно-растительный слой мощностью 0.3 м.

Изучение ИК-спектров двух собранных проб янтареподобных смол из разрезов Сопча-1 и Сопча-2 производилось сотрудником СПбГИ Е. А. Васильевым на спектрометре Vertex 70 (Bruker, Германия) со спектральным разрешением 4  $\text{см}^{-1}$  при усреднении по 32 сканам. В результате регистрации спектров поглощения янтаря в технике нарушенного полного внутреннего отражения (ZnSe) и изготовления таблеток KBr установлено, что в диапазоне 1300—1100 наблюдаются близкие по интенсивности полосы поглощения с максимумами 1250, 1178, близкая им по интенсивности полоса 1020 см, а также пик при 888. Такие спектры характерны для ретинита (менее для геданита) и близки к ИК-спектрам ретинитов оз. Войты (Пай-Хой) и Хатангской впадины (Восточный Таймыр) изученных Н. П. Юшкиным [3, 4] и М. А. Богдасаровым [1].

В результате последних данных спорово-пыльцевого анализа выполненного Л. Г. Деревянко (ЦГЛ, Сыктывкар) было установлено, что песчаники с янтарем из разреза Сопча-1 имеют позднемеловой возраст. В них установлены споры и пыльца: сем. Pinaceae и Cupressaceae — 14 %, *Sphagnum putillum* — 14 %, *S. regium* — 6 %, *S. sp* — 1 %, *Polypodium sp* — 1 %, *Gleichenia delicata* — 6 %, *G. stellata* — 6 %, *G. angulata* — 2 %, *G. sp* — 10 %, *Osmunda sp.* — 8 %, *Coniopteris sp* — 4 %, *Leiotriletes sp* — 4 %, и единичные *Extratribporopollenites sp* и *Triporopollenites sp*.

### Литература

1. Богдасаров М. А. Минералогия ископаемых смол Северной Евразии // Записки Российского минералогического общества. СПб., 2006. Ч. 135. Вып. 6. С. 66—78.
2. Голубев Е. А., Ковалева О. В. Полимерное строение балтийского и югорского янтаря // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы IV Междунар. минерал. семинара. Сыктывкар, 2006. С. 107—108.
3. Юшкін Н. П. Янтарь арктических областей. Коми филиал АН СССР. Сыктывкар, 1973. 45 с.
4. Юшкін Н. П., Бушнев Д. А., Шанина С. А. Ископаемые смолы Северной Евразии // Вестник Ин-та геологии Коми УРО РАН, ноябрь 2006. № 11. С. 2—5.

# ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О НОВЫХ НАХОДКАХ МОРСКИХ И ПРЕСНОВОДНЫХ МОЛЛЮСКОВ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ПОЛЯРНОГО И ПРИПОЛЯРНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

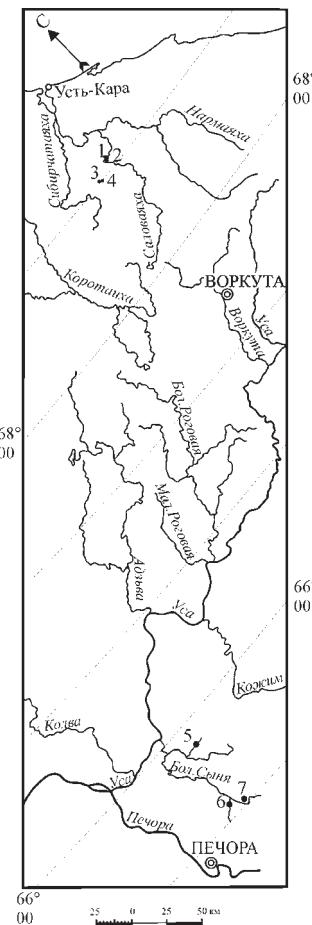
Н. В. Чупрова<sup>1</sup>, А. В. Крылов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ЗАО «МИРЕКО», Сыктывкар, <sup>2</sup> ЗАО «Полярgeo», Санкт-Петербург  
*Jarkov@mireko.ru, Krylov-polargeo@yandex.ru*

В сообщении приведены предварительные данные о новых находках кайнозойских моллюсков в новых районах Республики Коми (см. рисунок), что представляется важным для правильной расшифровки истории развития региона в кайнозое.

При проведении геолого-съёмочных работ на Каро-Силовской площади, в береговых обнажениях р. Воркатывис, в 400 м по аз. 250° от устья руч. Мадагавож (т. н. 8047), обнаружены многочисленные обломки раковин морских моллюсков *Arctica islandica* (Linnaeus, 1767) и *Astarte* sp. В т. н. 8050, расположенной на правом берегу р. Воркатывис в 550 м по аз. 205° от устья руч. Мадагавож, среди среднезернистых серых песков на глубине 0.5—1.5 м обнаружены многочисленные обломки створок *Arctica islandica* и *Mya truncata* (Linnaeus, 1758), а на глубине 2.5—4.0 м обломки раковин *Arctica islandica* (здесь и ниже по тексту определения А. В. Крылова, ЗАО «Полярgeo», Санкт-Петербург).

На Пай-Хое, в разрезах правого берега р. Силоваях, расположенных в 3 км выше по течению реки от устья руч. Едунейшор (т. н. 10006 и т. н. 10008) на уровнях 2.0—2.3 м и 1.5 м ниже кровли разреза в крупнозернистых песках с гравием обнаружены целые раковины и обломки створок морских моллюсков: *Arctica fusca* (Poli, 1795), *Littorina littorea* (Linnaeus, 1758),



Номера обнажений:

1 — 10006; 2 — 10008; 3 — 8047;  
4 — 8050; 5 — 4003; 6 — 3009;  
7 — 3035

Места находок фауны

*Astarte elliptica* (Brown, 1827), *A. jenissae* (Sachs, 1951), *Hiatella arctica* (Linnaeus, 1758), *Mya truncata* (Linnaeus, 1758). Фауна вполне соответствует занклскому ярусу *islandica* (Linnaeus, 1767), *Isocrassina zelandica* (Janssen et Van der Slik, 1974),

Обнаружение морской фауны в северной части Большеземельской тундры не является чем-то особенным. Для гляциалистов — сторонников ледниковой истории развития региона в позднем кайнозое, морская фауна, обнаруженная в песках, служит поводом выделения межледниковых морских отложений, а та же фауна, обнаруженная в суглинках, считается переотложенной ледником. Приверженцы же маринизма, вне зависимости от литологии отложений, вмещающих морские моллюски, считают их разнофациальными морскими или ледово-морскими отложениями. Обнаружение же морской фауны в районах, удалённых от современных берегов Карского моря, вызывает у гляциалистов неприятие.

В 1947 г. И. И. Краснов сообщил о бездоказательности выделения А. И. Животовской в низовьях р. Бол. Сыня морских отложений, предшествовавших первому оледенению [4]. В геологических отчётах И. И. Краснова [2, 3], служивших основой для публикации, отмечено, что выделение морских отложений в бассейне р. Бол. Сыня основано лишь на находках морских диатомей, имеющих плохую сохранность и сходный состав форм вне зависимости от литологического состава и генезиса вмещающих отложений. Несмотря на то, что в заключении палеонтологов подчеркнута «... несомненная связь вмещающих отложений с морскими осадками...» И. И. Краснов счёл, что диатомеи переотложены, а палеонтологические данные истолкованы А. И. Животовской неверно. Эти материалы побудили нас проявить повышенное внимание при картировании кайнозойских образований в бассейне р. Бол. Сыня при геологическом доизучении м-ба 1:200 000 южной части гряды Чернышёва.

В ходе полевых работ 2011 г. геологи ЗАО «МИРЕКО» обнаружили в разрезе правого эрозионного борта р. Еджидью (правый приток р. Мал. Сыня, обн. 4003) в интервале 2.5–10 м ниже кровли разреза, многочисленные обломки и редкие целые створки раковин морских моллюсков *Astarte crenata* (Gray, 1824), *Arctica islandica* (Linnaeus, 1767), *Macoma* sp., *Astarte* sp. Фауна обнаружена как в валунных суглинках, так и в подстилающих песках. В результате геолого-съёмочных работ 1957 г. [7] разрез этого обнажения был сопоставлен с мореной московского оледенения, что отражено на изданной карте четвертичных отложений листа Q-40-XXIII [1].

В правобережном эрозионном обрыве р. Бол. Сыня, удалённом от русла на 1.5 км (обн. 3035), в слое гравийных песков обнаружены немногочисленные раковины и обломки раковин морских моллюсков *Macoma* cf. *baltica* (Linnaeus, 1758), *Astarte borealis* (Schumacher, 1817),

*Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *Arctica islandica* (Linnaeus, 1767), *Arctica* sp., *Macoma* sp.

В правом эрозионном борту р. Козлаю (левый приток р. Бол. Сыня) в прослое серых суглинков, слагающих основание обнажения 3009, найдены немногочисленные обломки раковин моллюсков *Macoma* cf. *baltica*. Разрез этого обнажения был интерпретирован предшественниками как комплекс средне-верхнечетвертичных ледниковых, водно-ледниковых и озёрно-ледниковых образований [6].

Упомянем, что во всех вышеупомянутых разрезах бассейна р. Бол. Сыня, ниже горизонтов с морскими моллюсками, были обнаружены обломки пресноводных двустворок семейства *Unionidae* содержащихся как в песках, так и в ленточно-слоистых алевритах. Последнее может свидетельствовать о том, что на начальных этапах развития морского палеобассейна он был опреснённым, сходным с нынешними Финским и Рижским заливами Балтийского моря.

Ритмичное строение осадочных пород кайнозоя, характерное для исследованного района гряды Чернышева, свидетельствует об их бассейновом происхождении. Обнаружение закономерных сочетаний комплексов пресноводных и морских моллюсков говорит о том, что в некоторые этапы кайнозойского времени воды северных опреснённых и нормально-солёных морских бассейнов распространялись вдоль Урала до 65° с.ш. и южнее — до Камско-Вычегодско-Печорского водораздела, о чем сообщают А. В. Сиднев [5] и В. Л. Яхимович [8].

Видовой состав обнаруженных моллюсков пока не позволяет определить возраст вмещающих отложений точнее, чем плиоцен-неоплейстоценовый. Для уточнения возраста и фациальных обстановок образования пород бассейна р. Бол. Сыня из них взяты пробы на микрофаунистический, спорово-пыльцевой, минералогический и гранулометрический анализ. Результаты исследований мы постараемся доложить на ближайшей конференции, посвященной геологии кайнозойских образований нашего региона.

*Авторы благодарят начальника партии ЗАО «МИРЕКО» В. А. Жаркова за научное редактирование материалов.*

### Литература

1. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Северо-Уральская, лист Q-40-ХХIII. Автор В. И. Липатов, редактор В. П. Горский. М., Недра, 1965.
2. Краснов И. И. Отчёт Северо-Уральской партии по съёмке четвертичных отложений в Печорской низменности. Л.: ЦНИГРИ, 1935. Комигеолфонд.
3. Краснов И. И. Отчёт о работах по съёмке четвертичных отложений в Большеземельской тундре в 1936 году. Л.: ЦНИГРИ, 1937. Комигеолфонд.
4. Краснов И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1947, № 9. С. 76—79.

5. Сиднев А. В. История развития гидрографической сети плиоценена в Предуралье. М.: Наука, 1985. 221 с.
6. Тарбаев Б. И., Липатов В. П. Геологическое строение южной части листа Q-40-XXIII. Отчёт Сынтяуской ГПСП № 165 по работам 1956 г. Воркута, 1957. Комигеолфонд.
7. Тарбаев Б. И., Липатов В. П. Геологическое строение северной части листа Q-40-XXIII. Отчёт Сынтяуской ГПСП № 185 по работам 1957 г. Воркута, 1958. Комигеолфонд.
8. Яхимович В. Л., Немкова В. К., Семенов И. Н. Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М.: Наука, 1973. 100 с.

# ТУЛЬСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ Р. ШАРЬЮ

А. Н. Шадрин<sup>1</sup>, Ю. И. Морокова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, <sup>2</sup>СыктГУ, Сыктывкар

*anshadrin@geo.komisc.ru*

---

Отложения тульского горизонта визейского яруса нижнего карбона являются отражением одного из ключевых этапов развития северо-восточного ограничения Европейской платформы. Время их образования соответствует началу крупной трансгрессии, в результате которой терригенное осадконакопление, характерное для большей части территории данного ограничения, сменяется карбонатными [2]. На территории Большеземельской тундры нижняя граница тульского горизонта соответствует крупному стратиграфическому несогласию. Здесь тульские отложения залегают на разных горизонтах турнейского яруса или непосредственно на фаменских известняках верхнего девона [3].

В бассейне р. Шарью выход отложений тульского возраста имеется только на левом притоке — руч. Сортамаель (руч. Скалистый по А. И. Елисееву [1]) в обн. 7. Нижняя граница приходится на не обнаженный участок мощностью 10 м, перед которым выступают фаменские известняки. В кровле они без какого-либо перерыва граничат с алексинскими породами. Видимая мощность горизонта составляет 22.6 м. Весь разрез можно разделить на 3 крупные пачки (снизу — вверх).

Пачка 1 (0—12.8 м). Чередование прослоев детритовых известняков (мощность 5—150 см) и тонкослоистых, часто рассланцеванных, глинистых детритовых известняков (мощность 0.58 см). В некоторых случаях в пласте одной карбонатной породы присутствуют линзы другой. Снизу вверх по разрезу количество и мощности глинистых прослоев несколько снижаются. Соотношение по всему объему пачки малоглинистых и глинистых составляет 65/35 %.

Пачка 2 (12.8—17.5 м). Тонкослоистые глинистые известняки с линзами (от 0.5 × 5 см до 7 × 20 см) и прослойями известняков малоглинистых. Снизу вверх по разрезу количество последних растет от единичных линз до прослоев, занимающих половину объема пачки. В нижней части пачки в глинистых известняках в единичных случаях наблюдаются известняковые гальки более темного цвета, чем вмещающая порода. Соотношение по всему объему пачки малоглинистых и глинистых составляет 25/75 %.

Пачка 3 (17.5—22.6 м). Литологический состав характер пород аналогичен тем, что наблюдаются в пачке 1. Цвет пород — серый, темно-серый. Местами наблюдается слабоволнистая слоистость. Обычно она приурочена к глинистым известнякам, где обусловлена взаиморасположением детритового материала. Также отмечается волнистая поверх-

хность напластования. Глинистые известняки сильнее подвержены выветриванию и имеют худшую сохранность на дневной поверхности.

В основании пачки (1.3 м) известняки сильно доломитизированы.

Повсеместно наблюдается большое количество остатков брахиопод, кораллов, криноидей и гастропод. Они местами образуют прослои в 5—80 см известняков криноидных, криноидно-брахиоподовых, коралловых и кораллово-брахиоподовых. В глинистых прослоях во всех случаях колонии кораллов находятся в опрокинутом состоянии. В малоглинистых, в редких случаях, присутствуют и в прижизненном положении. Одиночных кораллов в прижизненном положении не отмечается. Иногда встречаются фрагменты мшанок. В глинистых прослоях обычно имеются следы деятельности илоедов.

По предварительным данным данные породы были образованы в условиях сублиторали открытого морского бассейна.

### Литература

1. Елисеев А. И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.-Л., Из-во АН СССР, 1963. 172 с.
2. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
3. Чернов Г. А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности // Автореф. дисс. ... доктора г.-м. н. М: МГУ, 1968.

# **ТОНКОДИСПЕРСНОЕ ЗОЛОТО В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ МАНИТАНЫРДСКОГО РАЙОНА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

**С. С. Шевчук**

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ssshevchuk@geo.komisc.ru*

---

Тонкодисперсное золото давно привлекает внимание исследователей [1, 2, 5, 7–9].

Оно распространено очень широко, а в некоторых золоторудных месторождениях составляет значительную долю в общих запасах (Блява, Гай на Урале, Мурунтау в Узбекистане, Карлин в Неваде (США) и др.). Остаются дискуссионными представления об условиях и механизмах формирования тонкодисперсного золота. Важной проблемой является его извлечение из руд. Объектом исследований служили золотосульфидные руды Нияусского месторождения, расположенного в Манитанырском районе на Полярном Урале. Основнымирудными минералами являются пирит, арсенопирит; второстепенными — халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, гидроксиды железа. Содержание золота и серебра в рудах достигает нескольких десятков граммов на тонну и прямо связано с содержанием арсенопирита и пирита. Золото представлено двумя генерациями [3]: золото I (включения в арсенопирите и пирите) и золото II (относительно крупное золото в ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, наложенное по трещинам и зонам дробления на пирит-арсенопиритовые агрегаты). Тонкодисперсное золото относится в основном к золоту первой генерации. Оно наблюдается в арсенопирите, реже пирите в виде многочисленных выделений, имеющих чаще всего овальную, а иногда вытянутую, неправильную формы (рис. 1). Величина этих выделений колеблется от долей мкм до 5 мкм. Микрочастицы золота локализованы в зернах сульфидов без связи с микротрещинами.

Тонкодисперсное золото является высокопробным (рис. 2). Из элементов-примесей устанавливается лишь Ag (до 18.8 мас. %). В золоте, наложенном по микротрещинам на зерна арсенопирита и пирита и часто находящемся в ассоциации с галенитом, халькопиритом, сфалеритом, содержание Ag, как правило, значительно выше. Нередко встречаются зерна, в составе которых содержание Ag выше, чем содержание Au, и достигает 61 мас. %. В таком золоте почти всегда в небольшом количестве (до 3.6 мас. %) присутствует ртуть. По компонентному составу можно выделить серебристое, серебристо-ртутьистое золото, золото-серебряные сплавы, электрум, кюстелит. Точечная локализация тонкодисперсного золота в сульфидах позволяет предполагать, что его кристаллизация происходила совместно с пиритом и арсенопиритом

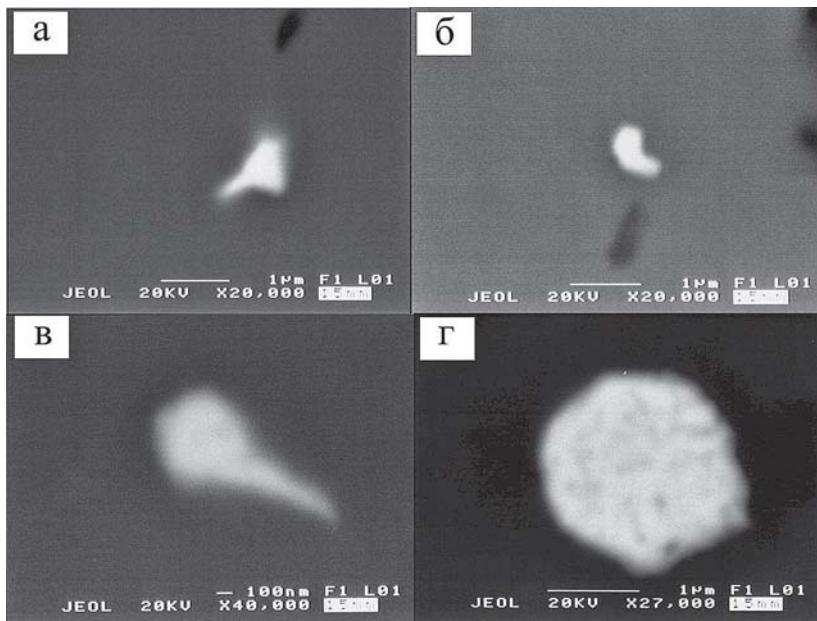
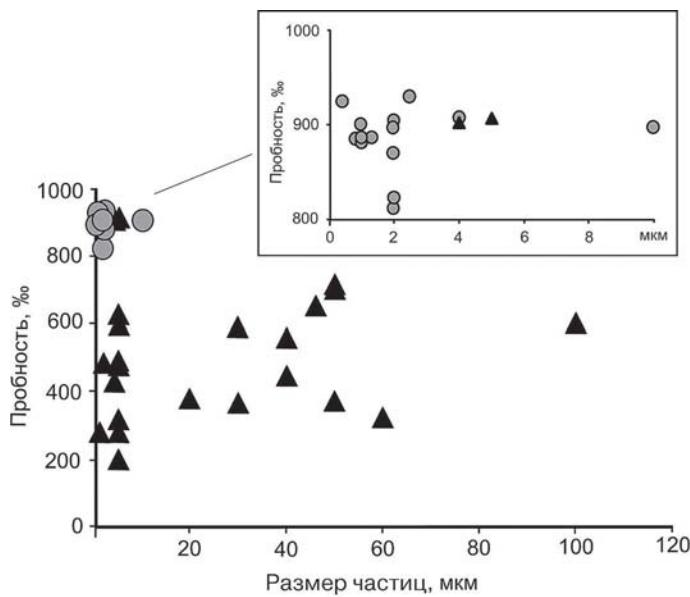


Рис. 1. Выделения тонкодисперсного золота разной формы и величины в арсенопирите (а—в) и пирите (г)



▲ Золото позднее прожилковое    ● Золото тонкодисперсное вкрашенное

Рис. 2. Взаимосвязь пробности золота с размером частиц

на ранних стадиях рудообразования. Таким образом, тонкодисперсное золото, широко распространенное в сульфидных рудах Нияюского месторождения, представляет собой включения овальной или слабовытянутой формы в арсенопирите и пирите. По составу оно сильно отличается от более позднего крупного золота, наложенного по трещинам на арсенопирит-пиритовые агрегаты. Тонкодисперсное золото характеризуется низким содержанием элементов-примесей и соответствен но высокой пробностью. Его формирование происходило скорее всего одновременно с арсенопиритом и пиритом.

