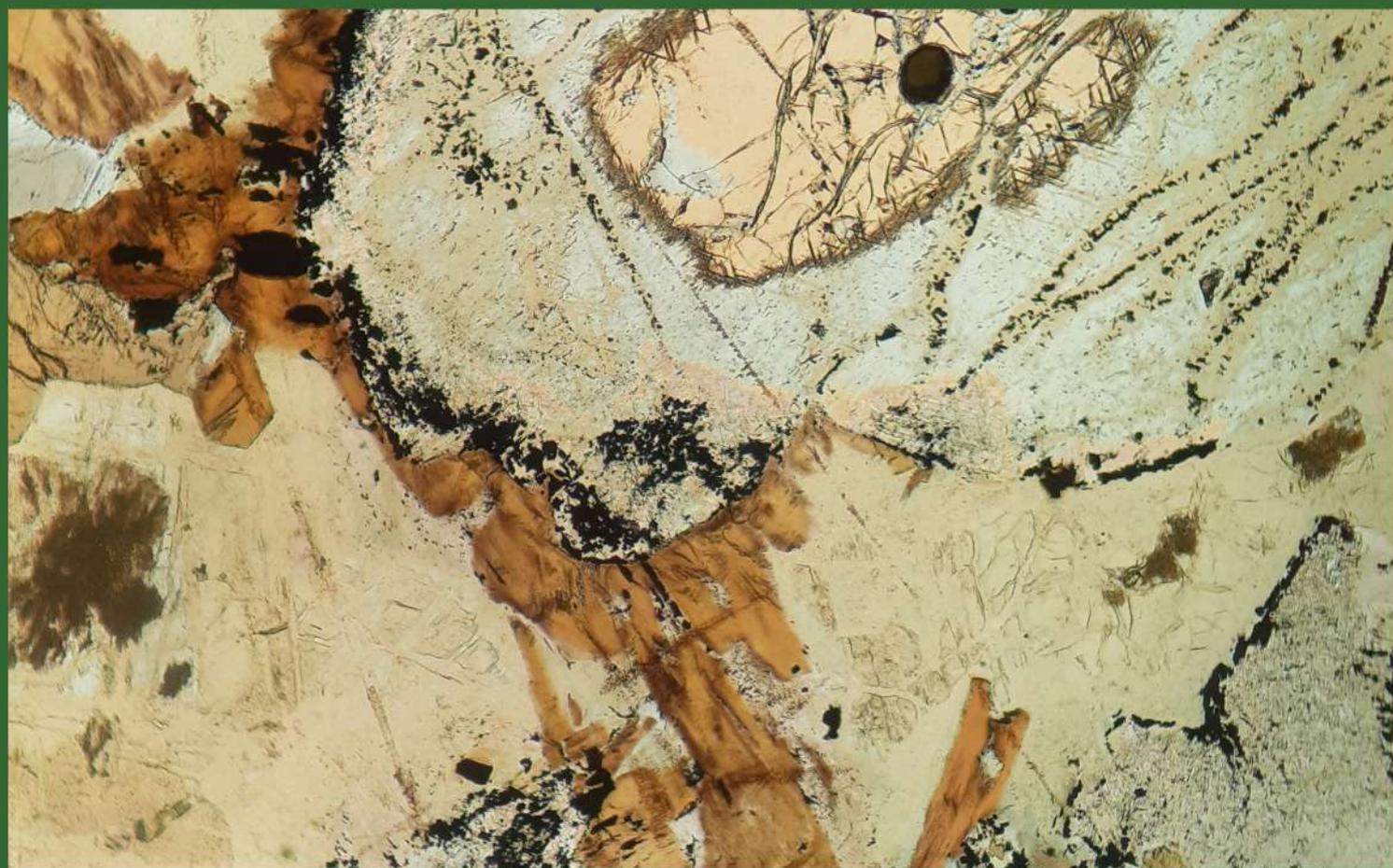
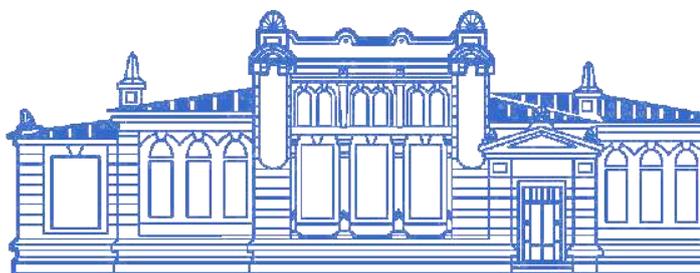


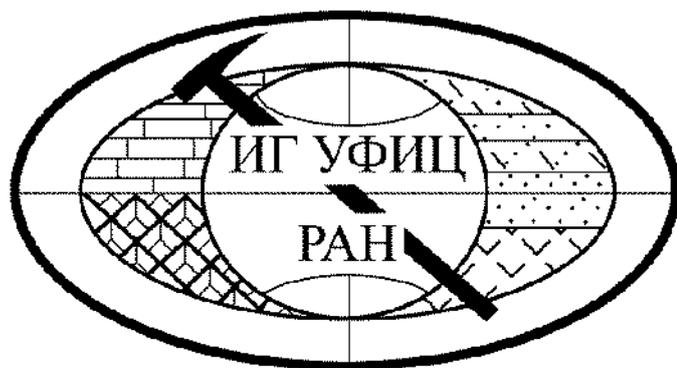
**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
УРАЛА И ПОВОЛЖЬЯ–2020**



**Сборник статей Всероссийской  
молодёжной конференции**



Уфимский федеральный исследовательский центр



## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УРАЛА И ПОВОЛЖЬЯ–2020

Сборник статей Всероссийской молодёжной  
конференции

Уфа 2020

УДК 551.242.3 (234/85)

ББК 26.3

С23

Отв. редактор: к.г.-м.н. И.Р. Рахимов

**СБОРНИК СТАТЕЙ ВСЕРОССИЙСКОЙ МОЛОДЁЖНОЙ  
С23 КОНФЕРЕНЦИИ «ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
УРАЛА И ПОВОЛЖЬЯ-2020». – Москва: Издательство «Перо»,  
2020 – 3,5 Мб. [Электронное издание]**

ISBN 978-5-00171-599-3

В сборник статей Всероссийской молодёжной конференции “Геологические исследования Урала и Поволжья”, являющейся преемником Всероссийской молодёжной конференции с международным участием “Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий” (2013–2019 гг.), проводимой Институтом геологии УФИЦ РАН, вошли материалы из 10 научно-образовательных и производственных организаций Уфы, Екатеринбурга, Перми, Сыктывкара, Москвы, Ижевска, (Российская Федерация); Гюмри (Республика Армения). Представлены тезисы докладов о состоянии и перспективах минерально-сырьевой базы и геологической науки Урала и сопредельных территорий.

Материалы будут интересны для широкого круга специалистов, занятых в различных областях геологии, геофизики, геоэкологии, геохимии.

**Оргкомитет**

Рахимов Ильдар Рашитович, канд. геол.-мин. наук – председатель  
Фазлиахметов Александр Маратович, канд. геол.-мин. наук  
Дурнаева Вера Николаевна  
Султанова Анна Геннадиевна  
Шарипова Айсылу Азатовна  
Юлдашбаева Венера Фаизовна

Материалы публикуются в авторской редакции

УДК 551.242.3 (234/85)

ББК 26.3

ISBN 978-5-00171-599-3

© Коллектив авторов, 2020

© ИГ УФИЦ РАН, 2020

## Содержание:

### 1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

<i>Е.А. Володина, А.Р. Барановская</i> Литологические и структурные особенности Капысовской свиты Нижней перми (Средний Урал) .....	6
<i>Д.Д. Кожанов, М.А. Большакова, А.И. Жданов, А.В. Мордасова</i> Изучение палеотектонической эволюции и условий формирования основных продуктивных горизонтов месторождений Калаевское и Мустафинское .....	8
<i>А.В. Коломоец, А.В. Сначёв</i> Геология и рудоносность углеродистых сланцев Кумакского месторождения .....	12
<i>А.А. Митин</i> Перспективы нефтеносности Тульских карбонатов Южно-Татарского свода Республики Башкортостан .....	16
<i>М.А. Мкртчян, Б.В. Саакян, Э.Г. Геодакян</i> Краткосрочные прогнозирование афтершоковых последовательностей ванских (24.11.1976 г., m=7.1; 23.10.2011г., m=7.2) землетрясений .....	18
<i>В.И. Сначёв</i> К истории формирования гранитоидов Кисегачского массива (Южный Урал) .....	24
<i>И.С. Хопта</i> История развития и нефтегазоносность северной части Камско-Бельского авлакогена .....	28

### 2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

<i>С.С. Попов, Г.Н. Шилова</i> Палинологическая характеристика аллювиальных комплексов верхнего неоплейстоцена междуречья р. Ай и р. Юрюзань (Южный Урал) .....	32
<i>Л.А. Шмелёва</i> Литологические типы Верхнеордовикско-Нижнесилурийских отложений в разрезе руч. Заколаэль (бассейн р. Илыч, Северный Урал) .....	37

### 3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

<i>Ю.В. Денисова</i> Температурный режим формирования гранитов Кузьпуаюского массива (Приполярный Урал) по циркону .....	41
<i>А.В. Сначёв</i> Углеродистое вещество в черных сланцах Максютковского комплекса (Южный Урал) .....	44
<i>А.В. Сначёв, К.Р. Нуриева</i> Структурные парамагнитные алюминиевые центры в кварце Сиратурского месторождения золота (Южный Урал) .....	49
<i>В.И. Сначёв</i> Физико-химические условия формирования Челябинского гранитоидного массива (Южный Урал) .....	53
<i>А.Г. Султанова, С.В. Мичурин, Е.О. Калистратова, Г.М. Казбулатова</i> Геохимия фтора Западно-Акташской рудной зоны (Южный Урал) .....	58
<i>Н.С. Уляшева</i> Петрография и геохимия метасоматитов западной части Харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) .....	64

<i>А.А. Шарипова, С.В Мичурин</i> Геохимические особенности и условия образования Восточно-Акташского рудопоявления золота (Южный Урал) .....	68
---	----

#### **4. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

<i>А.Р. Гумеров</i> Перспективы нефтегазоносности Франско-Турнейских отложений Благовещенской впадины Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна .....	72
<i>А.А. Занчаров</i> Production of unconventional hydrocarbon reserves associated with Domanic deposits from the Volga-Ural oil and gas province for example of the Udmurt Republic .....	77
<i>К.А. Карапетян, А.З. Чилингарян, Т.А. Чилингарян</i> Характер собственных значений корреляционных матриц при фильтрации геофизических полей .....	80
<i>Е.А. Савин</i> КНД-Технология при поисках и разведке урановых месторождений .....	83
<i>А.О. Хотылев, Е.В. Козлова, А.А. Майоров</i> Нестандартные причины низкого удельного сопротивления пород Краснотеннинского свода (Западная Сибирь) .....	87

#### **5. АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ**

<i>А.А. Майоров, А.О. Хотылев</i> Нефтеносность гранитных массивов и в связи с ними (на примере Краснотеннинского свода, Западная Сибирь) .....	92
<i>Г.А. Мкртчян, Н.В. Овсепян, С.С. Карапетян</i> Инженерно-сейсмометрические исследования на территории новой компрессорной станции Абовянского СПХГ .....	97
<i>Н.В. Овсепян</i> Анализ спектральных амплитуд микросейсм для определения влияния Ширакской котловины на граничащие базальты .....	101
<i>А.М. Урусова</i> Применение современных биотехнологий в очистке загрязнённых нефтью водоёмов .....	105
<i>Т.А. Чилингарян, К.А. Карапетян, А.З. Чилингарян</i> Анализ особенности временных изменений параметра кажущегося сопротивления .....	109

# 1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАПЫСОВСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕЙ ПЕРМИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

*Е.А. Володина, А.Р. Барановская*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова*

*e-mail: ekaterina.volodina2015@yandex.ru*

Капысовская свита была впервые выделена и описана Б.И. Чувашовым (1986) на р. Серга ниже г. Михайловска [1]. Она представлена, преимущественно, галечными, а также валунными конгломератами с карбонатно-терригенным цементом. Среди конгломератов есть пачки переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов [Успенская и др., 2004ф]. Свита была описана относительно недавно и на более южных территориях: у д. Апутово и д. Татарский Малояз она представлена, в основном, валунными конгломератами с прослоями гравелитов; в окрестностях д. Ельгилидино и д. Юкаликулёво свита сложена крупнозернистыми песчаниками, а гравелиты занимают подчинённое положение [Мосейчук и др., 2015ф].

В рамках работ по подготовке к изданию листа О-40-XXXVI Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 капысовская свита была изучена авторами на трёх объектах: 1) Дорожная врезка к западу от г. Михайловск; 2) Карьер к юго-востоку от д. Шарама; 3) Карьер к юго-востоку от д. Урмикеево. Целью работы является характеристика литологических и структурных особенностей свиты на изученной территории, а также уточнение возраста свиты с помощью микрофауны. Для этого было отобрано 60 образцов для изготовления шлифов (включая образцы для определения микрофауны).