### Литература

1. Волков А. В., Генкин А. Д., Гончаров В. И. О формах нахождения золота в рудах месторождений Наталкинское и Майское (Северо- Восток России) // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 25. № 6. С. 18—29.
2. Конеев Р. И. Наноминералогия золота эпигермальных месторождений Чаткало- Кураминского региона (Узбекистан). СПб.: Делта, 2006. 218 с.
3. Майорова Т. П., Кузнецов С. К., Филиппов В. Н. Золото кварц-сульфидных руд Полярного Урала — от наночастиц до макроиндивидов // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона: Материалы Всероссийского минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 163—165.
4. Нарсеев В. А. Очерк современной геохимии золота. М., 2000. 32 с.
5. Ожогин Д. О., Дубинчук В. Т., Орлова Н. И. и др. Тонкодисперсное золото в рудах месторождения Маломыр и возможность его извлечения // Новые методы технологической минералогии при оценке руд металлов и промышленных минералов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 70—78.
6. Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
7. Сazonov A. M., Zvyagina E. A., Leont'ev C. I. и др. Ассоциации микро- и наноразмерных обособлений благороднометаллического комплекса в рудах // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: Техника и технологии, 2008. Т. 1. № 1. С. 17— 32.
8. Чантурия Е. Л., Вишкова А. А., Лапшина Г. А., Амплеева Е. Е. К вопросу о взаимосвязи электрохимических и флотационных свойств пирита золотосодержащих колчеданных руд с его составом и внутренней структурой // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2009. Т. 14. № 12. С. 215—228.
9. Cook N., Chrysoulis S. Concentraition of «invisible» gold in the common sulfides // Canad Mineralogist, 1990. V. 28. P. 1—16.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИТОВ ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А. С. Шуйский<sup>1</sup>, К. В. Куликова<sup>2</sup>, М. М. Буслов<sup>3</sup>,  
А. В. Травин<sup>3</sup>

<sup>1</sup>СыктГУ, <sup>2</sup>ИГ Коми НЦУрО РАН, Сыктывкар;

<sup>3</sup>ИГМ СО РАН, Новосибирск

Муйская глыба Северного Забайкалья расположена в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ранее Муйская глыба выделялась как блок архейского метаморфического фундамента Сибирской платформы внутри Байкало-Муйской складчатой области [1–3]. В последних работах глыбу рассматривают как аккреционно-коллизионную зону позднерифейского-ранневенденского возраста [5, 7]. Муйская глыба разделяется кайнозойской рифтовой впадиной на Северо- и Южно-Муйскую

По имеющимся представлениям значительную часть Южно-Муйской глыбы слагает киндианская серия нижнего архея, в которую объединены киндианская (нижняя) и серебряковская (верхняя) свиты. В составе нижней свиты выделяются гранат-пироксен-двуслюдянные гнейсы, амфиболиты, кальцифиры и мигматиты, в строении верхней — известковистые кристаллосланцы, параамфиболиты, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы [4]. Эклогиты в пределах Северо-Муйской глыбы описываются среди нижнеархейских гнейсов джалтукской и осиновской серий [1]. Последние данные о составе и возрасте этих эклогитов позволяют интерпретировать их как метаморфизованные оphiолиты Байкало-Муйского складчатого пояса [7, 8].

В пределах Южно-Муйской глыбы изученный комплекс пород представляет собой серию тектонических пластин, внутри которых прослеживается сложно деформированная полосчатая толща, вмещающая блоки массивных пород. Полосчатая толща, смятая в складки, сложена гранат-пироксен-кварц-плахиоклазовыми кристаллосланцами, часто карбонатсодержащими, кальцифирами, гнейсами, а также плахиоклаз-биотит-амфиболовыми кристаллосланцами и амфиболитами, мощность полос меняется от 0.1—0.2 см до 70—90 см. Блоки массивного строения обычно приурочены к ядрам складок, размер блоков варьирует от 1—2 м до 20—50 м, реже 200—500 м. Блоки сложены метабазитами (эклогитами и симплектитовыми апоэклогитами, метагабброидами, участками превращенными в амфиболиты), секущимися жилами метагранитоидов. Целью исследования было выявление дометаморфической природы пород Южно-Муйской глыбы.

При восстановлении первичного субстрата составы исследуемых пород сравниваются расчетными или графическими методами с типич-

ными наборами магматических пород для разделения на орто- и парапороды. Используется набор различных диаграмм, но в первую очередь заслуживают внимания диаграммы, обладающие наибольшими классификационными особенностями. Мы использовали для интерпретации петрохимических данных по породообразующим элементам диаграммы Муана — де Ля Роша, Нематова, Домарацкого, и Неелова, показавшие хорошую сходимость результатов.

Метаморфиты полосчатого матрикса четко разделяются на орто- и парапороды (табл. 1). Все породы из блоков массивного строения реконструируются как магматические (табл. 1). Ортопороды полосчатого матрикса по составу являются базальтоидами, парапороды весьма разнообразны по химизму и по типу протолита: алевритистые карбонатолиты, кислые туффиты, олигомиктовые, полимиктовые алевролиты, кислые туффиты, субсилициты, аркозы, субаркозы, полимиктовые песчаники, глинистые карбонатолиты, карбонатистые и железистые алевропелиты.

Оргометаморфиты, слагающие блоки, делятся по химизму на две группы — породы основного состава, их протолит интерпретирован как пироксенитовый и габброидный, и кислого состава, протолитом которого были плагиограниты, трондемиты и тоналиты.

Анализ как породообразующих, так и малых элементов в породах Южно-Муйской глыбы (табл. 1, 2) показывает, что по геодинамической обстановке формирования ортопороды образуют две группы. Точки составов одной группы попадают в область островных дуг, а второй — в область океанических обстановок (задуговых морей). Известно, что выделяемый в пределах Байкало-Муйской складчатой области одноименный вулкано-плутонический пояс содержит два геодинамических типа основных магматических пород — офиолитовый (оceanический) и островодужный [6]. Поэтому сравнение метабазитов эклогит-гнейсового комплекса Муйской глыбы с магматитами Байкало-Муйского вулкано-плутонического пояса является весьма важным и актуальным в последующих исследованиях.

## Литература

1. Авченко О. В., Габов Н. Ф., Козырев И. В., Коников А. З., Травин Л. В. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: Состав и генезис // Изв. АН СССР, Сер. Геол. 1989. № 5. С. 68—82.
2. Божко Н. А., Талицкий В. Г., Кирмасов А. Б. и др. Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Кильяно-Ирокиндинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1999. № 4. С. 14—25.
3. Божко Н. А., Парфенова О. В., Кирмасов А. Б. и др. Структурно-метаморфическая эволюция и палеотектоническая природа раннедокембрийских комплексов восточной части Байкало-Муйского пояса // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1999. № 2. С. 9—18.

Таблица 1

## Химический состав пород Южно-Муйской глыбы

	Сумма	100,1	100	100	100,11	100,01	100,3	100,382	99,894	100,01	100	100	100,02	100	100	100,01	100	100	100,42	100	100,2									
Состав	ML34	ML30\1	ML24\1	ML18	ML26\2	ML27\1	ML29A	ML34A-3	ML32\1	ML27\1	ML34A\1	ML34-A-3A	ML36\4	ML36\3	ML20\1	MT42	MT42B	ML36\3	ML34A\1	ML32\2	ML27\1	ML29A	ML34A\1	ML32\1	ML34	ML34-A-3A	ML36\4	ML36\3	ML20\1	MT42
SiO <sub>2</sub>	48,87	51,09	46,9	35,36	72,94	45,91	73,3	47,57	47,01	43,86	46,23	46,51	46,4	46,63	46,65	52,55	51,59	44,52	43,29	49,18	42,21	51,2								
TiO <sub>2</sub>	2,58	0,58	1,32	0,37	0,13	1,12	0,65	0,7	1,6	0,75	0,58	0,63	0,59	1,43	0,53	0,94	0,54	0,74	0,76	0,78	0,64	0,67								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,38	18,76	16,02	9,75	15,11	17,39	12,72	17,79	16,91	14,18	15	15,34	15,59	15,27	14,73	17,08	17,71	13	13,63	18,18	9,29	18,72								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,67	1,32	1,77	3	0,03	0,07	0,05	0,42	8,65	11,74	9,36	2,54	1,19	2,17	1,14	3,23	2,22	3,07	3,6	4,76	9,44	6,07								
FeO	3,44	6,44	7,11	0,86	1,18	9,72	1,74	7	1,54	2,97	2,35	9,08	5,64	8,13	8,86	5,89	6,96	10,73	9,88	5,17	2,3	2,89								
MnO	0,33	0,17	0,16	0,066	0,04	0,19	0,02	0,16	0,17	0,23	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,2	0,17	0,21	0,2	0,23	0,24	0,23	0,18							
MgO	0,71	5,8	9,61	2	0,48	8,58	1,04	9,25	9,13	11,95	11,11	9,99	12,9	10,48	11,1	4,59	5,61	11,5	11,92	4,36	24,3	4,25								
CaO	7,83	8,04	9,17	31,3	1,86	10,63	1,12	10,56	9,83	10,13	10,04	9,71	10,93	8,54	9,42	7,42	8,87	10,53	10,14	9,33	4,07	9,16								
Na <sub>2</sub> O	2,62	3,57	2,42	1,62	3,78	1,73	3,23	2,06	2,41	1,76	2,15	2,52	1,36	1,83	1,94	3,77	2,84	1,51	1,51	3,26	0,42	3,12								
K <sub>2</sub> O	2,47	1,73	2,15	0,92	3,68	1,82	5,55	1,93	1,32	0,63	0,68	0,63	1,83	1,74	1,01	1,09	0,8	1,22	1,39	1,86	0,12	1,89								
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,2	<0,1	0,13	0,1	0,2	0,09	0,29	<0,1	0,15	0,082	0,044	<0,1	<0,1	0,22	<0,1	0,1	0,19	<0,1	<0,1	0,14	0,11	0,21								
пти	необ	2,51	3,24	15,75	0,57	2,75	0,4	2,57	1,58	2,1	2,16	2,87	3,39	3,36	4,45	3,15	2,49	2,95	3,65	2,75	7,34	1,8								
Сумма	100,1	100,01	100	101,096	100	100	100,11	100,01	100,3	100,382	99,894	100,01	100	100	100	100,02	100	100	100,01	100	100	100,01	100	100,02	100	100	100,42	100	100,2	

**Примечание.** Составы пород полосчатого матрикса — МГ14, МГ34, МГ30\1, МГ24\1, МГ7\1, МГ18, МГ26\2, МГ27; пород из блоков массивного строения в складчатом матриксе — МГ32\1, МГ29\1, МГ29А, МГ36\4, МГ20, МГ34А-3, МГ34\1, МГ32\2, МГ34А, МГ34-A-3A, МГ34\1.