Далее описаны основные литологические и структурные характеристики каждого из разрезов:

1) Дорожная врезка к западу от г. Михайловск. Разрез представлен чередованием пачек переслаивания мелко-тонкозернистых градационно слоистых песчаников с рассланцеванными алевролитами и пачек гравелитов с терригенным цементом. Соотношение песчаников и алевролитов примерно 1:2, а мощности песчаных прослоев около 5-8 см. Иногда гравелитовые пачки сменяются на песчанистые известняки или органогенно-обломочные известняки. Присутствуют мелко- и среднегалечные конгломераты с плохо выраженной ориентировкой галек. Вероятнее всего (поскольку реперного слоя найти не удалось), слои смяты в открытую прямую антиклинальную складку, так как в западной части разреза они падают на запад под углом  $15^\circ$ , а в восточной – на восток примерно под тем же углом. В «ядре» примерно в середине разреза обнажается хаотическая пачка конгломератов в алевролитовом матриксе.

2) Карьер к юго-востоку от д. Шарама. В данном разрезе капысовская свита представлена чередованием песчаников от тонкозернистых до гравелистых и аргиллитов. Породы смяты в открытые складки, крылья падают преимущественно на ВЮВ и ЗСЗ, углы падения крыльев в среднем около  $30^\circ$ . Структуру можно интерпретировать как крупную антиклиналь, осложненную складками второго порядка. В верхах разреза, в восточной части, присутствует олистостромовая пачка – она представлена мелко-среднегалечными конгломератами, обломки хорошо окатаны, но ориентированы по-разному. В толще встречаются валуны (около 30 см в поперечнике) карбонатного состава с фауной. Матрикс терригенный. В пачке имеются олистоплаки флишевого строения, возможно, из нижележащих слоев.

3) Карьер к юго-востоку от д. Урмикеево. Отчётливо различаются нижняя и верхняя части разреза. Общая высота стенки около 20 м. Нижняя часть (10 м) представлена чередованием гравелитов, конгломератов и грубозернистых песчаников с песчаниками и алевролитами, которые занимают подчинённое положение. В верхней части – наоборот, –

подчинённое положение занимают уже грубозернистые породы, а, в основном, это переслаивание песчаников и алевролитов. В флишеидных пачках имеются послойные зеркала скольжения. Слои падают на восток под углом  $30^\circ$ . Толща разбита несколькими разломами – как взбросами (Аз пд 290 $\angle$ 50), так и сбросами (Аз пд 350 $\angle$ 50).

Время формирования капысовской свиты – середина сакмарского века. В целом, она сложена относительно грубообломочными породами, а нижележащая чигишанская и перекрывающая бисертская свиты представлены флишем (переслаивание разномернистых песчаников и аргиллитов) с карбонатными прослоями. Такая смена размерности отложений вверх по разрезу на более крупную свидетельствует о тектонической активизации. Вероятнее всего, формирование капысовской свиты связано с одним из этапов коллизии, во время которого происходила поставка грубообломочного материала.

### Список литературы

1. Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002.
2. Мосейчук В.М. и др., Отчет о выполненных работах о выполненных работах по объекту «ГДП-200 листа N-40-XI (Бакальская площадь) и составление и подготовка к изданию комплекта Госгеолкарты-200 листа N-40-VI (Кусинская площадь)». Челябинск, 2015.
3. Успенская Е.А. Опытные-методические работы по созданию Госгеолкарты-200 листов О-40-XXX, О-40-XXXVI (Среднеуральская серия), 2004.

# ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛАЕВСКОЕ И МУСТАФИНСКОЕ

Д. Д. Кожанов, М. А. Большакова, А. И. Жданов, А. В. Мордасова

МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

e-mail: dimitriykozz@gmail.com, m.bolshakova@oilmsu.ru, pw12307@mail.ru,

a.mordasova@oilmsu.ru

В настоящее время при поиске скоплений углеводородов (УВ) наряду со стандартными методами исследований применяется также и комплексный палеогеографический анализ. Суть его заключается в восстановлении эволюции дифференциальных тектонических движений и развития различных геологических тел. В данной статье будут рассмотрены результаты построения изопахического треугольника для территории Приикского лицензионного участка (ЛУ), включающей в себя месторождения Калаевское и Мустафинское [Попова С.В., 2015]. Актуальность исследования данной территории продиктована интересом к изучению нефтегазоносности восточных частей Южно-Татарского свода, как перспективного объекта для прироста добычи УВ из палеозойских толщ платформенного Башкортостана.

В региональном тектоническом плане Приикский ЛУ расположен в Волго-Уральском нефтегазоносном бассейне (НГБ), в пределах Альметьевской вершины Южно-Татарского свода (Рис. 1).

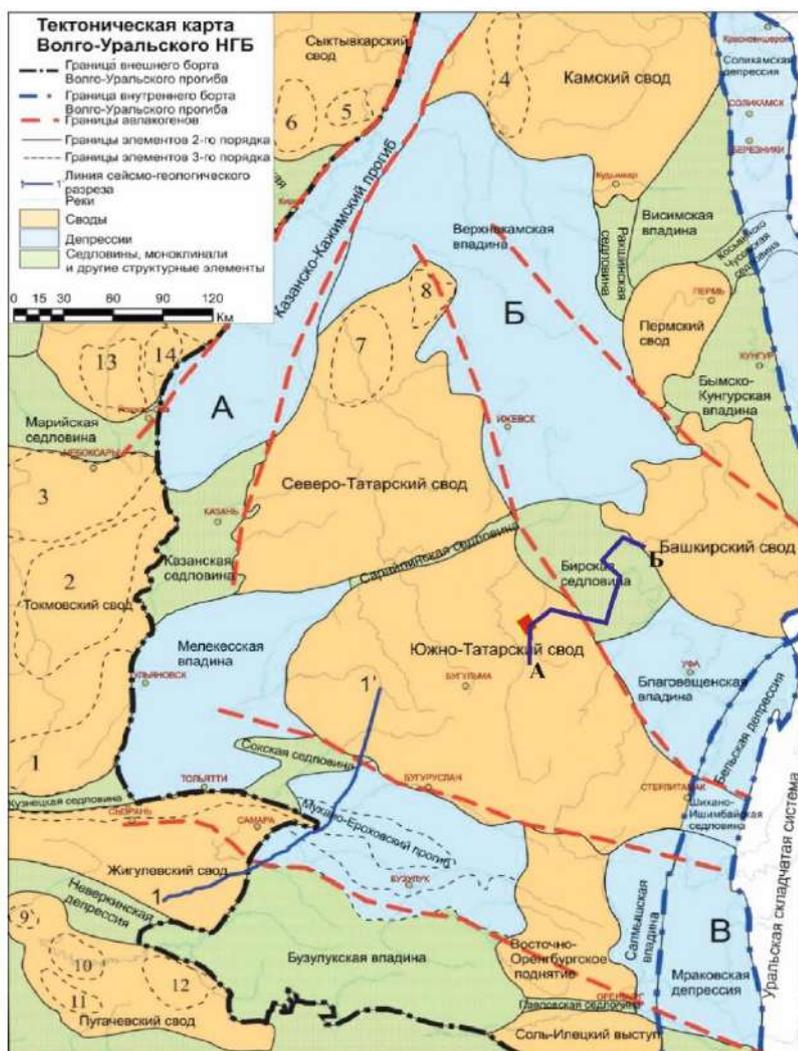


Рис. 1. Положение Приикского ЛУ на тектонической карте Волго-Уральского НГБ [1] с дополнениями.

Исследуемая территория расположена в непосредственной близости от Актаныш-Чишминского прогиба, входящего в Камско-Кинельскую систему прогибов. Зоны бортов некомпенсированного прогиба являлись благоприятными участками для роста органогенных построек. Над биогермными постройками в покрывающих отложениях формировались структуры облекания. С последними связан основной тип ловушек нефти на данной территории.

Геологический разрез изучаемой площади представлен породами кристаллического фундамента, девонскими, каменноугольными, пермскими и четвертичными отложениями. Особенностью является отсутствие отложений рифей-вендского возраста (Рис. 2).

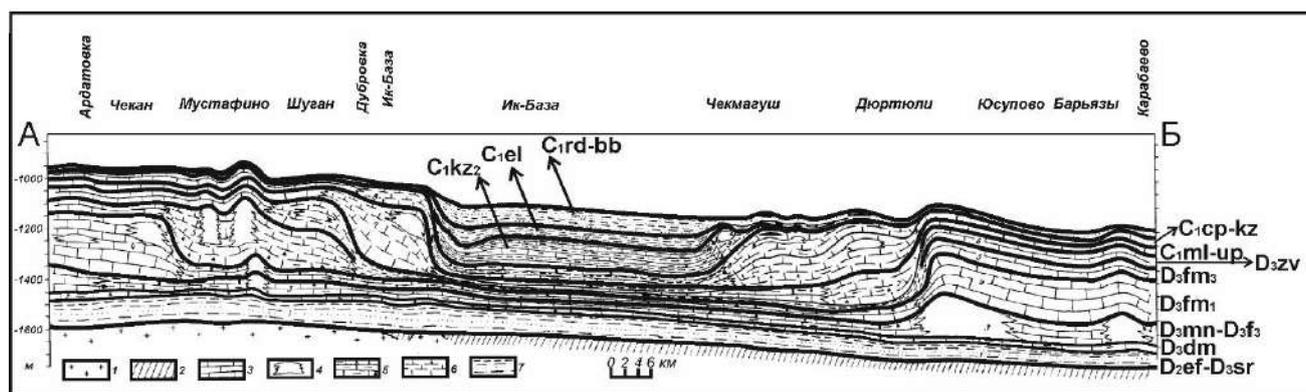


Рис. 2. Геологический разрез Актаныш-Чишминского прогиба Камско-Кинельской системы прогибов [2] с дополнениями. **Условные обозначения:** 1 – фундамент, 2 – рифейско-вендский комплекс, 3-7 – отложения: 3 – карбонатные нормально-слоистые мелководно-шельфовые, 4 – биогермные, 5 – кремнисто-битуминозно-глинисто-карбонатные относительно глубоководные доманикового типа, 6 – карбонатные и глинисто-карбонатные клиноформные, 7 – песчано-глинистые. **Комплексы (цифры на разрезе):** 1 – эйфельско-саргаевский, 2 – доманиковый (семилукский), 3 – мендымско верхнефранский, 4 – нижнефаменский, 5 – верхнефаменский, 6 – заволжский, 7 – малевско-упинский, 8 – черепетско-кизеловский, 9 – верхнекизеловский, 10 – елховский, 11 – радаевско-бобриковский.

На исследуемом участке находятся два месторождения нефти: Калаевское на западе и Мустафинское на юго-востоке. На месторождениях промышленно нефтеносными являются отложения терригенного девона (песчаники пашийского горизонта) и нижнего карбона (песчаники алексинского, тульского и бобриковского горизонтов). Нефтематеринские толщи (НМТ) в пределах исследуемого ЛУ локально прослеживаются в отложениях пашийского и кыновского горизонтов, однако в качестве основной НМТ стоит рассматривать глинисто-карбонатно-кремнистые породы доманикового горизонта, развитые в пределах Актаныш-Чишминской зоны Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП). Покрышкой для залежей УВ являются аргиллиты и глинисто-карбонатные отложения терминальной части отложений пашийского яруса, а также оолитовые доломиты, известняки и ангидриты нижнепермского возраста (P<sub>1</sub>as-sm).

С целью установления основных тектонических событий, повлиявших на формирование нефтегазоносности Приикского ЛУ была построена серия структурных карт и карт мощностей, объединенная в изобахический треугольник (Рис. 3).

Так, в результате анализа построений можно сделать выводы о том, что в юго-западной части территории отмечаются возвышенные участки палеорельефа (предположительно карбонатные рифогенные постройки), которые имеют унаследованное допашийское заложение.

Максимальная область распространения карбонатной платформы в пределах исследуемого участка приходится на фаменское время, после чего происходит смещение

области осадконакопления в сторону общего регионального северо-восточного погружения. Также можно отметить, что вплоть до визейского времени в северо-восточной части наблюдается развитие грабенообразного прогиба, являющегося одной из ветвей Актаныш-Чишминского прогиба ККСП, на бортовых частях и смежных областях которого происходил, размыв пород кровли турнейского яруса, вследствие чего структурную карту поверхности турнейского яруса следует считать эрозионно-структурной.

В верейское время в результате предшествовавшего ему перерыва в осадконакоплении в юго-западном направлении происходит формирование структур облекания рифовых массивов, являющихся основными ловушками для УВ в пределах изучаемой площади. Таким образом, данный объект может быть перспективным на поиски местоскопления УВ.

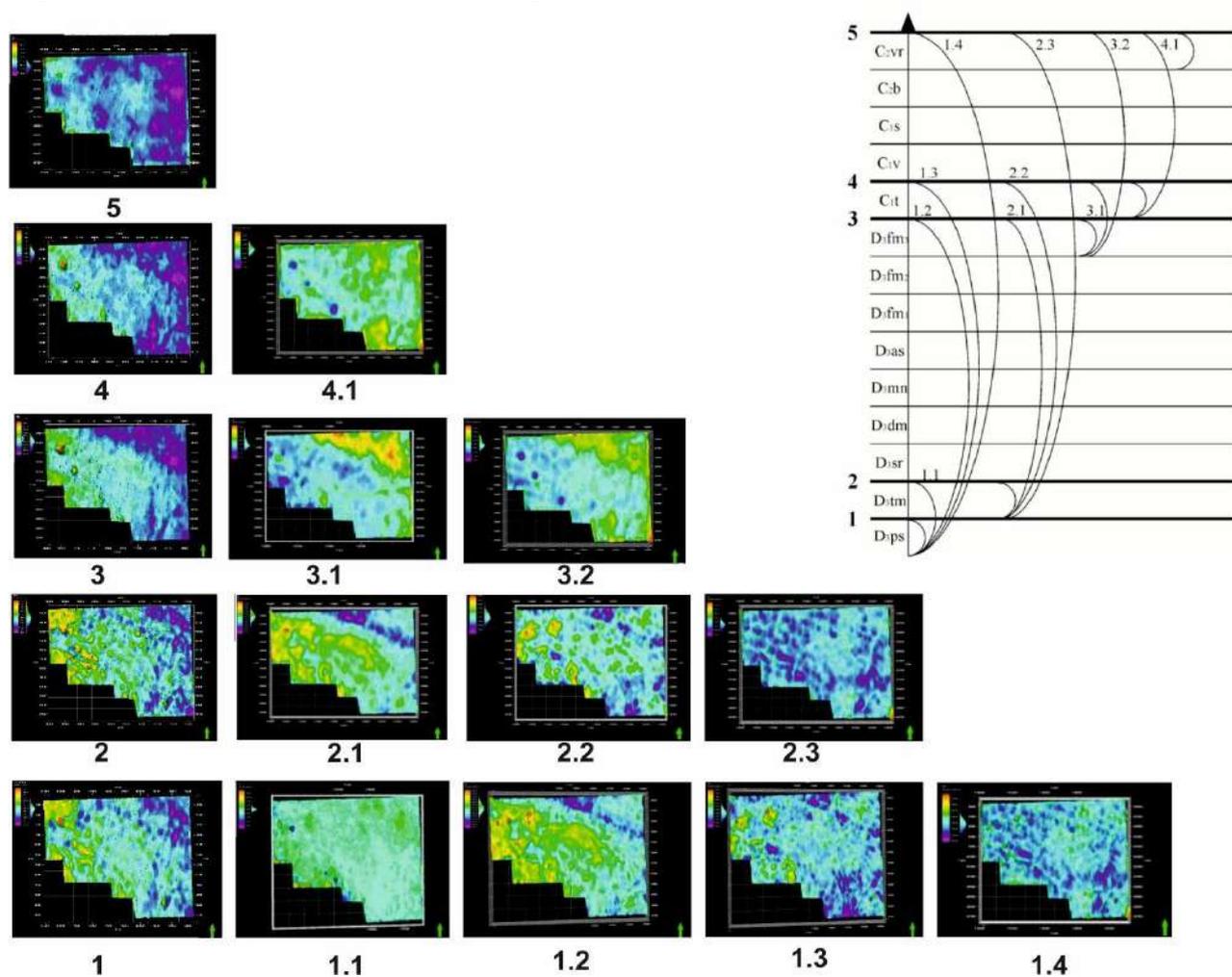


Рис. 3. Изопахический треугольник, построенный для Приикского ЛУ.

В результате анализа изопахического треугольника можно сделать следующие выводы: положение карбонатных рифогенных построек имеет унаследованный характер в зависимости от локации выступов фундамента; перспективность структур верейского облекания рифовых построек обусловлена палеогеографическими и тектоническими условиями формирования изучаемых отложений.

Таким образом, изучение палеотектонической эволюции и условий формирования основных продуктивных горизонтов месторождений Калаевское и Мустафинское посредством построения изопахического треугольника позволило выделить перспективные объекты для опробования их на наличие промышленных запасов УВ.

### **Список литературы**

1) Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И. и др. Доманиковские отложения Волго-Уральского бассейна – типы разрезов, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы. Спецвыпуск. Ч.1. Казань: Георесурсы, 2017. С.112-124.

2) Глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы (Март, 2017) // Сайт Geologam.ru. (<http://www.geologam.ru/oil/field/imagedata/4878/5/>). Дата обращения: 09.08.2020.

# ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ КУМАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.В. Колomoец<sup>1</sup>, А.В. Сначёв<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Оренбургский государственный университет, Оренбург, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

e-mail: kolomoyets56@mail.ru

В последнее годы большое внимание геологов привлекают рудные зоны с благороднометалльной минерализацией, локализованной в углеродистых толщах разного возраста. С ними связаны крупные золоторудные месторождения – Сухой Лог, Мурунтау, Кумтор, Наталкинское, Светлинское и др. Это обусловлено тем, что углеродистые сланцы представляют собой благоприятную геохимическую среду для первичного накопления золота, его мобилизации и переотложения, а также генерируют обширные россыпные поля в зоне их денудации [1, 4, 10-15].

В Оренбургской части Южного Урала примером золоторудного объекта в углеродистых толщах является Кумакское рудное поле, приуроченное к раннекаменноугольному Аниховскому грабену Восточно-Уральского поднятия. Он выполнен углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями. Вблизи зон тектонических нарушений, проявленных вдоль Восточно- и Западно-Аниховских глубинных разломов, развита приразломная складчатость с интенсивным смятием и частым вертикальным залеганием пород [7, 8, 10]. В центральной части грабена на десятки километров по простиранию протягивается цепочка золоторудных месторождений и проявлений, приуроченных к брединской свите (C<sub>1</sub>bd) (рис. 1).

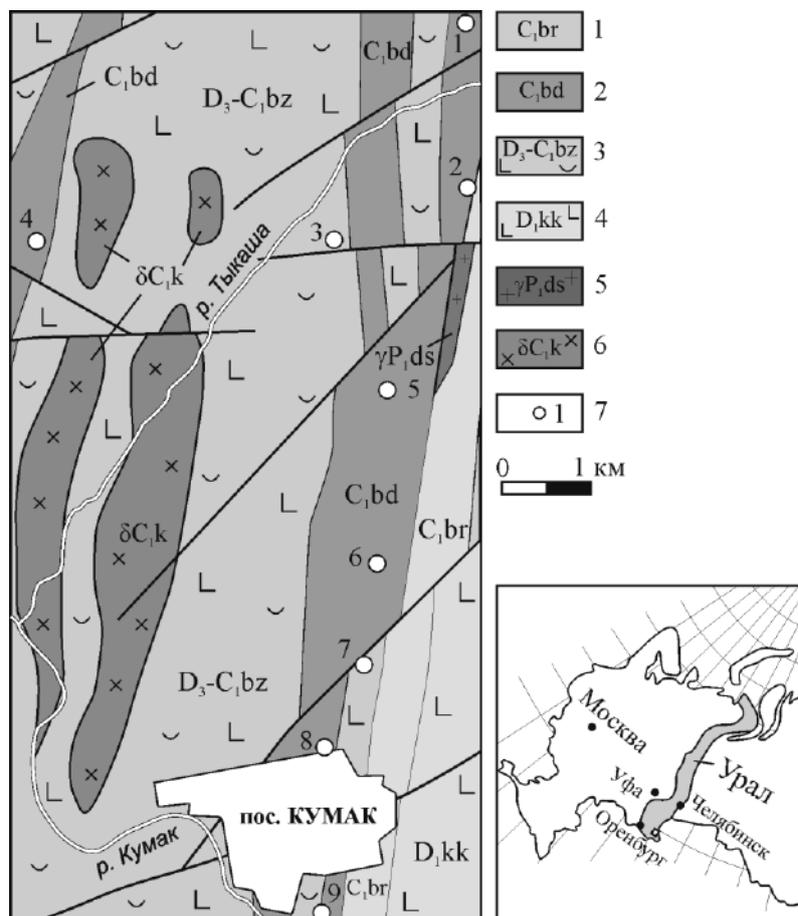


Рис. 1. Геологическая карта Кумакского рудного поля (Южный Урал) (составлена авторами по [9]).

Условные обозначения: 1 – биргильдинская толща (конгломераты, песчаники, известняки, углеродистые сланцы), 2 – брединская свита (углеродистые сланцы, песчаники, алевролиты, конгломераты), 3 – березняковская толща (туфы основного и кислого состава, реже лавы, прослой алевролитов и углеродистых сланцев), 4 – кокпектинская толща (лавы и туфы базальтов, субвулканические тела габбродолеритов, риолитов), 5 – джабыкско-санарский комплекс гранит-лейкогранитовый, 6 – кумакский комплекс диорит-плагиогранитовый, 7 – проявления и месторождения золота: 1 – Восточно-Тыкашинское, 2 – Коммерческое, 3 – Миля, 4 – Тамара, 5 – Забайкальское, 6 – Байкал, 7 – Центральное, 8 – Кумак, 9 – Кумак-Южный.

В её составе наиболее широко развиты серицит-кварцево-углеродистые и кварцево-углеродисто-турмалиновые тонкозернистые сланцы со слабо выраженной сланцеватостью, легко раскалывающиеся по плоскостям с угловатым изломом. Отмечены также песчаники, конгломераты, алевролиты, в подчиненном количестве находятся известняки, отмечаются также горизонты вулканитов основного состава. Возраст отложений брединской свиты установлен по определениям фораминифер в прослоях известняков и остаткам микрофауны и спор древних папоротников, каламитов и других растений [9].

Среди основных минералов в сланцах отмечены: кварц, серицит, карбонаты, сульфиды, турмалин и углеродистое вещество (рис. 2). В незначительном количестве присутствуют мусковит и хлорит. Вокруг зёрен кварца отмечается изгибание слюдяных чешуй, что наряду с включениями углеродистого вещества, свидетельствует о более позднем характере образования минерала.

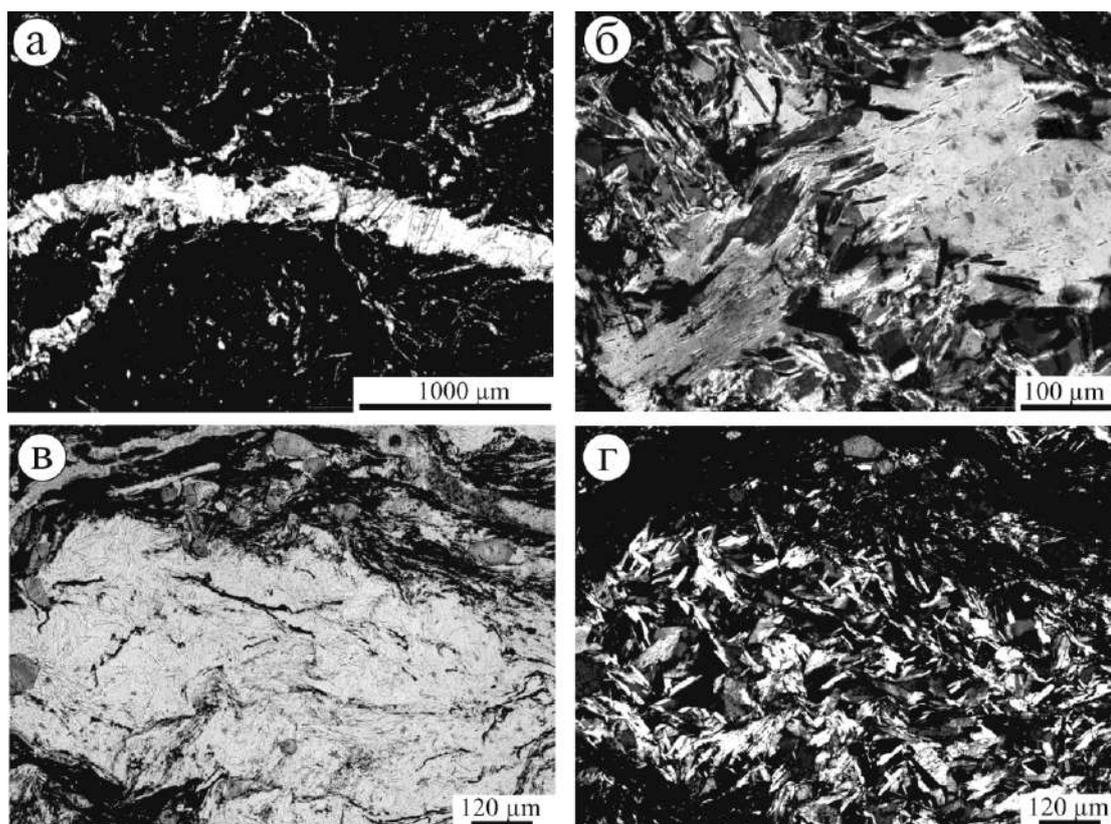


Рис. 2. Прожилки в кварц-слюдясто-углеродистом сланце (а), пойкилитовые включения мусковита в кварце, имеющие линейную ориентировку (б), основная слюдясто-кварцевая масса (в, г)

Образцы: а – КМ015g, увеличение 40, без анализатора; б – КМ025s, увеличение 200, с анализатором; в – КМ025s, увеличение 100, без анализатора; г – КМ025s, увеличение 100, с анализатором.