Таблица 2

## Состав микроэлементов (t/t) метаморфитов Южно-Муйской глыбы

	MF 6/3	MF 7/1	MF 14	MF 17/1	MF 20/1	MF 24/1	MF 26/2	MF 27/1	MF 27	MF 29	MF 29A	MF 30/1	MF 32/1	MF 34A	MF 34A/1	MF 34A/2	MF 34A/2a	MF 34A/3	MF 34A/3a						
Rb	22	51	46	96	41	3.4	24	132	64	82	91	11.9	13.0	66	45	67	15.3	24	25	29	30	26	13.5	14.5	
Sr	247	730	453	552	331	93	1477	576	210	136	1057	129	269	539	461	380	668	745	597	631	513	226	285	357	
Y	25	4.1	11.1	64	23	9.3	21	6.8	17.0	13.6	11.7	24	22	25	28	26	3.0	5.3	2.0	23	18.1	3.1	6.8	19.7	
Zr	198	66	580	400	46	33	97	5.2	11.5	1.39	0.99	11.1	2.5	2.7	4.2	3.7	5.7	0.19	0.15	3.0	5.9	2.2	0.27	0.45	2.5
Nb	12.0	2.0	23	26	1.20	1.39	0.54	0.83	0.97	1.60	0.57	0.22	0.18	1.52	1.26	1.05	0.25	0.40	0.65	0.44	0.36	0.22	0.25	0.33	0.25
Cs	0.44	0.47	1.38	0.84	0.87	0.95	0.47	0.83	0.97	1.60	0.60	0.22	0.18	1.52	1.26	1.05	0.25	0.40	0.65	0.44	0.36	0.22	0.25	0.33	0.25
Ba	410	1.397	1700	1604	480	35	304	1.369	298	421	4660	150	224	674	175	312	841	753	910	501	294	868	729	167	264
La	19.2	18.6	59	52	3.7	2.2	23	19.5	4.7	2.7	57	2.2	4.2	10.2	8.1	10.2	21	12.7	9.5	3.6	1.01	16.4	77	14.7	9.1
Ce	39	32	134	11.0	8.4	5.3	44	41	11.1	6.0	104	6.7	12.7	26	19.9	27	24	20	21	67	3.1	26	128	3.0	
Pr	5.1	3.5	19.1	14.7	1.32	0.90	5.5	5.2	1.60	0.90	9.8	1.20	2.1	4.2	3.0	4.1	2.0	2.3	2.8	7.9	0.55	2.7	13.2	3.7	
Nd	19.7	11.4	86	61	7.0	4.5	19.5	18.8	7.1	4.4	30	7.0	11.0	18.8	14.5	17.1	6.1	8.5	12.0	3.1	3.2	8.8	39	14.8	13.3
Sm	4.1	1.66	17.9	12.7	2.3	1.18	3.8	3.0	1.89	1.30	4.3	2.5	2.9	3.8	3.9	0.69	1.38	2.9	5.2	1.43	1.06	4.7	2.8	3.7	
Eu	1.41	0.46	5.0	2.4	1.00	0.32	0.83	0.97	0.71	0.55	0.78	0.66	0.86	1.23	1.31	1.12	2.2	1.55	0.68	1.52	0.49	0.27	0.80	0.72	
Gd	4.3	1.28	20	13.0	3.3	1.45	3.3	2.1	2.7	1.86	3.4	3.6	3.2	4.4	4.5	4.6	4.56	1.28	3.0	4.6	2.3	1.08	3.4	4.0	
Tb	0.68	0.14	3.2	1.94	0.54	0.27	0.54	0.30	0.43	0.33	0.43	0.63	0.57	0.71	0.75	0.71	0.60	0.16	0.52	0.60	0.46	0.11	0.30	0.49	0.60
Dy	4.0	0.58	18.6	11.2	3.6	1.59	3.3	1.27	2.7	2.1	2.3	4.1	3.5	4.2	4.9	4.1	4.46	0.87	3.2	3.8	2.8	0.55	1.41	3.2	3.3
Ho	0.90	0.14	3.8	2.1	0.76	0.33	0.68	0.24	0.60	0.49	0.43	0.76	0.73	0.79	0.94	0.87	0.83	0.16	0.65	0.73	0.63	0.090	0.22	0.71	0.68
Er	2.5	0.39	10.7	6.3	2.2	0.87	2.0	0.69	1.83	1.39	1.07	2.4	2.4	2.3	2.8	2.5	0.23	0.44	2.1	2.3	1.76	0.28	0.64	2.1	1.99
Tm	0.37	0.073	1.68	0.94	0.35	0.14	0.32	0.11	0.28	0.21	0.16	0.37	0.36	0.38	0.42	0.40	0.045	0.077	0.34	0.38	0.30	0.043	0.095	0.35	0.33
Yb	2.6	0.51	9.6	5.6	2.3	0.87	2.0	0.69	1.80	1.38	0.88	2.4	2.1	2.4	2.6	2.4	0.31	0.43	2.2	2.6	1.81	0.32	0.60	2.0	2.3
Lu	0.35	0.084	1.41	0.79	0.33	0.13	0.30	0.10	0.27	0.20	0.12	0.35	0.30	0.34	0.39	0.35	0.045	0.068	0.30	0.37	0.26	0.043	0.10	0.32	0.34
Hf	5.2	2.4	14.5	9.8	1.66	1.01	2.8	12.0	1.24	1.05	0.64	1.38	1.02	2.7	2.9	0.43	0.40	1.84	14.1	1.09	2.6	9.0	1.13	1.83	
Ta	0.45	<0.1	1.15	1.28	<0.1	1.00	0.32	0.64	<0.1	1.34	<0.1	0.20	0.28	0.21	0.30	<0.1	<0.1	0.12	0.30	0.11	<0.1	<0.1	0.12	0.23	
Th	0.97	2.3	1.73	1.58	0.84	0.09	3.7	4.0	1.41	0.76	2.2	0.18	0.48	2.2	1.44	1.27	0.21	0.75	1.57	1.91	0.061	5.3	23	1.33	0.27
U	0.63	0.18	0.58	0.64	0.18	0.12	1.60	1.38	0.39	0.24	0.54	0.091	0.060	0.30	0.72	0.63	0.090	0.30	0.72	0.63	0.090	0.30	0.45	0.030	0.57

4. Булгатов А.Ж. Тектонотип байкалид. Новосибирск, 1983. 201 с.
5. Куликова К. В., Скляров Е. В., Скузоватов С. Ю., Рагозин А. Л., Варламов Д. А. Высокobarные метаморфиты Южно-Муйской глыбы (Северо-восточная Бурятия) // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. С. 112–114.
6. Цыганков А. А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплатонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.
7. Шацкий В. С., Ягоутц Э., Рыбошликов Ю. В., Козьменко О. А., Вавилов М. А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском оphiолитовом поясе // ДАН, Геохимия. 1996. Т. 350. № 5. С. 677–680.
8. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 78 с.

# **МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТА РУДНЫХ ЗОН СЛАВНАЯ И ЛЮДНАЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУДНОЕ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

А. Е. Шумахер

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*schum\_her@mail.ru*

---

В Кожимском районе Приполярного Урала, в Малдинской зоне известны золоторудное месторождение Чудное, а также мелкие рудопроявления золота: Нестеровское, Самшитовое, Амфитеатр и ряд аллювиально-делювиальных россыпей, сведения о которых изложены во многих работах [1—4 и др.]. На месторождении Чудное подавляющая часть золота сосредоточена в фукситовых прожилках в риолитах. Здесь выделяются два основных участка развития золотоносных фукситовых прожилков — Славный и Людный. Ранее было установлено, что данные рудные зоны имеют свои особенности геологического строения. В связи с этим золото на этих участках несколько отличается по своему составу. В настоящее время на изучаемой площади ведутся активные работы по разработке месторождения. Нами получены дополнительные сведения о золоте и ассоциирующих с ним минеральных фазах участков Славное и Людное.

В пределах района исследования, развиты породы двух крупнейших тектонических комплексов: рифей-вендского (доуралиды) и палеозойского (уралиды). Первые представлены вулканогенными отложениями саблегорской свиты ( $R_3$ - $V_1$ sb), прорванные долеритами манарагского ( $\beta R_3$ -V) комплекса и риолитами малдинской субинтрузии ( $\lambda\pi V$ ). Образования палеозойского структурного этажа (уралиды) начинаются метаморфизованными корами выветривания позднекембрийского возраста ( $E_3$ kv), терригенными породами алькесвожской свиты ( $E_3$ -O<sub>1</sub>al), а затем трансгрессивно перекрываются терригенными отложениями обеизской (O<sub>1</sub>ob), саледской (O<sub>1-2</sub>sl) и кожимской (O<sub>2</sub>kz) свит. Между уралидами и доуралидами отмечено угловое, стратиграфическое, а местами азимутальное несогласие. Основной пликативной структурой хребта Малдынырд является одноименная антиклиналь северо-восточной ориентировки. Месторождение Чудное находится в тектонически ослабленной зоне Малдинского разлома взбросо-раздвигового типа, позднерифейского возраста.

Нами на участках Славном и Людном отобраны пробы риолитов с фукситовыми прожилками, затем из протолочек выделено по 100 золотин с каждого участка. В итоге мы получили следующие результаты. Золото участка Славный по размерности можно отнести классу мелкого, но присутствует и некоторая доля зерен средней крупности. Соотношение размеров такого: 38.6 % золотин по размеру не превышает

0.25 мм, 53.3 % лежит в пределах 0.25—0.5 мм, около 6 % приходится на фракцию 0.5—1 мм, и 2 % золотин по размеру превышают 1 мм (рис. 1). На участке Людный золото по размерности более разнообразно. Большинство золотин относится к мелкому классу, в тоже время встречались знаки средней крупности и достаточно крупные индивиды (более 2 мм). Соотношение размеров: 40 % золотин по размеру не превышает 0.25 мм, 36.3 % лежит в пределах 0.25—0.5 мм, 18 % приходится на фракцию 0.5—1 мм, 4.6 % золотин по размеру превышают 1 мм и 0.6 % крупнее 2 мм (рис. 2).

*Морфология.* Золото участка Славный представлено идиоморфными выделениями в виде стержневидных золотин. Но также широко распространены неправильные формы золотин, интерстициальные частицы и трещинно-прожилковые, преимущественно чешуйчатые зерна. На участке Людный примерно в равных количествах присутствуют

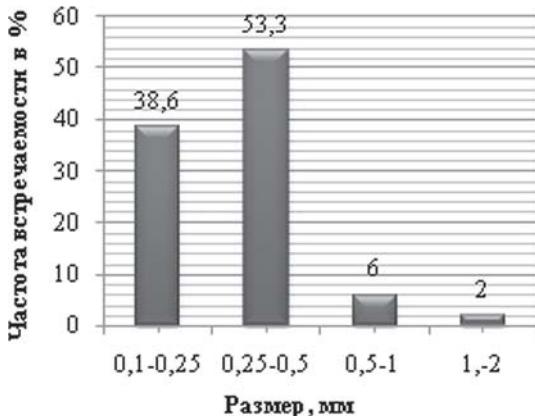


Рис. 1. Гистограмма крупности золота участка Славный

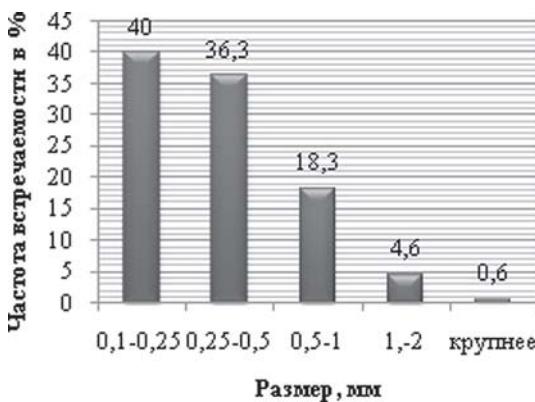


Рис. 2. Гистограмма крупности золота участка Людный

интерстициальные, пластиначатые и чешуйчатые выделения золота. Немного меньше стержневидных и в подчиненном количестве встречаются комковидные золотины. Таким образом можно сказать, что в морфологическом плане золотины из руд обоих участков весьма близки, но в тоже время на участке Славный больше развиты стержневидные (дендритоподобные) золотины, тогда как на Людном золото сильно уплощено и представлено в основном чешуйками и интерстициями неправильной (стружковидной) формы. Кроме того при изучении золота под бинокуляром было замечено различие в цвете золота, так в рудной зоне Славная золото яркое, насыщенного желтого цвета, а золото зоны Людная отличается более светлой, соломенной окраской.

На электронном микроскопе-микрозонде нами определен химический состав 17 золотин, а так же ряд сопутствующих минералов участка Людный в специально подготовленном препарате — полированной шайбе.

Содержание золота в зернах колеблется от 67.02 до 99.61 мас. % серебра — от 3.1 до 29.64 мас. %. Основными элементами-примесями являются серебро и палладий (фиксировался в трех случаях). Содержание палладия меняется от 1.74 до 3.01 мас. %. Других примесей не обнаружено.

Пробность золотин варьирует от 705 до 969 ‰ при среднем значении 748 ‰. Вместе с тем на поверхности золотин отмечаются небольшие участки с повышенной пробностью (до 875 ‰), где главными элементами-примесями является серебро и палладий, а также весьма высокопробные участки (до 969 ‰). В целом на участке преобладает относительно низкопробное золото (90 %), с подчиненным количеством класса умеренновысокопробного (6 %) и весьма высокопробного (4 %) (рис. 3).