Выделяются разнонаправленные извилистые прожилки мощностью 0,01 – 0,3 мм (рис. 2а). Отчетливо фиксируются две системы прожилков, расположенных под углом друг к другу таким образом, что получается рисунок из фрагментов породы близких к ромбической форме. Вероятно, такие системы прожилков характеризуют плейчатость и наложенный на породу кливаж. Кроме того, в кварце из прослоев хорошо наблюдаются пойкилитовые включения тонких иголочек мусковита и реже – углеродистого вещества. Первые из них имеют часто линейную ориентировку, однонаправлены (рис. 2б). Это может свидетельствовать о гранобластезе кварца, синхронным с текстурной перестройкой породной матрицы. Отмечается закономерность в распределении кварца различного размера: в основной массе он тонкозернистый, редко с зернами крупнее 0,2 мм, с однородным погасанием (рис. 2в, г). Кварц более крупного размера наблюдается в отдельных прослоях и, по-видимому является более поздним. В таких прослоях кварц имеет волнистое либо облачное погасание, а контакты между зернами часто инкорпорационные за счёт лапчатых, зазубренных контуров зёрен. В основной же массе чаще наблюдаются конформные контакты между зёрнами. Значительное количество рассеянного углеродистого вещества придает породе темно-серый цвет (вплоть до черного). По данным термогравиметрического анализа среднее содержание  $C_{орг}$  составляет в них 6,4%, что позволяет отнести рассматриваемые отложения к углеродистому типу [5]. В составе органического вещества преобладают слабометаморфизованные сапропелевые компоненты в виде обрывков неправильной формы. В областях тектонической переработки и влияния интрузивных тел оно претерпело метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации и представлено крупными прожилковидными и чешуйчатыми выделениями графита.

По своим петрогеохимическим особенностям, черносланцевые образования Кумакского рудного поля на стандартных диаграммах попадают в поля терригенно-углеродистой и кремнисто-углеродистой формаций [5]. Условия осадконакопления были довольно специфичны для подобных отложений Южного Урала. Терригенный высокоглиноземистый осадочный материал претерпел минимальный перенос и формировался преимущественно за счет разрушения пород основного состава, а также продуктов размыва кислых вулканитов основания разреза. Отложение материала происходило в переходной от рифтогенной к коллизионной геодинамической обстановке [7].

Кумакское рудное поле характеризуется большим разнообразием золоторудной минерализации, а также сложным полиформационным типом оруденения [3], которое приурочено к пачкам переслаивания метаморфизованных первичных терригенных и глинистых пород, превращенных в углеродистые слюдисто-кварцевые и кварцево-карбонат-слудистые хлоритизированные сланцы. Богатые рудные зоны отмечены в местах пересечения меридиональных Восточно-Аниховских разломов и оперяющих их трещин с разрывами север – северо-восточного и северо-западного направлений. Золотоносными в рудной зоне являются четыре минеральные ассоциации [2]. Первая из них, развитая только на юге рудного поля, представлена тетрадимитом и самородным золотом. Вторая – мелкое самородное золото, развитое в трещинах, выполненных чешуйчатыми хлоритом и серицитом, реже – шеелитом. Третьей ассоциацией, слабо проявленной в пределах рассматриваемой площади, является полиметаллическая минерализация с бедным содержанием благородного металла. Четвертая – фиксируется в основной зоне смятия на северном участке и является преобладающей. Золото здесь тонкодисперсное, связано с мелкими кристаллами пирита, арсенопирита и приурочено к участкам обильной турмалинизации.

В ходе полевых работ опробованы на золото и серебро слабоизмененные и измененные углеродистые сланцы брединской свиты Кумакского месторождения. В первых содержание Au достигает 0,6 г/т, Ag 3–4 г/т. В измененных сланцах распределение Au крайне неравномерное – от 0,1 до 17,7 г/т. В целом, анализ показал устойчивые надкларковые содержания в черных сланцах благородных металлов, достигающие в ряде образцов промышленных значений [6].

Таким образом, наличие в окварцованных и сульфидизированных черных сланцах брединской свиты промышленных содержаний золота позволяет надеяться на выявление в них новых зон с золоторудной минерализацией.

*Геологические работы выполнены в рамках Государственного задания, тема № 0246-2019-0078. Аналитические работы выполнены при финансовой поддержке Областного гранта в сфере научной и научно-технической деятельности в 2019 году (Соглашение № 23 от 14.08.2019). Авторы благодарят С.А. Ягудину за проведение аналитических работ и Е.О. Калистратову за помощь в описании шлифов. А также выражают благодарность Кисилю Р.С. и Пантелеву В.С. за помощь в проведении полевых работ.*

#### Список литературы

1. Билибина Т.В., Богданов Ю.В. О перспективах золотоносности в районе Мугоджар // Геология рудных месторождений. 1959, №5, С. 104–111.
2. Воин М.И. Особенности структуры и оруденения Кумакского рудного поля и методика выделения обогащенных интервалов в минерализованных зонах смятия // Известия вузов. Геология и разведка. 1966. № 11. С. 77–86.
3. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Классификация золоторудных месторождений восточного склона Южного Урала // Геологический сборник, № 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 177–186.
4. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986, 244 с.
5. Коломоец А.В., Сначёв А.В. Геология и петрогеохимические особенности углеродистых отложений Кумакского рудного поля // Процессы в геосредах. 2020. № 1(23). С. 586–593.
6. Коломоец А.В., Сначёв А.В., Рассомахин М.А. Золото-турмалиновая минерализация в углеродистых сланцах Кумакского месторождения (Южный Урал) // Горный журнал. 2020. № 6. С. 24-29.
7. Коломоец А.В. Условия формирования Кумакского месторождения черносланцевой формации (Оренбургская область) // Вестник Забайкальского государственного университета, 2018, Т. 24, № 6, С. 28–35. DOI: 10.21209/2227-9245-2018-24-6-28-35
8. Лощинин В.П., Панкратьев П.В. Золотоносность нижнее-среднепалеозойских черносланцевых формаций Восточного Оренбуржья / в сб. Стратегия и процессы освоения георесурсов. – Пермь, 2006. С. 79–82.
9. Лядский П.В., Чен-Лен-Сон Б.И., Кваснюк Л.Н., Алексеева Г.А., Оленица Т.В., Мануйлов Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-VII,(XIII) (Светлый). Объяснительная записка. М.: МФ ФГБУ ВСЕГЕИ, 2018. 128 с.
10. Новгородова М.И., Якобс Е.И., Шинкаренко Ю.Г. Золотое оруденение и метасоматиты одного из районов Южного Урала // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 115–116.
11. Рыкус М.В., Сначев В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев А.В. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7. № 2. С. 17–27.
12. Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.
13. Сначев А.В., Рыкус М.В., Сначев М.В., Романовская М.А. Модель золотообразования в углеродистых сланцах Южного Урала // Вестник Московского университета, Серия 4: Геология. 2013. № 2. С. 49–57.
14. Шумилова Т.Г., Шевчук С.С., Исаенко С.И. Металлоносность и углеродное вещество в уральских породах черносланцевого типа // Доклады академии наук. 2016. Т. 469. № 1. С. 86–90.
15. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М. – Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с. DOI: 10.23681/428042.

## ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕНОСНОСТИ ТУЛЬСКИХ КАРБОНАТОВ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

*А.А. Митин*

*ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа*

*e-mail: MITINAA@bnipi.rosneft.ru*

Вопросы восполнения ресурсной базы особенно актуальны для старых нетегазодобывающих регионов, в том числе и республики Башкортостан, ввиду истощения основных базисных горизонтов добычи.

Объектом нашего исследования являются тульские карбонатные отложения окско-башкирского карбонатного комплекса Южно-Татарского свода.

В условиях платформенного Башкортостана окско-башкирские карбонатные отложения впервые обобщены в отчетах К.Р. Тимергазина (1938 г.), который впервые расчленяет карбонатную толщу на свиты на основе литологических и палеонтологических признаков. Дальнейшее обобщение окско-башкирских карбонатных отложений проводилось такими исследователями, как В.А. Балаев (1939-1943 гг.), Г.С. Порфирьев (1936-1940 гг.), Д.Ф. Шамов (1939-1948 гг.), И.С. Сулейманов (1942 г.) Б.И. Лерман (1971 г.), А.Я. Виссарионова (1939-1975 гг.) и Е.В.Лозин, А.С. Белялова, Р.Х. Масагутов (1994 г.). В пределах Оренбургской области следует отметить исследования Щеглова В.Б., Касаткина В.В., а в Республики Татарстан - Базаревской В.Г. Основной вклад в изучение перспектив нефтегазосности окско-башкирских карбонатных отложений внесли исследования А.Я. Виссарионовой.

Однако целенаправленного изучения тульских карбонатных отложений на территории Башкортостана не проводилось. В основном изучались промышленно нефтеносные башкирские отложения.

Промышленная нефтеносность тульских карбонатов установлена на Знаменском месторождении Южно-Татарского свода [1]. Она приурочена к подошвенной части тульского горизонта.

Промышленная нефтеносность тульских карбонатов Знаменского месторождения выявлена на 6 залежах, в пределах которых снизу-вверх отчетливо прослеживаются 3 тектоно-седиментационных цикла. К подошвенной части тульского горизонта приурочена промышленно нефтеносная пачка низкопористых известняков, в процессе испытания которых при компрессировании были получены притоки от 0,5 м<sup>3</sup>/сут (скв. 1033НМ) до 23,92 м<sup>3</sup>/сут (303ТАР).

Накопление продуктивной пачки тульских карбонатов происходило в период регрессии моря в области подвижного мелководья. При описании керна установлено, что коллекторами являются зернистые разности известняков – преимущественно пакстоуны, а покрывкой выступают глинистые вакстоуны и мадстоуны, накопившиеся при трансгрессии моря.

При комплексировании данных керна, ГИС, опробований и нефтепроявлений была прослежена пачка тульских карбонатов Знаменского типа и выделена зона её распространения (рис. 1). Мощность коллекторов изменяется от 1 до 6 м, достигая максимальных значений в пределах Знаменского месторождения. При этом происходит выклинивание пачки пористых известняков на север и их замещение плотными карбонатными разностями на восток ввиду углубления бассейна седиментации.

В подавляющем большинстве скважин мощность коллектора составляет менее 2 м, а по данным изучения керна, участки сплошного нефтенасыщения имеют мощность до 0,4 м. При этом пористость по ГИС составила 8 %, а по керну – 15%. Таким образом, тульские карбонатные отложения представляют собой тонкослоистые толщи, вопросы определения фильтрационно-емкостных параметров которых по методам ГИС ещё предстоит определить.

Между тем, выделенная при комплексировании ГИС, керна, опробований и нефтепроявлений зона распространения тульских карбонатов Знаменского типа представляет

интерес ввиду высокой степени разбуренности и наличия скважин, находящихся в ожидании ликвидации, в которых рекомендуется провести опробование в интервале тульских карбонатных отложений.

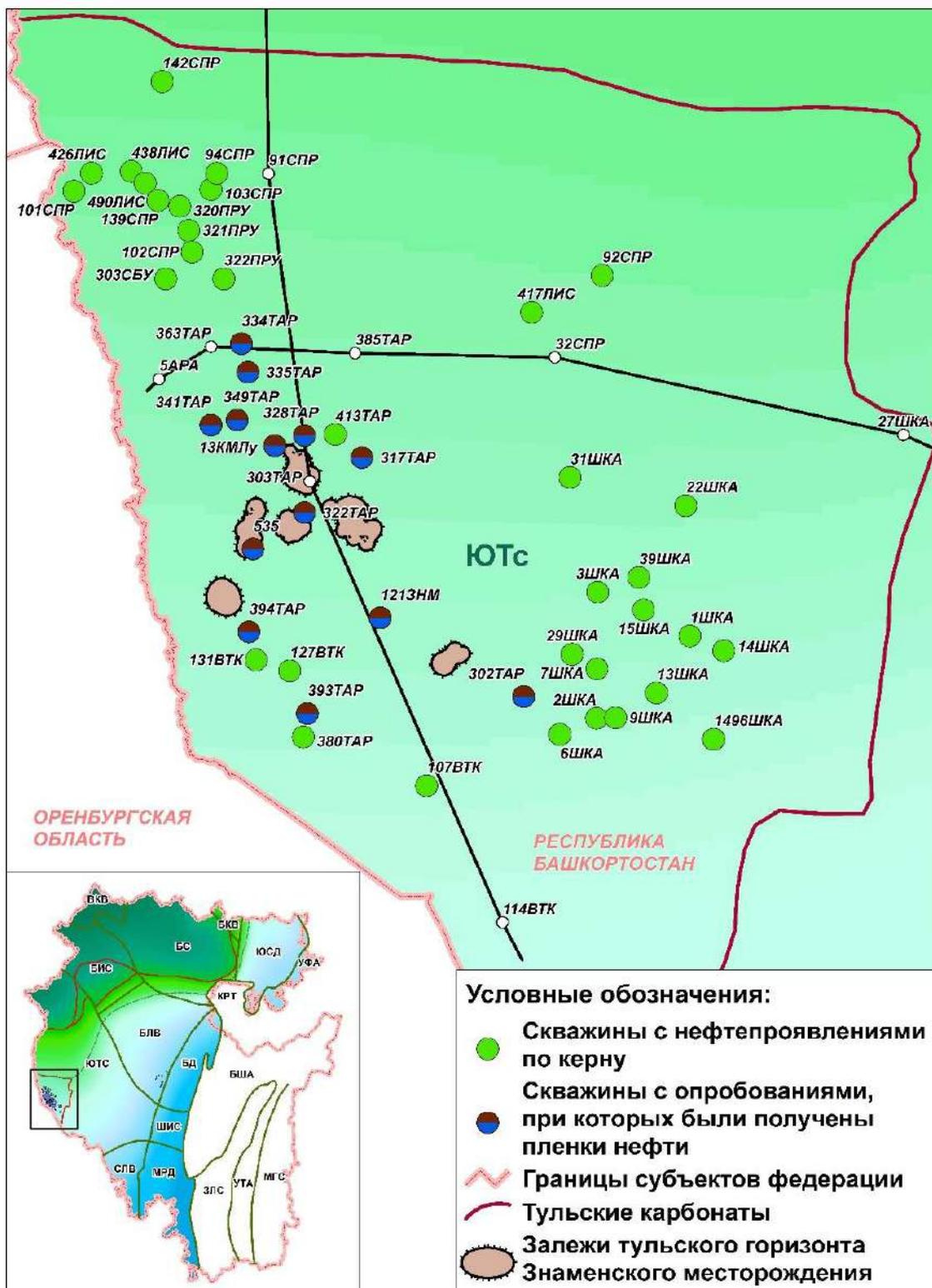


Рис. 1. Зона распространения тульских карбонатов Знаменского типа.