На участке Славный нами проведен микрозондовый анализ 22 золотин. Химический состав золотин весьма стабилен. Содержание зо-

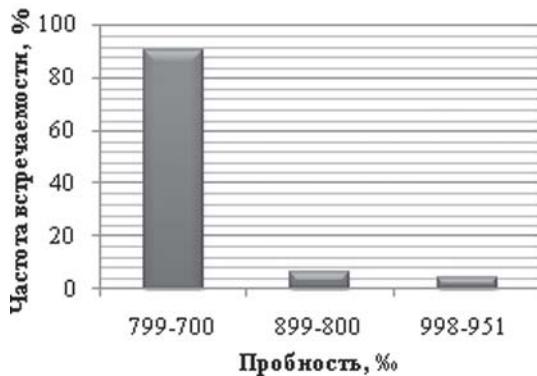


Рис. 3. Вариации пробности золотин участка Людный

лота колеблется от 73.21 до 98.2 мас. %, серебра от 1.23 до 22.86 мас. %. Элементом примесью, помимо серебра, является медь, содержание которой варьирует от 0.74 до 15.03 мас. % и палладий (отмечался в 5 анализах) от 1.2 до 1.36 мас. %.

Пробность золотин данного участка варьирует от 768 до 982 %, при среднем значении 860 %. Вместе с тем на поверхности золотин отмечаются небольшие участки с повышенной пробностью (до 982 %), где главными элементами-примесями являются серебро и медь. Содержание серебра на этих участках колеблется от 1.23 до 9.77 мас. %, в трех случаях оно вообще не отмечается. Таким образом, на участке преобладает умеренно высокопробное золото (69 %), встречается весьма высокопробное (26 %) и относительно низкопробное (4 %) (рис. 4).

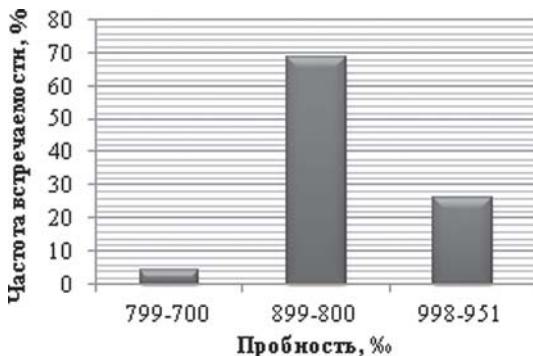


Рис. 4. Вариации пробности золотин участка Славный

В целом коренное золото участка Славный характеризуется достаточно однородным распределением золота и серебра в пределах отдельных зерен, что фиксируется по результатам анализа в разных точках выделений. Различий в пробности центральной и краевой частях золотин не отмечается, т. е. в разрезах зерен отсутствует высокопробная оболочка.

Помимо золота одним из основных полезных компонентов в рудах обоих участков является палладий, который образует ряд собственных минералов. Минералы палладия были диагностированы нами при помощи микрозонда. Содержание палладия колеблется от 65.54 до 73.2 мас. %, содержание сурьмы от 9.7 до 23.94 мас. %, мышьяка от 1.83 до 10.12 мас. %. Из прочих примесей отмечается Cu (до 4.76 мас. %), Au (до 4.29 мас. %), S (до 1.78 мас. %), Fe (до 5.72). В небольших количествах отмечаются Bi и Te. Судя по данным химического состава, учитывая материалы ранее проведенных исследований [5], можно полагать, что в сростках с золотом на обоих участках встречаются стибиопалладинит и минералы группы мертиит — изомертиит. Стибиопалладинит был обнаружен нами в ассоциации с зернами золота. Представ-

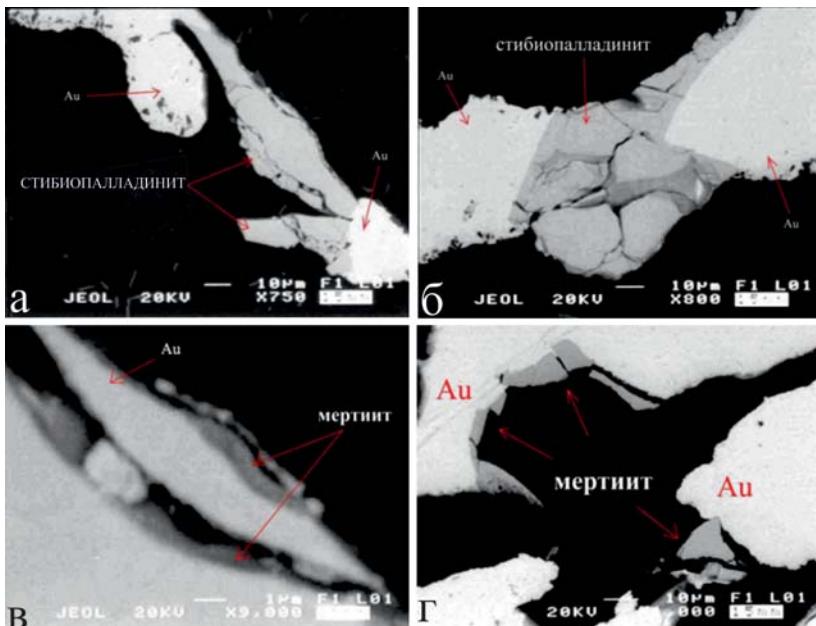


Рис. 5.

лен в виде вытянутых включений и зерен гексагональных очертаний. Зерна стибиопалладинита довольно сильно разбиты трещинами. Минералы группы мертиита-изомертиита изредка формируют каймы вокруг золота, встречаются в виде угловатых включений в золотинах и образуют самостоятельные частично ограненные зерна мелких размеров. Границы между золотом и минералами палладия ровные или плавно извилистые(рис. 5). Минералы палладия встречаются на обоих участках, но по нашим данным на участке Людный чаще отмечается стибиопалладинит, а на Славном мертиит-изомертийт.

*Автор выражает благодарность Т. П. Майоровой и С. К. Кузнецову за помощь и ценные советы при написании работы, сотрудникам ЗАО «Голд Минералс» Л. И. Ефановой, Т. А. Артееевой, Н. Н. Приходько за предоставленные материалы и консультации в ходе работы.*

#### Литература

1. Ефанова Л. И., Повонская Н. В. Базальная часть разреза уралид — строение и золотоносность. Хребет Малдынырд. Приполярный Урал // Золото, пластина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Материалы / Всерос. конф. (17–19 февраля 1998 г., г. Сыктывкар). Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 22–24.
2. Кузнецов С. К., Ефанова Л. И., Тарбаев М. Б., Соболева А. А. Золото-палладиевая минерализация в риолитах на Приполярном Урале // Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металло-

гения: Информ. мат-лы / Всерос. совещ. (21—23 мая 1997 г., г. Сыктывкар). Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 36—38.

3. *Озеров В. С.* К вопросу о генезисе рудопроявления золота Чудное (Приполярный Урал) // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Мат-лы / Всерос. конф. (17—19 февраля 1998 г., г. Сыктывкар). Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 16—18.

4. *Тарбаев М. Б., Кузнецов С. К., Моралев Г. В.* и др. Новый золото-пallадиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 4. С. 15—30.

5. <http://database.iem.ac.ru/mincryst/rus/index.php>

# **ПОЛУЧЕНИЕ ЦЕОЛИТОВ ИЗ ЗОЛЫ**

Д. А. Шушков, Е. М. Тропников

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*dashushkov@geo.komisc.ru*

---

Зола и шлак являются продуктами сжигания угля теплоэлектростанций и теплоэлектроцентралей и относятся к числу многотоннажных промышленных отходов энергетической промышленности. В настоящее время зола используется преимущественно в строительной промышленности в качестве добавки к цементу, бетону и керамике — таким способом удается утилизировать 20—50 % [2], остальное остается в золоотвалах. Поэтому проблема утилизации данных техногенных отходов, занимающих большие территории и наносящих вред окружающей среде, является весьма актуальной.

Одним из перспективных направлений использования золы является ее преобразование в высокоценный материал — цеолиты. Полученные таким способом цеолиты являются дешевыми, но в то же время эффективными сорбентами и ионообменниками и могут применяться, например, для регенерации почвы, обработки кислых шахтных вод, очистки воды, в особенности для удаления аммония, тяжелых металлов, радионуклидов и органических веществ. Кроме того, их можно использовать на самих углесжигающих теплоэлектростанциях для сорбции из дымовых газов диоксида серы ( $\text{SO}_2$ ) с последующим получением из него серной кислоты, элементарной серы и других продуктов.

В данной работе приведены результаты исследований по получению цеолитов из золы теплоэлектроцентрали г. Воркута.

## **Минеральный и химический состав золы**

Главные компоненты золы — оксиды кремния (57.78 %) и алюминия (18.25 %), содержание оксидов железа около 9 %, оксидов остальных элементов — 15.03 %. Главными кристаллическими фазами являются кварц ( $\text{SiO}_2$ ) и муллит ( $3\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiO}_2$ ). В небольшом количестве присутствуют магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), гематит ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), возможно — полевые шпаты, кальцит. Широкий «горб» (область повышенного фона) дифрактограммы в области 15—35° 2θ указывает на присутствие аморфной фазы: вероятно, силикатного и/или алюмосиликатного стекла.

Возможность получения цеолитов зависит как от химического, так и от минерального состава золы, которые изменяются в значительных пределах и зависят от исходного состава угля и условий его сжигания [4]. Поэтому продукты синтеза, полученные при одинаковых условиях из золы различных электростанций, довольно сильно отличаются: образуются различные виды цеолитов или смеси цеолитов в разных количественных отношениях.

Источником кремния и алюминия для образования цеолитов являются кварц, муллит, силикатное/алюмосиликатное стекло. Они различаются по растворимости в щелочи: например, аморфные алюмосиликаты довольно легко растворяются и поэтому играют значительную роль при цеолитообразовании, в то время как кварц и муллит относятся к труднорастворимым фазам, которые растворяются в сильной щелочи. Ионы железа являются инертными, т. е. не участвуют в процессе кристаллизации цеолитов, поэтому железосодержащие минералы (магнетит и гематит) необходимо удалить.

### Методика получения цеолитов

Получение цеолитов проводили на основе методик [1] и [3]. Железосодержащие фазы частично удалили с помощью магнитного сепаратора. Сухую золу растирали и смешивали с порошком гидроксида натрия ( $\text{NaOH}$ ) в определенных пропорциях. Затем смесь прокаливали в муфельной печи в течение часа при температуре 550 °C. Сплавленный продукт снова растирали, заливали определенным количеством дистиллированной воды и оставляли «выдерживаться» в статических условиях либо с перемешиванием на магнитной мешалке. После «выдержки» суспензию заливали в полипропиленовые емкости, помещали их в автоклавы, нагревали до определенной температуры в статических условиях и выдерживали некоторое время. Далее продукты синтеза были выделены из раствора центрифугированием, промыты несколько раз в дистиллированной воде, чтобы удалить щелочь, и высушены в сушильном шкафу.

Как показано в работе [3], стадия прокаливания золы с порошком  $\text{NaOH}$ , предшествующая реакции гидротермального синтеза, способствует увеличению содержания цеолитов в конечном продукте. По всей видимости, во время данного процесса протекают реакции между  $\text{NaOH}$  и различными фазами золы (кварц, муллит, аморфные алюмосиликаты), в результате чего образуются натриевые силикаты и алюмосиликаты. В щелочи они растворяются быстрее, чем кварц и муллит, увеличивая содержание кремнезема и глинозема в растворе и, тем самым, ускоряя цеолитообразование и увеличивая выход цеолита.

Гидротермальная реакция получения цеолитов состоит из трех стадий: растворение кремний- и алюминийсодержащих фаз в щелочном растворе (например,  $\text{NaOH}$ ), конденсация силикатных и алюминатных ионов с образованием алюмосиликатного геля и кристаллизация цеолита из геля. Гидроксид ион  $\text{OH}^-$  способствует выщелачиванию кремния и алюминия, в то время как  $\text{Na}^+$  необходим при кристаллизации цеолита.

Была проведена серия экспериментов при следующих условиях: температуру реакции варьировали от 85 до 180 °C (см. таблицу), продолжительность составляла от 10 до 12 ч, в эксперименте № 3 — 6 ч, отно-

## Условия получения цеолитов

№ п/п	NaOH: зола	Молярная концентрация NaOH	Время выдержки, ч	Гидротермальная реакция	
				Температура, °C	Время, ч
1	1:1	2.9	21	80	10
2	1.2:1	3.5	21	95	11.5
3	1:1	2.9	21	140	6
4	1:1	2.9	21	140	12
5	1:1	2.9	21	180	12

шение NaOH:зола = 1:1, за исключением эксперимента № 2, где данное соотношение было 1.2:1, концентрация щелочи была 2.9 М, в эксперименте № 2 — 3.5 М.

### Результаты экспериментов

Эксперименты показали, что температура и продолжительность реакции оказывают влияние на вид цеолита и его содержание в продукте синтеза. Очевидно, что при более высокой температуре алюмокремнсодержащие фазы лучше растворяются, и синтез цеолитов идет более интенсивно — всего в течение 6 часов при температуре 140 °C был получен цеолит типа жисмондина (NaP1). Интересно, что при увеличении продолжительности реакции до 12 ч при таких же условиях была идентифицирована другая цеолитовая фаза: натриевый филлипсит (другое название NaP3). При температуре 170 °C и продолжительности реакции 12 ч получены анальцим и гидроксилканкринит.

Наиболее привлекательные для промышленного применения цеолиты типа фожазита (NaX) с высокой ионообменной емкостью кристаллизуются при температурах 80—95 °C. В результате реакции продолжительностью 10 ч и температуре 80 °C наблюдается образование цеолитовых фаз NaX и NaP1 — на дифрактограмме заметны их слабоинтенсивные пики. При повышении температуры до 95 °C и увеличении продолжительности до 11.5 ч интенсивность рефлексов NaX становится гораздо выше, а NaP1 преобразуется в NaP2. Цеолиты NaP1 и NaP2 относятся к одному типу жисмондина и отличаются содержанием кремния и алюминия. NaX является преобладающей фазой в смеси цеолитов.

Что касается поведения кремний- и алюминийсодержащих фаз во время реакции, то муллит, по всей видимости, растворяется сразу или преобразуется в аморфную фазу — он не диагностирован ни на одной из дифрактограмм. Растворение кварца происходит с повышением температуры: при 80 и 95 °C он слабо растворяется — наблюдаются его интенсивные рефлексы, при 140 °C происходит значительное растворение кварца, при 180 °C кварц не диагностирован. Аморфная фаза наблюдается при температурах 80—140 °C и полностью исчезает только при 180 °C.

Таким образом, в результате экспериментов было получено несколько видов цеолитов: NaP1 ( $\text{Na}_6\text{Al}_6\text{Si}_{10}\text{O}_{32} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ ), NaP2 ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 3.5\text{H}_2\text{O}$ ) и NaX ( $\text{NaAlSi}_{1.23}\text{O}_{4.46} \cdot 3.07\text{H}_2\text{O}$ ), натриевый филлипсит и анальцим ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\text{H}_2\text{O}$ ). Промышленное значение имеют цеолиты типа жисмондина (NaP1, NaP2) и фожазита (NaX). Они относятся низкокремнистому типу цеолитов, которые по сравнению с высококремнистыми обладают более высокой ионообменной емкостью, высокой селективностью к полярным молекулам и большим объемом пор; недостатком является их невысокая термо- и кислотостойкость. Цеолит NaX обладает наибольшим размером пор (0.74 нм), высокой ионообменной емкостью (5 мг-экв/г) и широко используются в промышленности. В связи с этим представляется перспективным использование данных цеолитов в ионообменных и сорбционных процессах.

Следует подчеркнуть, что возможно комплексное использование зольных отходов: вначале — извлечение железистого концентрата, а также ценных металлов: Ge, Ga, V, Ni и др., затем преобразование золы в цеолитсодержащий материал с последующим его использованием в сорбционных и ионообменных процессах, в том числе для сорбции диоксида серы ( $\text{SO}_2$ ) из дымовых газов на углесжигающих теплоэлектростанциях.

В дальнейшем необходимо провести исследование получения цеолитов из золы в зависимости от продолжительности реакции, концентрации щелочи, соотношения  $\text{NaOH}$ :зола, а также от температуры и продолжительности предварительного прокаливания щелочи с золой.

*Авторы выражают благодарность д. г.-м. н. О. С. Кочеткову за предоставленные образцы золы, а также к. г.-м. н. Ю. С. Симаковой и м. н. с. С. С. Шевчуку за помощь в аналитической части работы.*

## Литература

1. Belviso C. Cavalante F., Lettino, Fiore S. Zeolite synthesis from fused coal fly ash at low temperature using seawater crystallization // Coal Combustion and Gasification Products Journal, 2009. P. 8—13.
2. Murayama N., Yamamoto H., Shibata J. Mechanism of zeolite synthesis from coal fly ash by alkali hydrothermal reaction // Int. J. Miner. Process., 2002. 64. P. 1—17.
3. Rungsuk D., Apiratikul R., Pavarajarn V., Pavasant P. Zeolite synthesis from fly ash from coal-fired power plant by fusion method // Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Joint international conference on «Sustainable energy and environment», 2006.
4. Walek T., Salto F., Zhang Q., Kano J. Zeolite synthesis from fly ash: current processes and benefits and drawbacks // Bull. Inst. Adv. Mater. Process., 2007. Vol. 63. P. 86—95.

# СКЛОНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ Г. СЫКТЫВКАРА

А. Н. Шушкова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

[anashushkva@rambler.ru](mailto:anashushkva@rambler.ru)

Некоторые склонные гравитационные процессы можно отнести к гравитационной сейсмичности, если источниками излучателей сейсмических волн являются крупные обвалы или крупные оползни. Для г. Сыктывкара вполне реальны такие явления. Например, рассмотрим майский оползень 1968 года. Он отличался от других местных оползней прежде всего своими размерами и быстрым перемещением большого объема грунта — до 1000000 м<sup>3</sup> вниз с образованием вертикальной стенки срыва высотой до 4—5 метров с последующим перемещением его на значительное расстояние. Этот большой оползень произошел на левом берегу р. Сысолы г. Сыктывкара в пределах парковой зоны, расположенной на ул. Кирова. В этом районе протяженность опасного участка от Парижского оврага и выше по течению р. Сысолы, подверженного оползневым процессам, составляет около 800 метров [2]. Этот оползень с мощным сбросом, а затем и переносом грунта за счет гравитационных сил московскими геологами был отнесен к оползню блокового типа [4]. По объему перемещенной массы оползень можно отнести к большим, или даже к очень большим (рис. 1).

Пунктирной линией красного цвета на рис. 1 обозначены границы майского оползня 1968 г., пунктирной линией синего цвета — границы оползневых тел предыдущих процессов. Зубчатые черные линии обозначают границы резких смещений оползней вниз.

В основе нашего подхода рассмотрения данного вопроса лежит выяснение степени сейсмической опасности для прибрежной и примыкающей к нему центральной части г. Сыктывкара от подобного типа

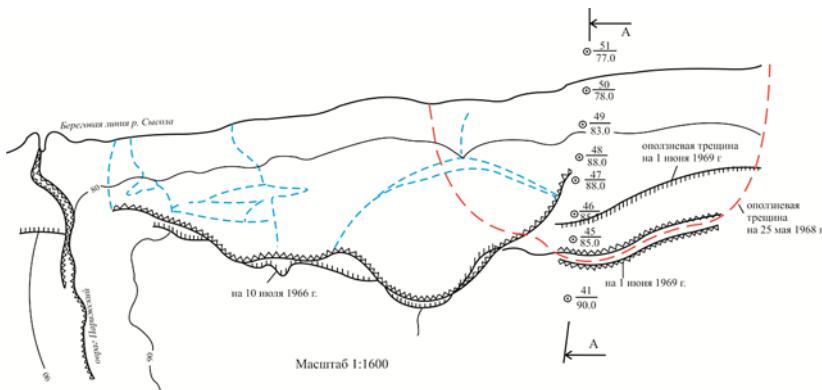


Рис. 1. Оползневое тело в плане

оползней. Для начала приведем краткую характеристику разреза и физико-механические свойства грунтов, полученные Н. П. Богословским [4], которые будут исходными данными для решения поставленной задачи.

В пределах района берег р. Сысолы сложен на глубину 22.7 м древнечетвертичными ледниковыми образованиями и современными аллювиальными, деллювиальными, оползневыми накоплениями. Древнечетвертичные ледниковые отложения подразделены Богословским на два генетических комплекса: межморенные (морские, озерные) и моренные.

Рассмотрим разрез снизу вверх (рис. 2).

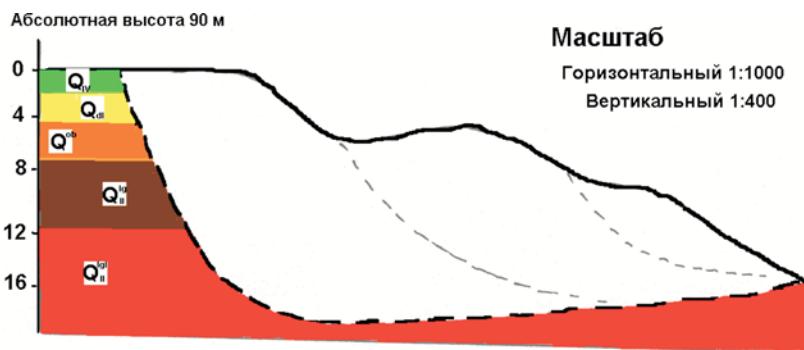


Рис. 2. Разрез оползневого тела по профилю А–А

1. Межморенные ( $Q_{I-II}^{lq}$ ) — темно-серые слоистые глины и пылеватые тонкозернистые пески, реже супесями, с мощностью до 15 метров, утоняются в сторону р. Сысолы.

2. Моренные ( $Q_{I-II}^{lq}$ ) — буровато-серые суглинки с гравием и галькой, переслаивание глин, суглинков, супесей песков. Залегают на глубине от 0.3—0.6 метров и имеют мощность до 14 метров.

3. Деллювиальные ( $Q_{IV}^{lq}$ ) — среднезернистые пески мощностью до 0.4 метра.

4. Аллювиальные образования ( $Q_{IV}^{al+dp}$ ) р. Сысолы, слагающие бечвник — песок, галька.

5. Оползневые ( $Q_{IV}^{dp}$ ) — развиты в средней и нижних частях оползневого склона мощностью до 9 метров. Представлены сместившимися породами ледниковых и деллювиальных образований.

6. Насыпные грунты.

Тонкими пунктирными линиями в разрезе оползневого тела обозначены линии скольжения оползней в предыдущие годы.