### Список литературы

1. Лозин Е.В. Атлас нефтяных и газовых месторождений, разрабатываемых ПАО АНК «Башнефть». Уфа: БашНИПинефть, 2015. 270 с.

## КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ВАНСКИХ (24.11.1976 Г., М=7.1; 23.10.2011Г., М=7.2) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*М.А. Мкртчян, Б.В. Саакян, Э.Г. Геодакян*

*ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения*

*e-mail: mary-mary-86@mail.ru*

Благодаря развитию исследований в области теории разрушения твердого тела и физическому осмыслению параметров афтершокового процесса в законе Омори-Утсу в настоящее время проводятся многочисленные сейсмологические исследования, направленные на оценку напряженно-деформационного состояния геологической среды, разрядки напряжений очаговой зоны землетрясений, выявление модели разрядки напряжений в различных фазах афтершокового процесса, а также прогнозирование афтершоковой активности.

В вышеперечисленных направлениях исследований прогнозирование афтершоковой активности имеет важное научно-прикладное значение. Актуальность этих исследований заключается в том, что вследствие основного толчка землетрясения многие здания и сооружения, получившие внутренние повреждения, становятся более уязвимыми и могут разрушиться даже при повторных толчках, магнитуда которых существенно уступает магнитуде главного толчка.

В последнее время в результате исследований афтершоковой активности многочисленных сильных землетрясений, разработаны два основных методических подхода к прогнозированию афтершоковой активности [1, 2, 6].

Первый подход применяется в тех случаях, когда невозможно получить аналитические выражения вероятности прогнозируемых событий [6]. Второй подход применяется при наличии достаточных сейсмостатистических данных.

В настоящей работе поставлена цель на основе сейсмостатистических данных афтершоковых процессов двух сильных землетрясений, произошедших в районе оз. Ван (Турция), с магнитудой М=7.1 1976 г., М=7.2 2011 г., осуществить краткосрочное прогнозирование афтершоковой активности.

Особый интерес к этим землетрясениям обусловлен тем, что их очаги расположены на эшелонированной Гайлату – Сеямчешме – Хой – Маку – Тавриз системе глубинных разломов, являющейся юго-восточной ветвью Северо-Анатолийского глубинного трансформного разлома. Это разломная система является передовой зоной коллизии Аравийской макроплиты и непосредственно примыкает к территории Армении (рис. 1).

Активные геодинамические процессы, происходящие в этой коллизонной зоне, сопровождаются резкими изменениями тектонических напряжений и обусловленными ими сейсмотектоническими деформациями, благодаря которым формируется сейсмическая активность территории Армении.

Учитывая наличие достаточного количества сейсмостатистических данных афтершоковых последовательностей вышеуказанных землетрясений для краткосрочного прогнозирования афтершоковой активности, нами был применен второй методический подход.

Исследование осуществлялось в три этапа. На первом этапе был построен график затухания афтершокового процесса и оценены количественные значения основных характеристик закона Омори-Утсу [7]. Количество афтершоковых последовательностей для землетрясений 1976 и 2011 гг. составило, соответственно, 348( $8 < k < 14$ ) и 6800( $7 < k < 15$ ). На основе закона Гутенберга-Рихтера определены представительные магнитудные классы для этих землетрясений и значение коэффициента  $b$  графика повторяемости (таблица 1). На основе этих данных были построены графики затухания афтершоков во времени (рис. 2(а), 3(а)).

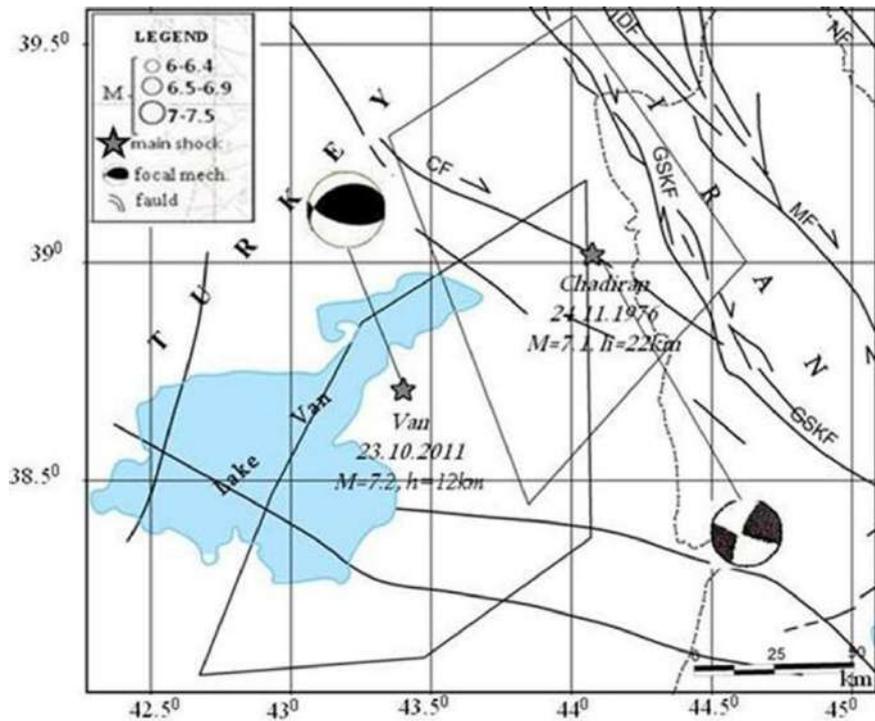


Рис. 1. Основные сеймотектонические элементы в районе оз. Ван, механизмы очагов землетрясений 1976 г., 2011 г. и их афтершоковые поля

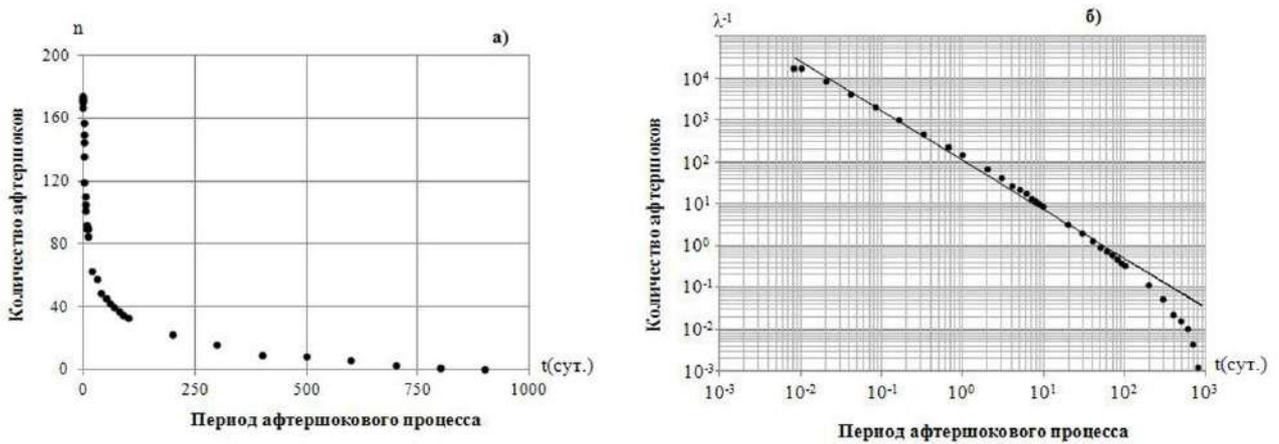


Рис.2 Степенной(а) и логарифмический(б) графики затухания афтершокового процесса землетрясений 1976 г.

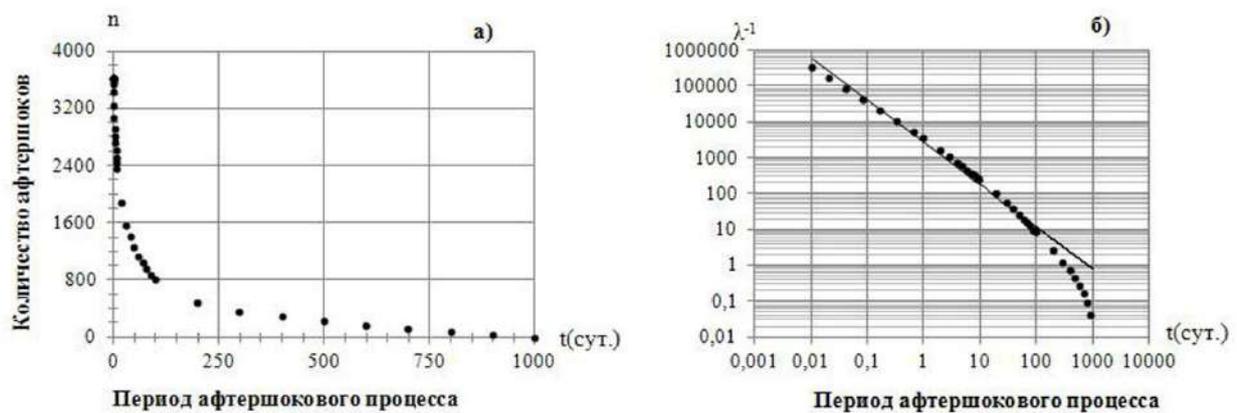


Рис. 3. Степенной (а) и логарифмический (б) графики затухания афтершокового процесса землетрясений 2011 г.

Полученные графики показывают, что затухание афтершоковых процессов вышеуказанных землетрясений аппроксимируется гиперболической зависимостью и соответствует обобщенному закону Омори-Утсу [7]

$$n(t) = \frac{k}{(c+t)^p} \quad (1)$$

Применяя модель LPL (Limted power low) [3, 4], полученные графики степенного затухания с помощью билогарифмического представления были разложены на три составляющие (рис. 2(б), 3(б)), которые дают возможность оценить количественные параметры А, р, с закона Омори.

Необходимые для осуществления последующих исследований численные значения параметров приведены в таблице 1.

Таблица 1

Численные значения основных параметров афтершоковых процессов землетрясений 1976–2011 гг.

Наз. земл.	M	M <sub>0</sub>	b	N	A	p	c	λ <sub>a</sub>	λ <sub>b</sub>	t <sub>1</sub>	t <sub>2</sub>
24.11.1976г.	7.1	3.3	0.954	177	17.62	1.19	14.5	0.11	1.66E+0. 4	0.0104	200
23.10.2011г.	7.2	2.7	1.008	3602	399	1.18	15.5	2.45	3.41E+0. 5	0.01	200

На втором этапе осуществлен перенос полученных для базисного промежутка времени количественных значений параметров афтершоковых процессов на последующий прогнозируемый период времени. Для этой цели были применены предложенные Ризенбергом и Джонсом вероятностные зависимости между временем t и параметрами модели затухания [6].

$$n(t, M) = 10^{-bM} A(t + c)^{-p} \quad (2)$$

где t — время после основного толчка; M — представительная магнитуда; b- параметр закона Гутенберга-Рихтера; A, p, c - параметры закона Омори-Утсу.

Согласно подходу Ризенберга-Джонса, параметры закона Омори-Утсу оценивались на базисном интервале (10 суток), на каждом шаге время t увеличивалось на 0.5 суток. Прогноз выполнялся на момент времени 1.5t для магнитуд больших или равных M<sub>0</sub> ≤ M<sub>i</sub> ≤ M<sub>m</sub>-2, где M<sub>0</sub>- магнитуда полноты каталога, M<sub>m</sub>-магнитуда основного толчка [1]. Магнитудные интервалы увеличивались шагом Δm=0.5[5]. Для каждой группы магнитуд рассчитывались количественные значения афтершокового потока, за последующие базисные интервалы времени, равные 5, 10, 20, 30 суткам, численные значения которых приведены в таблице 2.

Таблица 2

Прогнозируемые и наблюдаемые численные значения афтершоковых потоков

			Прогнозируемые численные значения					Наблюдаемые численные значения				
			n(M <sub>0</sub> ≤ M <sub>i</sub> ≤ M <sub>m</sub> -2)									
			M=3	M=3. 5	M=4	M=4. .5	M=5	M=3	M=3. 5	M=4	M=4. 5	M=5
24.11.1976г.	t(сут)	5	–	40	24	5	3	–	34	21	7	4
		10	–	56	27	7	4	–	51	24	8	5
		20	–	62	29	9	6	–	65	27	11	7
		30	–	65	32	12	7	–	70	27	11	7

23.10.2011г.	$t_0$ (сут)	5	380	300	102	32	9	358	286	95	34	10
		10	690	440	125	40	10	659	407	121	42	11
		20	1020	560	142	52	11	972	526	145	57	12
		30	1270	630	155	60	13	1203	588	159	64	15

На третьем этапе проводился сравнительный анализ прогнозируемых и реально наблюдаемых афтершоковых потоков. Для этой цели на основе численных данных, приведенных в таблице 2, осуществлено графическое представление прогнозирования афтершоковой активности (рис. 4, 5).

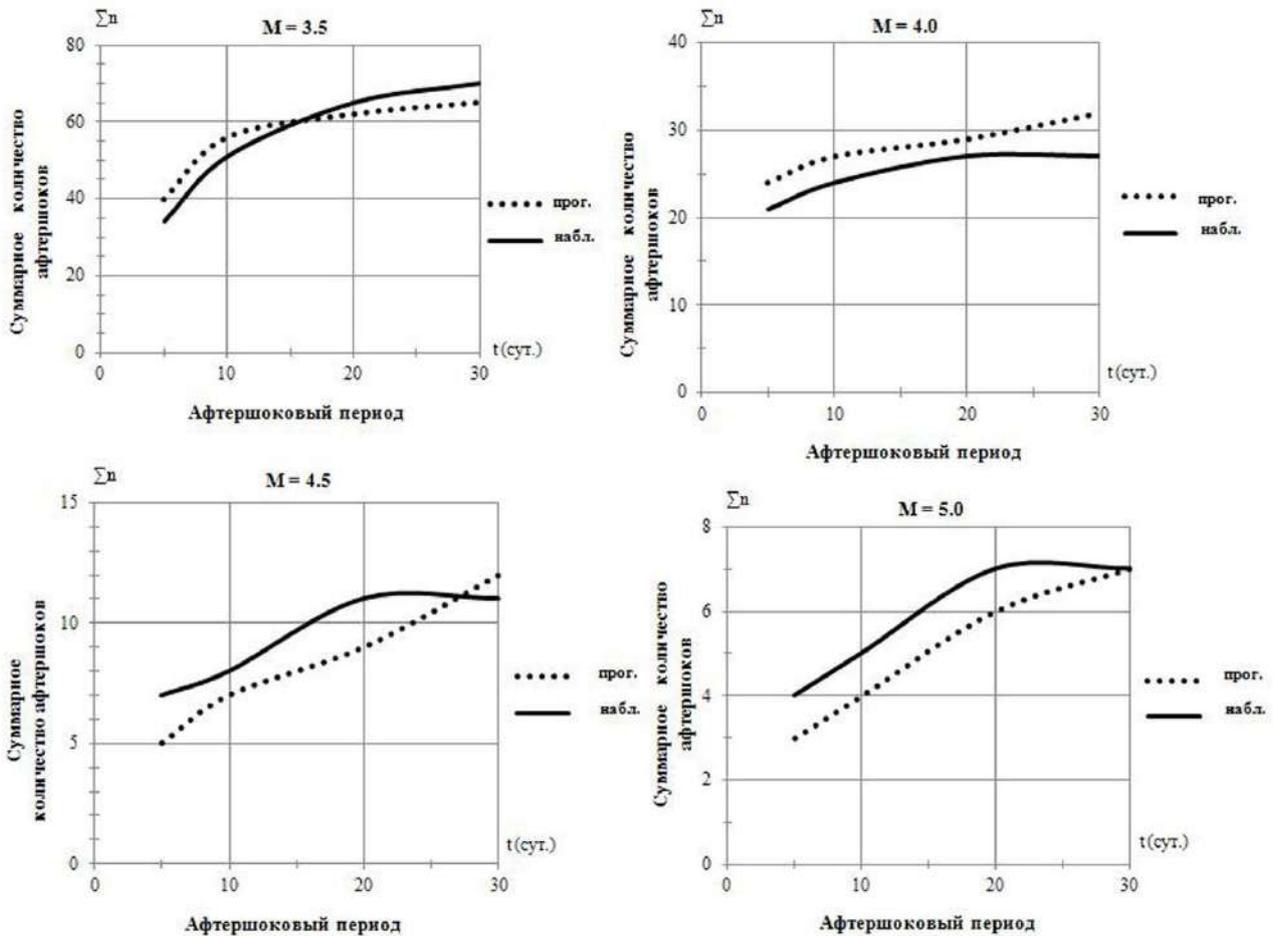


Рис. 4. Наблюдаемые и прогнозируемые количества афтершоков в  $M_0 \leq M_i \leq M_m - 2$  магнитудном интервале для прогнозируемых интервалов времени  $t=1.5$  баз. при землетрясении 1976 г.

На этих графиках ось абсцисс представляет собой прогнозируемые интервалы времени, а по оси ординат отсчитывается количество прогнозируемых афтершоков в магнитудных интервалах  $\Delta m=0.5$ .

Для сравнительного анализа за основу были приняты реальные наблюдаемые значения, относительно которых проводился расчет среднего квадратичного отклонения прогнозируемых значений от наблюдаемых,

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(n_i - \bar{n})^2}{n(n-1)}} \quad (3)$$

где  $n_i$  - прогнозируемые расчетные значения;  $\bar{n}$  - реально наблюдаемые значения.

Оценены доверительные интервалы прогнозируемой афтершоковой активности, которые, соответственно, составляют 76% (1976 г.) и 92% (2011 г.). Значительное различие процентных значений доверительных интервалов краткосрочных афтершоковых активностей, при практически одинаковых значениях параметров  $p, c$ , по всей вероятности, обусловлено порядковым различием количественных значений величин параметров  $A$ . Порядковое различие параметра  $A$  связано с общим количеством сейсмостатистических данных по каждому землетрясению, и с уровнями их энергетических представлений.

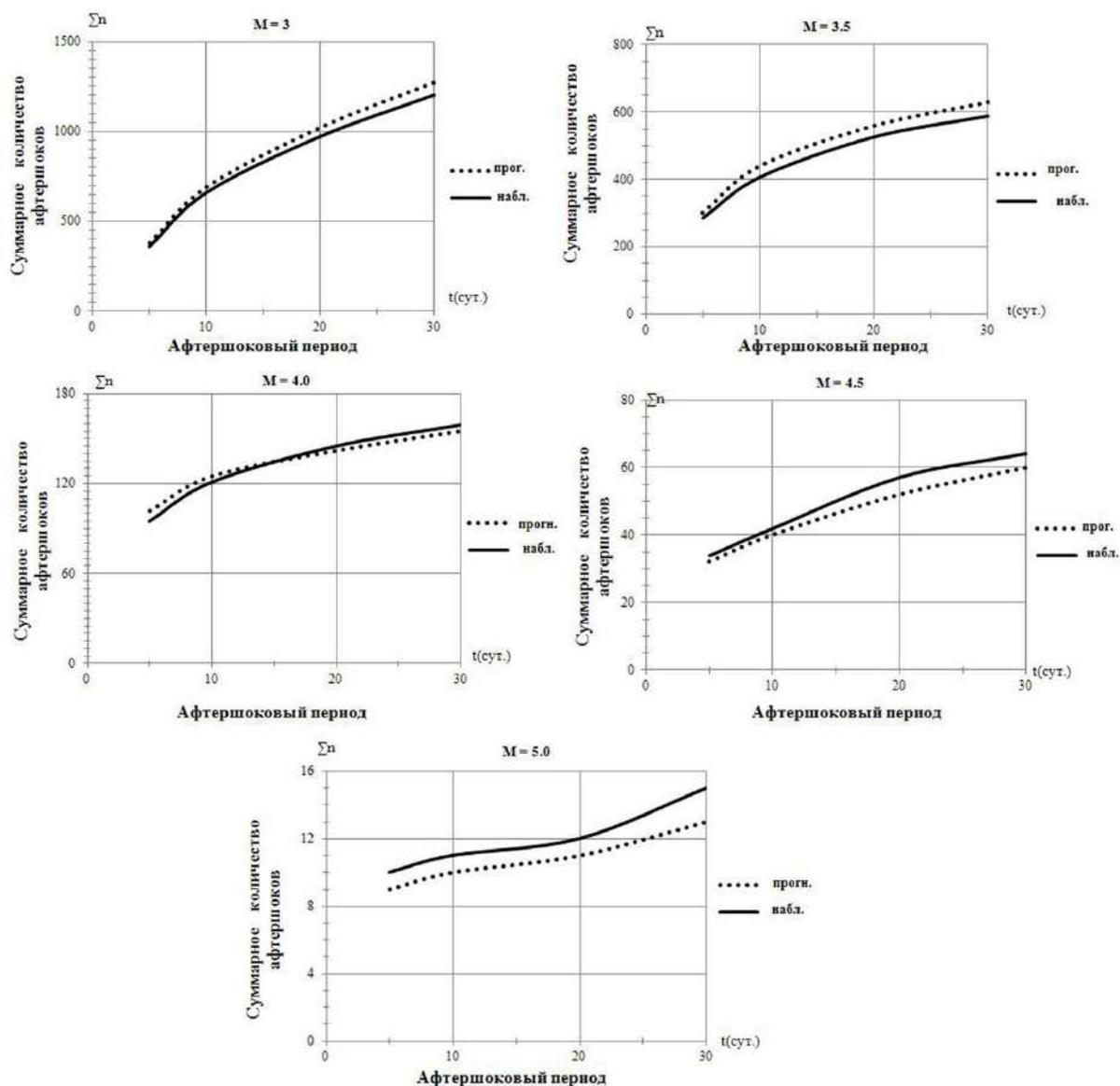


Рис. 5. Наблюдаемые и прогнозируемые количества афтершоков в  $M_0 \leq M_i \leq M_m - 2$  магнитудном интервале для прогнозируемых интервалов времени  $t=1.5$  баз. при землетрясении 2011 г.

Из полученных результатов приходим к заключению, что предлагаемые методические подходы приемлемы для краткосрочного прогнозирования афтершоковой активности сильных землетрясений Армянского Нагорья.

## Список литературы

1. Баранов С.В., Шебалин П.Н. Методика краткосрочного прогноза афтершоковой активности// Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных/ Материалы Девятой Международной сейсмологической школы Республика Армения, 8–12 сентября 2014. С. 64–68
2. Баранов С.В., Чебров Д.В. Моделирование и прогнозирование афтершоковых процессов Камчатки// Физика Земли. 2012. №11-12. С.35–46.
3. Шебалин П.Н. Афтершоки как индикаторы напряженного состояния в системе разломов //Доклады академии наук. 2004. Т. 398. № 2. С. 249–254.
4. Holschneider M., Narteau C., Shebalin P., Peng Z., and Schorlemmer D. Bayesian analysis of the modified Omori law// Journal of geophysical research, vol. 117, bxxxxx, doi:10.1029/2011jb009054, 2012.
5. Helmstetter A. and Somette D. Bath's law derived from the Gutenberg-Richter law and from aftershock properties // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. P. 2069.
6. Reasenberg P.A., Jons L.M. Earthquake hazard after a main shock in California// Science. 1989. V.242. No. 4895. P.1173–1176.
7. Ogata Y. Seismicity analysis through point-process modeling: A Review// Pure Appl. Geophys. 1999. V.242. No. 2-4. P.471–507.

## К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ КИСЕГАЧСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**В.И. Сначёв**

*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

e-mail: savant@inbox.ru

На возраст и формационную принадлежность Кисегачского массива существует несколько точек зрения. Среднеордовикский его возраст приводится в отчете В.Н. Юрецкого и других в 1982 году, в монографии Б.Н. Пермякова [6], среднекаменноугольный – в работе Г.Б. Ферштатера и др. [15], раннепермский – в отчете В.И. Петрова и др. [8]. Большинство исследователей относят массив к увельдинскому комплексу монцодиорит-гранитной формации (Юрецкий и др., Ферштатер и др., Петров и др.) и лишь Б.Н. Пермяков включает его в состав мигматит-гранитной формации. В период 1999–2003 г.г. в пределах листа N-41-VII (Миасс) сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъемка» совместно с автором данного сообщения проводились геолого-съёмочные работы масштаба 1:200000. Полученные нами результаты позволили предложить свою точку зрения на физико-химические, геодинамические условия формирования и формационную принадлежность Кисегачской интрузии.

Кисегачский гранитоидный массив расположен в юго-восточной части Ильменогорско-Сысертского блока. Он вытянут в субмеридиональном направлении от оз. Чебаркуль на юге до оз. Б. Миассово на севере на 30 км при ширине до 7–8 км и имеет субсогласную со складчатой структурой рамы форму, а в разрезе представляет собой клинообразное тело с вертикальной мощностью 0,9 км на западе и 1,6 км на востоке. Вмещающими на западе являются породы кыштымской толщи, на востоке – преимущественно углеродистые отложения булатовской и вулканогенные образования шеметовской толщ (рис. 1) [3, 10]. Чёрные сланцы первой из них являются рудовмещающими для золоторудных объектов Непряхинского рудного узла, а также других площадей Южного Урала. Восточный контакт массива тектонический и падает на восток под углом  $65^{\circ}$ – $80^{\circ}$ , южный – имеет западное падение (угол  $85^{\circ}$ ). Сложен он, в основном, гнейсовидными биотитовыми гранитами I фазы. Граносиениты и порфиоровидные граниты (II фаза) занимают южную и северную части массива. Лейкограниты (III фаза) в виде даек распространены по всему массиву.