В гидрогеологическом плане район исследований представлен тремя водоносными горизонтами, которые заполняются атмосферными и паводковыми водами. Наиболее опасным водоносным горизонтом в

### Расчетные значения основных физико-механических характеристик грунтов

Наименование грунтов по СНиП	А. Ледниковые образования моренного и междуречного (несмещенного) массива склона				Б. Оползневые накопления, деллювиальные и аллювиальные отложения			
	O.В., г/см <sup>3</sup>	У.В.Т., $\phi^0$	C <sub>с</sub> , кГ/см <sup>2</sup>	K <sub>Ф</sub> , м/сут.	O.В., г/см <sup>3</sup>	У.В.Т., $\phi^0$	C <sub>с</sub> , кГ/см <sup>2</sup>	K <sub>Ф</sub> , м/сут.
Глины тугопластичные	2	10	0.15	—	2	8	0.15	—
Глины мягкопластичные	1.9	8	0.1	—	1.9	6	0.1	—
Глины текучепластичные	—	—	—	—	1.8	4	0.05	—
Суглинки тугопластичные	2	14	0.15	—	2	10	0.15	—
Суглинки мягкопластичные	1.9	12	0.1	—	1.9	8	0.1	—
Суглинки текучепластичные	—	—	—	—	1.8	6	0.05	—
Пески пылеватые	1.7	25	0	1.5	1.7	20	0	1.5
Пески мелкие	1.7	27	0	2.5	1.7	22	0	2.5
Пески крупные	1.7	28	0	10	1.7	24	0	10
Пески гравелистые	1.7	30	0	50	1.7	26	0	50

**Примечание.** О.В. — объемный вес, У.В.Т. — угол внутреннего трения. С — коэффициент сцепления, K<sub>Ф</sub> — коэффициент фильтрации. Данные взяты из отчетов о геологических исследованиях ГипроКоммунстрой за 1964, 1966, 1969 гг.

период паводка и обильных дождей в образовании зеркала скольжения для оползней является второй. Глубина его залегания составляет от 15 до 4 метров.

Из таблицы видно, что физико-механические свойства ледниковых образований и аллювиально-деллювиальных отложений практически одинаковы. Это указывает на то, что причиной образования оползней блокового типа является второй водоносный горизонт межморенного комплекса. Остальные причины вторичны.

Интенсивность сейсмического излучения оползней скальных пород и пород рыхлых и пластичных несколько различна. При рассмотрении этих процессов в первом приближении излучение сейсмической энергии можно трактовать как излучение от упругого удара в первом случае и неупругого во втором. В нашем случае для неупругого удара справедливо выражение:

$$V(m_1+m_2) = m_1 V_1 + m_2 V_2,$$

где  $V$  — конечная скорость движения оползня и окружающего его объема масс земли на которую воздействовал импульс силы момента движения за время  $\Delta t$ ;  $m_1$  — масса оползневого тела;  $m_2$  — та масса Земли, которая включается в инерцию движения при неупругом ударе;  $V_1, V_2$  — начальные скорости обоих тел.

Сейсмическое излучение может проявить себя в двух вариантах из трех видов движения оползня: обвал, обвал с последующим сползанием, медленное сползание. Геологические исследования показывают, что при описываемом нами оползне произошел вертикальный срыв высотой 4—5 метров с последующим перемещением оползневых масс на расстояние 30 метров в течение одного дня [4]. Из этих сведений можно сделать вывод, что полная сейсмическая энергия, излучаемая оползнем, предоставляет интерес для изучения только в части моментально-го срыва с последующим неупругим ударом [6].

$$W_n = m_1 g H \rightarrow W_k = m_1 V^2 / 2,$$

где  $W_n$  — энергия оползня до начала движения;  $W_k$  — энергия оползня в момент движения,

При любом соударении — упругом или неупругом — всегда сохраняется полный импульс. Однако часть кинетической энергии теряется и превращается в тепло, и эта энергия идет на преодоление сил трения и участвует в излучении сейсмической энергии за счет мелких соударений частиц грунта между собой. Таким образом, пакет излучения сейсмического сигнала формируется в процессе удара, и его состав определяется размерами и степенью деформируемости тела и среды. Для рыхлых отложений характерно резкое убывание интенсивности амплитуды энергии расхождения волн с поглощением высокочастотной составляющей спектра волны. Напротив, вязкопластичные грунты сохра-

няют относительно высокочастотный состав сейсмической волны и экспоненту убывания энергии расхождения меньшей крутизны [5].

Точками, образующими кривую линию, близкую к экспоненциальной, выделена теоретическая кривая скольжения оползня, по которой он скользил (рис. 2). Кривая скольжения отвечает решению задачи о брахистохроне — стремлении любого физического тела скользить по траектории наименьшего сопротивления. Данное теоретическое утверждение согласуется с наблюдениями московских геологов [4], где в заключение отчета они указывают: «...образованы в основании стенки срыва оползня террасовидной площадки с обратным уклоном поверхности».

Определим максимальную энергию сейсмического излучения оползневого тела, для решения этой задачи приведем следующую модель: тело, поднятое над землей, имеет потенциальную энергию  $W_p = mgH$  [3]. Начиная двигаться, эта энергия переходит в кинетическую  $W_k = mV^2/2$ . Траектория движения подчиняется закону брахистохрона, и скорость его движения равна  $V = (2gH)^{1/2}$ , импульс неупругого удара равен  $P = Ft$ . Проведем примерную оценку этой энергии. В геологическом отчете сказано, что большая часть оползня около 70–80 тыс.  $m^3$  представляла оползневые накопления прежних оползней, т. е. при вычислении силы сопротивления движению оползня необходимо использовать коэффициент сцепления нарушенных естественных связей, который составлен из источников лабораторных исследований [4] и отмеченную в таблице для текучепластичных грунтов величину  $C = 0.05 \text{ кГ/см}^2$ ;  $F_{\text{сопр.}} = SC$ ;  $S_{\text{п.о.}} \approx 15 \text{ 000 м}^2$ ;  $F_{\text{сопр.}} = 15 \text{ 000} \times 0.005 \times 10 \text{ 000} = 750 \text{ 000 кГ}$ . Таким образом, определили силу сопротивления сдвигу всей площади подошвы оползня. Сила тяжести оползневого тела составляет  $P = \rho Vg = 1.9 \times 100 \text{ 000} \times 9.81 = 1 \text{ 863} \text{ 900 Н}$ , что соответствует 190 000 кГ. Из отношения силы тяжести и силы сцепления следует, что силы сцепления текучепластичных глин превышают силы тяжести в 6.25 раз, и это без учета сил трения и суммарного капиллярного напряжения. Значит, при движении грунтовых масс грунтовые воды уменьшают силу сцепления в эти разы. Полная энергия сейсмического излучения от оползня будет составлять:

$$E = H(\rho Vg - SC\cos\alpha) = 5(190 \text{ 000} - 15 \text{ 000} \times 500 \times 1) = 1.8 \times 10^7 \text{ Дж.}$$

Используя известную в сейсмологии формулу [7], можно определить энергетический класс землетрясения:  $\lg E_{\text{рад.}} = K = 7$ , где  $K$  — энергетический класс землетрясения. Эта величина корреляционной зависимости определяет линейный размер очага — 120 метров [6] (в нашем случае поперечное сечение оползня составляет около 110 метров [5]). Магнитуда и энергетический класс землетрясений также имеют корреляционную связь между собой [7], поэтому при расчетах очень часто пользуются зависимостью:  $K = 4 + 1.8 M$ , где  $M$  — магнитуда. Отсюда

$M = 1.7$  Таким образом это соответствие говорит о правильно проведенных нами расчетах.

*Автор благодарит за помощь в подготовке публикации к. г.-м. н. В. А. Лютюева.*

### **Литература**

1. *Варташян Г. С.* Экология России. Европейская часть. Т. 1. М., 2000. 300 с.
2. *Лютюев В. А.* Сейсмогенные зоны Республики Коми и особенности микросейсморайонирования г. Сыктывкара. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 32 с.
3. Орир Дж. Физика. М.: Мир, 1981. 336 с.
4. Отчет об инженерно-геологических исследованиях под проектируемую набережную на р. Сысоле в г. Сыктывкаре. / В. М. Костомаров, Н. П. Богословский и др. Москва, 1969. 27 с. (Тр. гос. respubl. Проектного ин-та «ГипроКоммунстрой», инв. № 4034).
5. *Полак Л. С.* Ослабление и поглощение отраженных волн в осадочных породах // Прикладная геофизика. Л.: Гостоптехиздат, 1957. Сб. 17. С. 16—32.
6. *Потапов В. А.* Параметры и энергия очагов землетрясений в структурно-неоднородной земной коре // Вулканология и сейсмология, 2001. № 3. С. 53—62.
7. *Пузырев Н. Н.* Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 301с.

## **СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ**

**ВНИГРИ** — Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт

**ГУП РК ТП НИЦ** — Государственное унитарное предприятие «Тимано-Печорский научно-исследовательский центр»

**ДВГИ ДВО РАН** — Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН

**ЕГУ** — Ереванский государственный университет

**ИВС РАН** — Институт высокомолекулярных соединений РАН

**ИГиП ДВО РАН** — Институт геологии и природопользования Дальневосточного 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

**ИГМ СО РАН** — Институт геологии и минералогии Сибирского отделения РАН

**ИХ Коми НЦ УрО РАН** — Институт химии Коми научного центра Уральского отделения РАН

**КГПИ** — Коми государственный педагогический институт

**МГУ** — Московский государственный университет

**ПГНИУ** — Пермский государственный национальный исследовательский университет

**ПГНИУ** — Пермский государственный национальный исследовательский университет

**ПИН РАН** — Палеонтологический институт РАН

**СПбГГУ** — Санкт-Петербургский государственный горный университет

**СПбГУ** — Санкт-Петербургский государственный университет

**СыктГУ** — Сыктывкарский государственный университет

**ТПУ** — Томский политехнический университет

**УГТУ** — Ухтинский государственный технический университет

## **АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ**

Абдиманапова А. Б.	5	Мингалев А. Н.	116
Антропова Е. В.	9	Мокеев М. В.	23
Анферова Е. А.	11	Морокова Ю. И.	198
Астахова И. С.	15	Мудровская Н. В.	118
Безносов П. А.	19, 28	Носкова Н. Н.	136
Буравская М. Н.	34	Окладникова А. В.	122
Бурдельная Н. С.	23	Перовский И. А.	126
Буслов М. М.	203	Петраков А. П.	84, 173
Бушнев Д. А.	23	Поклонский М. Н.	128
Вахрушев А. В.	25, 173	Понарядов А. В.	132
Гамолюк О. В.	28	Попов И. В.	136
Геворкян М. Р.	31	Рождествина В. И.	70, 118
Геворкян Р. Г.	31	Рочева В. В.	143
Голубева Ю. В.	34	Сандула А. Н.	147
Гракова О. В.	39	Саргсян А. О.	31
Груздев Д. А.	44, 147	Саргсян О. А.	31
Дудкин Б. Н.	84	Светова Е. Н.	151
Елфимов П. С.	47	Силин В. И.	99
Ершова О. В.	53	Симакова Л. А.	156
Жерлыгин А. Л.	57	Смирнова Н. Л.	128
Журавлев А. В.	44	Соболев Д. Б.	44
Забоева Е. И.	61	Стахиева Ю. А.	159
Истомина Е. И.	65	Сычев С. Н.	164
Канева Н. А.	67	Тетерина Т. И.	169
Киселева А. А.	70	Травин А. В.	203
Ковальчук Н. С.	74	Тропников Е. М.	214
Котик И. С.	77	Удоратина О. В.	11
Краснов А. Г.	81	Уляшев В. В.	173
Кривошапкин П. В.	84	Уляшева Н. С.	178
Кривошапкина Е. Ф.	84	Устинова В. Н.	5
Крылов А. В.	86, 190, 194	Устюгова К. С.	182
Кряжева И. В.	90	Файзиев Ф. А.	186
Кузнецова Е. А.	92	Цыбульская А. Е.	190
Куликова К. В.	164, 203	Чупрова Н. В.	194
Курылева К. Г.	95	Шадрин А. Н.	147, 198
Лезликова Н. В.	99	Шеболкин Д. Н.	147
Леусова Н. Ю.	70	Шевчук С. С.	200
Лотина Т. А.	106	Шуйский А. С.	203
Лоухина И. В.	81	Шумахер А. Е.	208
Макеев Б. А.	110	Шушков Д. А.	214
Матвеев В. А.	112	Шушкова А. Н.	218

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	3
КРИТЕРИИ МАКСИМАЛЬНОГО НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ПРОДУКТИВНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЯРЕГСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ	
<i>А. Б. Абдиманапова, В. Н. Устинова .....</i>	5
НЕКОТОРЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛУРИЙСКИХ СТРОМАТОПОРОИДЕЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА	
<i>Е. В. Антропова .....</i>	9
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО ТИМАНА	
<i>Е. А. Анферова, О. В. Удоратина .....</i>	11
РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХАРБЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА	
<i>И. С. Астахова .....</i>	15
ИХТИОФАУНА ИЗ РАЗРЕЗА ПОКАЙМСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ПО Р. ВОЛОНГА (СЕВЕРНЫЙ ТИМАН)	
<i>П. А. Безносов .....</i>	19
МОДЕЛИРОВАНИЕ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЮРСКОГО ГОРЮЧЕГО СЛАНЦА В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ	
<i>Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев, М. В. Мокеев .....</i>	23
ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВА БОКСИТА С ПОМОЩЬЮ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ	
<i>А. В. Вахрушев .....</i>	25
ИХНОФОССИЛИИ ИЗ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА ИЖЕМСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ДЕВОН) ЮЖНОГО ТИМАНА	
<i>О. В. Гамолюк, П. А. Безносов .....</i>	28
ПРИРОДНЫЕ ЦЕОЛИТЫ АРМЕНИИ В ГЕОЭКОЛОГИИ	
<i>Р. Г. Геворкян, А. О. Саргсян, М. Р. Геворкян, О. А. Саргсян .....</i>	31
ФАЦИАЛЬНОЕ И ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНАХ РЕК ИЖМЫ И ВЫЧЕГДЫ	
<i>Ю. В. Голубева, М. Н. Буравская .....</i>	34

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ ИЛЬМЕНОРУТИЛА КАК КРИТЕРИЙ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЕНЕЗИСА АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ТИМАНА	
<i>O. В. Гракова</i> .....	39
ВОЗМОЖНОЕ ОТРАЖЕНИЕ СОБЫТИЙ ANNULATA И DASBERG В ВЕРХНедЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПАЙ-ХОЯ, Р. СИЛОВА	
<i>Д. А. Груздев, Д. Б. Соболев, А. В. Журавлев</i> .....	44
КЛИНОПИРОКСЕН ИЗ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ПОРОД СИНОТВОЖСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	
<i>П. С. Елфимов</i> .....	47
ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ АЛМАЗОНОСНОСТИ НА ТИМАНЕ	
<i>О. В. Ершова</i> .....	53
ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕВОНА ОСТРОВА КОЛГУЕВ	
<i>А. Л. Жерлыгин</i> .....	57
СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ДРЕВНИХ ТОЛЩ ТИМАНА (ЦИЛЕМСКАЯ ПЛОЩАДЬ)	
<i>Е. И. Забоева</i> .....	61
ВЛИЯНИЕ СТЕХИОМЕТРИИ КАРБИДА ТИТАНА НА ФОРМИРОВАНИЕ ФАЗЫ $Ti_3SiC_2$ ПРИ ГЕТЕРОФАЗНОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ГАЗООБРАЗНЫМ SiO	
<i>Е. И. Истомина</i> .....	65
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВ. 45 АРДАЛИНСКОЙ И СКВ. 35 ЦЕНТРАЛЬНО-ХОРЕЙВЕРСКОЙ ПЛОЩАДЕЙ, ХОРЕЙВЕРСКАЯ ВПАДИНА	
<i>Н. А. Канева</i> .....	67
ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСТЕНИЙ УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ РЯДА УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕЙСКО-БУРЕИНСКОГО БАССЕЙНА	
<i>А. А. Киселева, В. И. Рождествина, Н. Ю. Леусова</i> .....	70
ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПИРОХЛОРА ИЗ КАРБОНАТИТОВ КОСЬЮСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ ТИМАН)	
<i>Н. С. Ковальчук</i> .....	74
ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ	
<i>И. С. Котик</i> .....	77

СИНТЕТИЧЕСКИЙ АНАЛОГ ТАЛЬКА И ЕГО СВОЙСТВА	
<i>А. Г. Краснов, И. В. Лоухина</i> .....	81
СЕЛЕКТИВНЫЕ СЛОИ КЕРАМИЧЕСКИХ МЕМБРАН ИЗ ОКСИДА АЛЮМИНИЯ РАЗЛИЧНОЙ МОРФОЛОГИИ	
<i>Е. Ф. Кривошапкина, П. В. Кривошапкин, Б. Н. Дудкин, А. П. Петраков</i> .....	84
МОРСКИЕ ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ ПЛИОЦЕНА-ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ	
<i>А. В. Крылов</i> .....	86
МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЗКОЧЕРЕПНЫХ ПОЛЕВОК ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА	
<i>И. В. Кряжева</i> .....	90
НЕФТЕМАТЕРИНСКИЕ ПОРОДЫ ГЛУБОКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕПЕЧОРСКОЙ ВПАДИНЫ	
<i>Е. А. Кузнецова</i> .....	92
ЗОЛОТОНОСНАЯ ГЕМАТИТ-МAGNETИTОVАЯ ГАЛЬКА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУЧ. ЮЖНОГО (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	
<i>К. Г. Курьлева</i> .....	95
СЛАВНАЯ ДИНАСТИЯ ШТУКЕНБЕРГОВ	
<i>Н. В. Лезликова, В. И. Силин</i> .....	99
МЕЙМЕЧИТ-ПИКРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС СИХОТЭ-АЛИНЯ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	
<i>Т. А. Лотина</i> .....	106
РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ГЛИН РИФЕЙ-ДЕВОНСКОЙ МЕЖФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ ДЖЕЖИМПАРМИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (Р. АСЫВВОЖ, ЮЖНЫЙ ТИМАН)	
<i>Б. А. Макеев</i> .....	110
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ СТРОМАТОЛИТОВ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ-НИЖНЕМ СИЛУРЕ И ИХ ОСНОВНЫЕ МОРФОТИПЫ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)	
<i>В. А. Матвеев</i> .....	112

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НАНОКРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ГРАФИТА КОСЬЮСКИХ КАРБОНАТИТОВ (РОССИЯ, СРЕДНИЙ ТИМАН)	
<i>А. Н. Мингалев</i> .....	116
ТВЕРДОФАЗНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ И ДЕСТРУКЦИЯ КРИСТАЛЛОВ СВИНЦА	
<i>В. И. Рождествина, Н. В. Мудровская</i> .....	118
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ДОМАНИКАТАХ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ	
<i>А. В. Окладникова</i> .....	122
ТЕСТОВОЕ ПОЛУЧЕНИЕ СУЛЬФОУГЛЕЙ	
<i>И. А. Первовский</i> .....	126
ОБ УНИВЕРСАЛЬНЫХ ПОНЯТИЯХ НАУК	
<i>М. Н. Поклонский, Н. Л. Смирнова</i> .....	128
РАСЧЕТ ФРАКТАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ ПОВЕРХНОСТИ НА ОСНОВЕ КРИВЫХ АДСОРБЦИИ АЗОТА	
<i>А. В. Понарядов</i> .....	132
СЕЙСМИЧЕСКИЙ ШУМ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «СЫКТЫВКАР»	
<i>И. В. Попов, Н. Н. Носкова</i> .....	136
МОНИТОРИНГ ЛИЦЕНЗИОННЫХ СОГЛАШЕНИЙ ПО РЕСПУБЛИКЕ КОМИ ЗА 2006—2010 гг.	
<i>В. В. Рочева</i> .....	143
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ МЕЛКОВОДНО-ДЕПРЕССИОННЫХ (КАЛЕЙДОВЫХ) ФОРМАЦИЙ В БАССЕЙНЕ Р. ШАРЬЮ (ГР. ЧЕРНЫШЕВА)	
<i>А. Н. Сандула, А. Н. Шадрин, Д. Н. Шеболкин, Д. А. Груздев</i> .....	147
ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ РЕШЕТКИ И СТЕПЕНИ СОВЕРШЕНСТВА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КВАРЦА ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАМОРФОГЕННЫХ ЖИЛ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА	
<i>Е. Н. Светова</i> .....	151
ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЕНГАНЕПЭЙСКОЙ СВИТЫ НА РУЧ. ИЗЪЯВОЖ (ХР. ЕНГАНЕПЭ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	
<i>Л. А. Симакова</i> .....	156

ОСОБЕННОСТИ ВОДОСНАБЖЕНИЯ ТРОИЦКО-ПЕЧОРСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ КОМИ <i>Ю. А. Стахиева</i> .....	159
АНАЛИЗ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ МЕТАМОРФИТОВ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА (Р. СРЕДНИЙ КЕЧПЕЛЬ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>С. Н. Сычев, К. В. Куликова</i> .....	164
ТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРАМИКИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ БАССЕЙНА Р. ВЫЧЕГДЫ <i>Т. И. Тетерина</i> .....	169
ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ МАЛОЖЕЛЕЗИСТЫХ БОКСИТОВ МЕТОДОМ СИНХРОТРОННОГО МАЛОУГЛОВОГО РАССЕЯНИЯ (СМУР) <i>В. В. Уляшев, А. В. Вахрушев, А. П. Петраков</i> .....	173
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ЭКЛОГИТОВ СЛЮДЯНОЙ ГОРКИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>Н. С. Уляшева</i> .....	178
РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПРИРАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ВЕРХНЕНИЯЮСКОЕ-2 (МАНИТАНЫРД, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>К. С. Устюгова</i> .....	182
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВО-СЕРЕБРО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИРХАНТ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН) <i>Ф. А. Файзиев</i> .....	186
О НОВЫХ НАХОДКАХ ЯНТАРЕПОДОБНЫХ СМОЛ НА ПАЙ-ХОЕ <i>А. Е. Цыбульская, А. В. Крылов</i> .....	190
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О НОВЫХ НАХОДКАХ МОРСКИХ И ПРЕСНОВОДНЫХ МОЛЛЮСКОВ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ПОЛЯРНОГО И ПРИПОЛЯРНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ <i>Н. В. Чупрова, А. В. Крылов</i> .....	194
ТУЛЬСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ Р. ШАРЬЮ <i>А. Н. Шадрин, Ю. И. Морокова</i> .....	198
ТОНКОДИСПЕРСНОЕ ЗОЛОТО В СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ МАНИТАНЫРДСКОГО РАЙОНА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>С. С. Шевчук</i> .....	200

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИТОВ ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	
<i>А. С. Шуйский, К. В. Куликова, М. М. Буслов, А. В. Травин</i> .....	203
МИНЕРАЛОГИЯ ЗОЛОТА РУДНЫХ ЗОН СЛАВНАЯ И ЛЮДНАЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУДНОЕ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	
<i>А. Е. Шумахер</i> .....	208
ПОЛУЧЕНИЕ ЦЕОЛИТОВ ИЗ ЗОЛЫ	
<i>Д. А. Шушков, Е. М. Тропников</i> .....	214
СКЛОНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ Г. СЫКТЫВКАРА	
<i>А. Н. Шушкова</i> .....	218
СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ	224
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	225

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

Материалы 20-й научной конференции  
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

# Компьютерная верстка

*А. Ю. Перетягин*

## Оформление обложки *О. П. Велегжанинов*

Компьютерный набор. Подписано в печать 5.12.2011

Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная. Печать РИЗО.

Тираж 160

Усл. печ. л. 14.5

Заказ 845

Издательско-информационный отдел  
Институт геологии Коми научного центра УрО РАН  
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54  
*geoprint@geo.komisc.ru*