В пределах Кисегачского массива Б.Н. Пермяковым [6] были проведены детальные работы, в результате которых сделаны следующие основные выводы: 1) гранитоиды конформно залегают в структурах вмещающих пород; 2) интрузивные контакты мигматитов и гнейсогранитов с последними отсутствуют, между ними наблюдается постепенный переход; 3) в массиве картируется ряд гнейсогранитных куполов; 4) становление Кисегачских гранитоидов происходило в два этапа: а) гранитизация исходных метаморфических пород с образованием линзовидно-полосчатых мигматитов и гнейсогранитов; б) локальное плавление пород первого этапа и кристаллизация биотитовых, мусковитовых гнейсогранитов и гранитоидов; 5) петрогеохимические характеристики гранитоидов и вмещающих их пород очень близки, что указывает на образование первых за счет субстрата.

Возраст гранитов Кисегачского массива надежно не определен: по биотиту K-Ar методом он составляет 271–274 млн. лет [2], а по Rb-Sr методу –  $263 \pm 21$  млн. лет [9]. Учитывая тот факт, что его образование предшествовало щелочному (миаскитовому) магматизму, возраст которого около 440 млн. лет [5], рассматриваемые гранитоиды можно отнести к среднеордовикским.

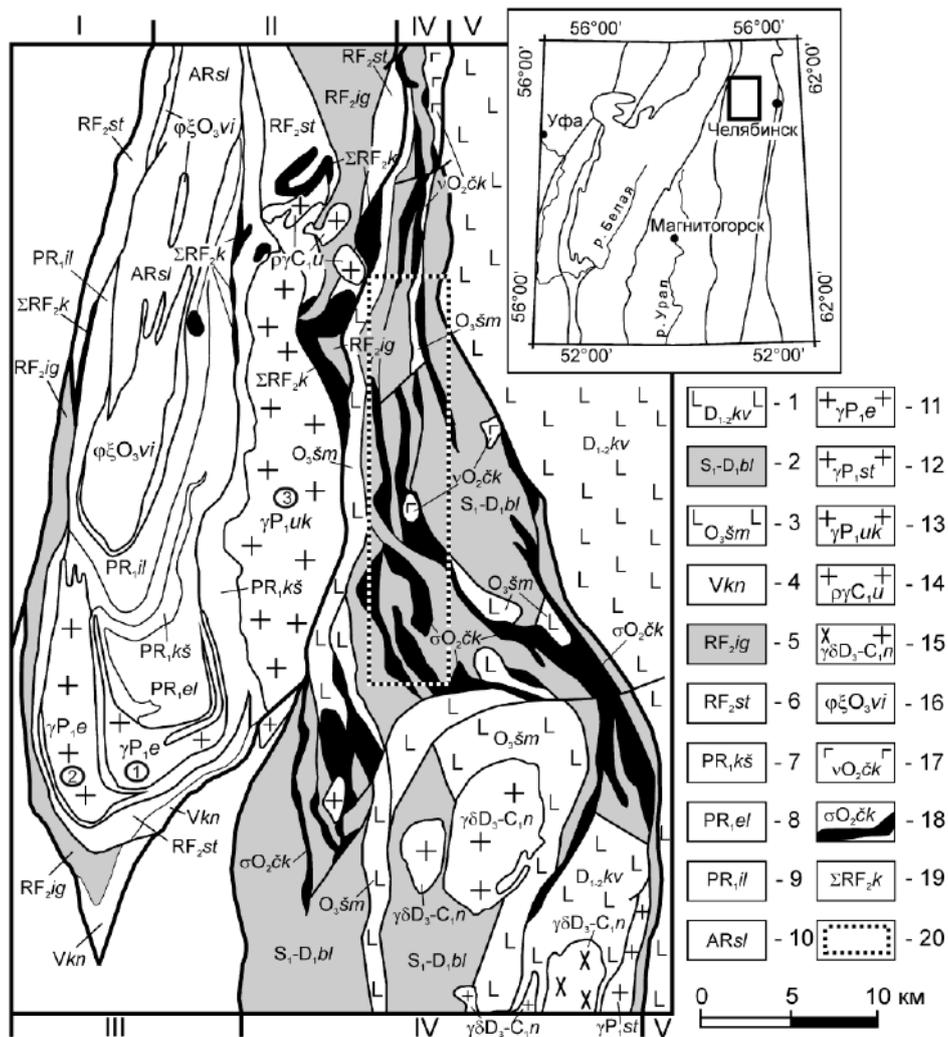


Рис. 1. Геологическая карта Ильменогорско-Сысертского мегантиклинория и восточного его обрамления (составлена по материалам В.И. Петрова и др. [8])

Условные обозначения: 1 – кулуевская толща (лавы и лавобрекчии базальтов, реже андезибазальтов); 2 – булатовская толща (сланцы углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые); 3 – шеметовская толща (базальты, андезибазальты); 4 – кундравинская свита (метагравелиты, метапесчаники с прослоями мраморизованных известняков); 5 – игишская свита (кварциты графитистые, графитистые кварцито-сланцы); 6 – сайтовская свита (плагийсланцы амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые); 7 – кыштымская толща (амфиболиты, гнейсы гранат-биотитовые); 8 – еланчиковская толща (гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые); 9 – ильменогорская толща (амфиболиты, плагийгнейсы биотитовые); 10 – селянкинская свита (плагийгнейсы биотитовые, гранат-биотитовые); 11 – еланчиковский комплекс гранитовый; 12 – степнинский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 13 – увильдинско-кисегачский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 14 – уразбаевский комплекс тоналит-плагийгранитовый; 15 – неплюевский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый; 16 – вишневогорско-ильменогорский комплекс карбонатит-миаскитовый; 17 – чебаркульско-казбаевский комплекс серпентинизированных дунитов, гарцбургитов; 18 – чебаркульско-казбаевский комплекс габбровый; 19 – каганский комплекс метаморфизованных ультрамафитов и габброидов; 20 – контур Непряхинского рудного узла.

Римскими цифрами показаны зоны: I – Вознесенско-Присакмарская и Западномагнитогорская, II – Ильменогорско-Сысертская, III – Уйско-Новооренбургская, IV – Арамилско-Сухтелинская, V – Касаргино-Рефтинская. Арабскими цифрами показаны гранитоидные массивы: 1 – Еланчиковский, 2 – Чашковский, 3 – Кисегачский.

Составы биотитов и гранатов, обобранных из огнейсованных гранитов Кисегачского массива, проанализированы И.А. Блиновым (ИМин УрО РАН, г. Миасс) на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3sbu с энерго-дисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, эталоны для биотита – биотит, для граната – пироп, андрадит и гроссуляр). Результаты химического (силикатного) анализа биотитов и амфиболов из монцогаббро и монцодиорита заимствованы из монографии Г.Б. Ферштатера и др. [15]. Формулы минералов рассчитывались по известной методике И.Д. Борнеман-Старынкевич [1], а затем с помощью диаграмм фазового соответствия магнезиальностей парагенезисов биотит-гранат и биотит-амфибол [7, 14] получены температуры и приблизительно оценено давление формирования пород. Силикатный анализ гранитоидов выполнен по стандартной методике в Институте геологии УФИЦ АРН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина), нейтронно-активационный на редкоземельные и малые элементы – в АСИЦ ВИМСа (г. Москва, аналитик Д.Ю. Сапожников).

Гранитоиды Кисегачского массива отличаются самым высокими содержаниями радиоактивных элементов: К – 5,9%; Ra –  $12 \cdot 10^{-4}$  %; Th –  $49 \cdot 10^{-4}$  %; Th/Ra = 4,1. На диаграмме  $K_2O-SiO_2$  их составы попадают в поля калий-натриевой и калиевой серий. Содержания CaO в рассматриваемых породах находятся в пределах 0,29–3,49%, Rb от 167 до 260 г/т, Sr от 100 до 360 г/т. На диаграмме Rb-Sr они располагаются в поле магм орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой, четко укладываются в область мигматит-гранитной формации и резко отделяются от габбро-гранитной формации [11]. Кисегачские гранитоиды имеют значения рубидия и стронция близкие к континентальным гранофирам и риолитам Исландии, что хорошо подтверждается вариационной диаграммой Р.Г. Колмана и М.М. Донато [4].

Физико-химические условия образования гранитоидов Кисегачского массива были реконструированы нами на основе изучения биотит-гранатового и биотит-амфиболового парагенезисов [7, 14], хорошо охарактеризованных экспериментально и широко представленных в габброидах, граносиенитах, порфиоровидных и гнейсовидных гранитах.

На диаграммах в координатах  $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$  (значения мольных долей компонентов в биотите, гранате и амфиболе) были вынесены точки составов для порфиоровидных гранитов, монцогаббро и монцодиорита. Точки гранат-биотитовых парагенезисов для порфиоровидных гранитов образуют компактную область, ограниченную параметрами  $X_{Mg}^{Bi} = 0,57-0,61$  и  $X_{Mg}^{Gr} = 0,26-0,27$ , что соответствует температуре 680–700°C. Для биотит-амфиболовой пары, отобранной из монцогаббро,  $X_{Mg}^{Bi} = 0,57$ ,  $X_{Mg}^{Amf} = 0,53$ , а  $T = 575^\circ C$ , для монцодиоритовой пары –  $X_{Mg}^{Bi} = 0,54$ ,  $X_{Mg}^{Amf} = 0,45$ , а  $T = 550^\circ C$ .

Расчет давления по известной температуре и коэффициенту  $\ln K$ , где  $K = X_{Mg}^{Bi}/X_{Mg}^{Gr}$  [14], в гранат-биотитовой ассоциации порфиоровидных гранитов ( $\ln K_1 = -0,8$ ;  $\ln K_2 = -0,78$ ;  $\ln K_3 = -0,82$ ) показал значения в пределах 7,1–7,4 кбара, что соответствует абиссальной зоне глубинности (23–24 км). Для биотит-амфиболового парагенезиса давление для монцогаббро равно 5,4 кбара, для монцодиорита – 6,0 кбар.

Итак, Кисегачский массив сложен в основном гнейсовидными биотитовыми гранитами I фазы, заметно меньше граносиенитами и порфиоровидными гранитами II фазы, которые прорываются дайками лейкогранитов III фазы. Гранитоиды относятся к калий-натриевой и калиевой сериям и принадлежат мигматит-гранитной формации. Учитывая тот факт, что ранее для гнейсогранитов и огнейсованных биотитовых гранитов Чашковского массива, расположенного в 1,5 км юго-западнее Кисегачского и входящего вместе с ним и Еланчиковским (рис.) [6] в состав мигматит-гранитной формации, получены низкие температуры образования (510–540°C) [13], указывающие на их метасоматическую природу, можно с большой долей уверенности исключить магматический генезис и для гнейсовидных гранитов рассматриваемого нами массива.

Полученные результаты температур и давления по биотит-гранатовому термобарометру следует интерпретировать как физико-химические условия кристаллизации порфиоровых гранитов ( $T = 680-700^\circ C$ ,  $P = 7,1-7,4$  кбар), а по биотит-амфиболовому – этап

регионального метаморфизма монцогаббро и монцодиоритов ( $T = 550\text{--}575^\circ\text{C}$ ,  $P = 5,4\text{--}6,0$  кбар) в условиях эпидот- амфиболитовой фации [14]. Примечательно, что полученные нами ранее температуры, давления и фация регионального метаморфизма для докембрийских стратиграфических подразделений Ильменогорско-Сысертского блока практически совпадают с приведенными выше для Кисегачского массива. Более того, они близки и к параметрам регионального метаморфизма еремкинской и светлинской толщ Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие), расположенных в обрамлении Варламовского, Борисовского, Санарского и Еремкинского мигматит-гнейсогранитных куполов [12].

Все это указывает на единый этап формирования мигматит-гнейсогранитовых куполов в пределах Южного Урала, который произошёл по-видимому где-то на границе верхнего докембрия – нижнего палеозоя.

*Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.*

### Список литературы

1. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчёту формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
2. Бушляков И.Н., Калеганов Б.А., Краснобаев А.А. Новые данные изотопного датирования гранитоидов и метаморфитов Ильменогорского комплекса. Ежегодник-1993 ИГ и Г УрО РАН, Екатеринбург, 1994. С. 107–110.
3. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначёв В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:1000 000 // Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2013. 512 с.
4. Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118–130.
5. Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция ильмено-вишневогорского комплекса и вопросы генезиса миаскитов // Геохимия, №2, 1979. С. 1784–1795.
6. Пермяков Б.Н. Кисегачский гранитный массив (Южный Урал). Миасс: ИГЗ УрО РАН, 1999. 224 с.
7. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
8. Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Серия Южноуральская. Лист N-41-VII (Миасс). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГУП «ВСЕГЕИ», 2003. 167 с.
9. Ронкин Ю.Л., Бушляков И.Н., Akgun F., Лепихина О.П. K-Ar и Rb-Sr изотопная систематика гранитоидов Кисегачского массива Ильменогорского комплекса // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тезисы доклада / Всероссийское совещание. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997. С. 44–46.
10. Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник, № 5, 2006. С. 86–104.
11. Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады Академии наук, Т. 429, № 1, 2009. С. 79–81.
12. Сначёв В.И., Муркин В.П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади (Южный Урал). Препринт. Уфа: Принт, 1989. 23 с.
13. Сначёв В.И., Сначев А.В., Рыкус М.В. Геология и физико-химические условия формирования гранитоидов Чашковского массива и их металлогеническая специализация // Нефтегазовое дело, № 2, 2019. С. 33–41.
14. Термо- и барометрия метаморфических пород / под редакцией В.А. Глебовицкого. Л.: Наука, 1977. 207 с.
15. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Рапопорт М.С., Осипова Т.А., Смирнов В.Н., Левин В.Я. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Свердловск: ИГТ УрО РАН, 1994. 250 с.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАМСКО-БЕЛЬСКОГО АВЛАКОГЕНА

*И.С. Хопта*

*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь*  
e-mail: KhoptaIS@yandex.ru

Рифейские отложения на Русской платформе, в частности и на изучаемой северной части Камско-Бельского авлакогена являются самыми древними осадочными образованиями. Их мощность может достигать 10–12 км, а область распространения ограничивается от Предтимастья до Верхнекамской впадины, далее до Бирской седловины и на юг до Бельского прогиба, простираясь с юго-запада на северо-восток, примерно до широты Перми и далее, сменив направление на северо-восточное, смыкается с Предуральским краевым прогибом

Анализ истории геологического развития северной части Камско-Бельского авлакогена позволил выделить в его рифейской эпохе два крупных этапа, которые отличаются спецификой условий седиментации и типами накопившихся формаций. Эти этапы охватывают время отложения нижнего и среднего рифея.

На основе литологического и петрографического изучения разрезов рифея, а также анализа палеоструктурной обстановки и истории геологического развития региона были выделены следующие формации: инверсионная красноцветная (сарапульско-прикамская), трансгрессивная (калтасинская), регрессивная (кабаковская), инверсионная красноцветная (недеждинско-тукаевская), трансгрессивная (ольховская), регрессивная (усинская) [5]. Кабаковская регрессивная, ольховская трансгрессивная и усинская регрессивная формации не рассматриваются ввиду отсутствия данных формаций на изучаемой территории.

Инверсионная красноцветная терригенная грубообломочно-песчано-гравийная формация сарапульской и прикамской подсерий распространена почти на всей площади Камской впадины и далее прослеживается по направлению к Бельской зоне и Сергиевско-Абдулинскому прогибу. Эта толща, представлена в основном разномерными, до крупнозернистыми с гравийной и галечной примесью, плохо отсортированными песчаниками кварцевого, полевошпатово-кварцевого и кварцево-полевошпатового состава. Крупные зерна и гравий плохо окатаны, крупный гравий и мелкая галька окатаны. Иногда грубообломочные разности резко сменяются аргиллитами или слабоглинистыми или глинистыми алевролитами и в этом случае, на поверхности наслоения отмечается железистый налет покрытия. Характерной особенностью толщи является окраска пород от светло-розовых до коричневых, вишнево-темно-коричневых и коричнево-красных оттенков. Кроме терригенных пород в сложении верхней части формации принимают участие доломиты и мергели (минаевская свита) от прослоев в единицы миллиметров до пластов мощностью в единицы метров. По структуре доломиты встречаются от пелитоморфных до мелкокристаллических и мергели доломитовые.

Данная формация формировалась в начальной стадии рифтогенеза, преимущественно по системе ортогональных разломов началось опускание значительной части территории обширного эпикарельского кратона [2]. В результате чего образовалась Камская впадина, открывавшаяся на востоке в океан с развитой островодужной системой, в краевой части которого была расположена геосинклиальная область [1].

Седиментация в период накопления континентальной формации, вероятно, происходила в условиях влажного и теплого климата, способствовавшего интенсивному развитию процессов химического выветривания пепленезированных участков раннерифейской суши, представленных на территории исследований, скорее всего, выступами кристаллического фундамента. Образовавшиеся коры выветривания насыщались тонкодисперсными соединениями окисного железа, которые также обволакивали прочными пленками зерна кварца, что и обусловило в дальнейшем характерный красноцветный облик формации.

Дезинтегрированные продукты кор выветривания речными потоками конусов выноса сносились с близлежащих пенепленезированных выступов кристаллического фундамента в мелководный морской бассейн и, вероятно, являясь основным источником обломочного материала. Дальнейшее распределение обломочного материала в мелководном бассейне и степень его окатанности во многом зависела от гидродинамического режима не только рек, но и самого моря, где обломочный материал разносился течениями. В затишных ложбинах с повышенной соленостью формировались доломитовые осадки. Мощность отложений достигает 3-3,5 км и, возможно, более.

Трансгрессивная морская карбонатно-алевритово-глинистая формация распространена к юго-востоку от западной и северной пребортовых зон в пределах Сарапульско-Красноуфимской седловины.

Морская формация в стратиграфическом выражении на площади распространения представляет собой калтасинскую свиту, выделенную К.Р. Тимергазиным, стратотип которой описан в 1956 г. по скв. Калтасинская-3 [4]. Эта свита является региональным маркирующим горизонтом, который с постепенным переходом залегает на породах прикамской подсерии и с перерывом и размывом перекрывается терригенными образованиями надеждинской свиты нижнего рифея, либо базальными толщами венда.

Мощность свиты варьирует от 230 до 3500 м, а ее разрез представлен известняками с прослоями алевролитов, мергеля и доломитов. Для аргиллитов и характерны зеленовато-серые и зеленовато-темно-серые тона окраски. Аргиллит доломитистый, часто с переходом в мергель глинистый доломитовый, в отдельных прослоях обогащен прерывистыми нитевидными прожилками и тончайшими (первые доли мм) слоечками черного битума или глинисто-битуминозного вещества, с включениями пирита (пыль и овальные конкреции до 0,25 мм). Доломиты чаще всего серые, темно-серые с коричневатым оттенком, пелитоморфные, микрозернистые, тонко-микрозернистые, участками перекристаллизованные до разнозернистых, с нитевидными слоями зеленовато-темно-серых глин. Мергель глинистый доломитовый, участками известковисто-доломитовый, неравномерно алевритистый, битуминозный, с рассеянными концентрациями пирита, диаметром до 0,3–0,5 мм. Сами известняки меняются от серых с коричневатым оттенком до коричневатых-серых, микрозернистые, глинистые, доломитизированные. Светлые прослои известняка как правило однородной микрозернистой структуры, слабо глинистые, участками неравномерно доломитизированные (максимальное содержание доломита около 10–15%). Темные прослои глинистые (с переходом на мергель), алевритистые (участками до 50%). В глинисто-карбонатной массе алевритовая примесь (размер зерен 0,01–0,1 мм с преобладанием мелкоалевритовой фракции, в составе кварц, полевые шпаты. В коричневатых известняках встречаются многочисленные нитевидные прожилки темно-бурого битума, в светлых разностях примазки и пленки битума.

Образование такого парагенеза фаций можно объяснить некоторой спецификой геологического развития региона. С калтасинского времени начинается новый тектоно-седиментационный цикл, который совпал по времени с главной фазой рифтообразования. Начиная с саузовского времени, бассейн аккумуляции стал испытывать ощутимое погружение, скорость которого была неодинаковой: максимальной в центральной зоне Камской впадины — непосредственно в рифте, а минимальной — в западной части. Геохимическая обстановка в бассейне, за исключением краевых (внерифтовых) зон, была устойчиво восстановительной. Поступление крупного терригенного материала в бассейн почти полностью прекратилось, началось накопление карбонатных илов, богатых магнием. Попадание в бассейн терригенного материала, в основном пелитовой размерности, во взвешенном состоянии, образовывало значительную примесь в доломитах, иногда тонкие прослои аргиллитов и мергелей.

Арланское время совпало с периодом усиления тектонической активности в расположенной на востоке геосинклинальной области, во время которого продолжалось углубление бассейна седиментации, температура воды в нем понизилась. Геохимическая

обстановка в арланском бассейне продолжала оставаться восстановительной. В конце ашитского времени бассейн седиментации начал мелеть, геохимическая обстановка в нем сменилась с восстановительной на нейтральноокислительную, температура воды в бассейне повысилась [2]. За счет тектонических движений по разломам древнего заложения, приведшие к более активному разрушению и сносу терригенного материала в морской бассейн, стал поступать обломочный материал пелитовой, алевроитовой и даже псаммитовой размерности, что привело к образованию терригенно-карбонатных и песчано-глинистых отложений. Поставщиком обломочного материала служили скорее всего нелитифицированные раннерифейские осадки, накапливавшиеся в сокращенных объемах на бортовых уступах Камской палеовпадины и на Осинцевско-Красноуфимском палеовыступе. При регрессии моря они повторно дезинтегрировались и смывались в ложе палеовпадины. Следует отметить, что продолжительность регрессивного цикла была существенно короче трансгрессивного. Это подтверждается долей континентальной и морской фаций литологического выражения каждой из них – 20 % и 80 % соответственно. Калтасинский тектоно-седиментационный цикл заканчивается подъемом северной части Камско-Бельского авлакогена (Пермская область, Удмуртская Республика, северо-запад Республики Башкортостан) и практически прекращается карбонатное осадконакопление.

В кабаковский век рассматриваемая территория была выведена на дневную поверхность и подвергнута денудации.

Инверсивная красноцветная терригенная формация надеждинской и тукаевской свит приурочена к самой южной окраине Камской впадины и, как правило, заходящая в виде языков. Терригенная формация – алевроитово-песчаная. Породы слоистые. Слоистость тонкая пологоволнистая и линзовидно-волнистая. Породы ожелезнены. Алевролит неравномерно глинистый, вероятно полевошпато-кварцевый, местами крупнозернистый с глинисто-слюдистыми промазками на поверхности наслоения.

Начальный этап надеждинского века сопровождался оживлением тектонической активности на континенте, а в последствии, началом новой обширной трансгрессии, пришедшей с востока в тукаевское время. Седиментация в течение всего периода накопления континентальной формации, вероятно, происходила, преимущественно во влажном и теплом климате, способствовавшему развитию процессов интенсивного химического выветривания пенепленезированных участков калтасинской суши в прибрежно-морских условиях (с севера, запада и северо-востока), через которую поступал обломочный материал с размываемой суши в прибрежную часть морского бассейна (пески, алевроиты). Образовавшиеся при этом коры выветривания насыщались тонкодисперсными соединениями окисного железа, которые в форме коллоидных растворов поступали в бассейн седиментации, а также обволакивали прочными пленками зерна кварца, что и обусловило в дальнейшем характерный красноцветный облик формации [3]. Северная граница формации извилистая и, видимо, образована речной системой, на это указывает, несмотря на редкую сеть полных разрезов, резкая разница в мощностях (в полных разрезах) при незначительных расстояниях между ними. После формирования тукаевской свиты произошел подъем суши на Русской плите в пределах Пермского края и прилегающей части Свердловской области и до конца ранневендской эпохи вышеуказанная территория оставалась относительно невысокой сушей.

В практическом аспекте анализ формирования данных формаций позволяет говорить о породах, способных генерировать и удерживать в своих толщах углеводороды разного типа. Данная особенность отложений рифейского комплекса позволяет выделить Камскую впадину как перспективный нефтегазоносный объект.

Нефтегазоносность рифейских отложений зафиксирована на всей территории северной части Камско-Бельского авлакогена и распространяется от нижнерифейских до средне-верхнерифейских отложений. В нижнем рифее в Камской впадине интенсивные и незначительные нефтегазопроявления отмечены в терригенных отложениях прикамской подсерии (скважины Гаринская 71, Краснокамская 191, Соколовские 53, 55, 57; Сивинские 1,

2, Сергеевская 72, Поломские 1012, 1018), а также в терригенно-карбонатных отложениях калтасинской свиты (Черновская 41, Очерская 14, Бедряжские 203, 204, Восточно-Аскинская 1, Ижевская 20, Шарканские 1067, 1070). В среднерифейских терригенных породах тукаевской свиты, имеющих распространение в южной части Камской впадины, по керну отмечены слабые нефтепроявления в скважинах Аряжская 56, Куединская 1, Маркетовская 3, Батырбайские 7, 55, Таныпские 1, 4, 7.

При испытании в эксплуатационной колонне из ротковских песчаников в скважине Поломская 1018 в интервале глубин 2668–2676 м получен приток воды дебитом 21,5 м<sup>3</sup>/сут. с пленкой нефти, из интервала 2668–2672 м получен приток нефти 0,02 м<sup>3</sup>/сут. и воды 3,5 м<sup>3</sup>/сут. В скважине Сивинская 2 при опробовании пластоиспытателем из интервала 2805–2862,9 м получен фильтрат бурового раствора с газом, а из интервала 2922,5–2923 м при испытании на каротажном кабеле получена нефть.

Все установленные нефте- и газопроявления приурочены к бортовым частям авлакогена, к которым тяготеют зоны выклинивания рифейских отложений.

Территория северной части Камско-Бельского авлакогена характеризуется региональным развитием основной генерационной калтасинской свиты нижнего рифея, где ее мощность составляет не менее 1,5 км (Очерская 14). Зона развития калтасинских пород, представленных преимущественно глинистыми карбонатными породами (глинистые доломиты, алевролиты, мергели) с повышенными геохимическими характеристиками в ашитской и арланской подсвитях, формирование которых происходило в восстановительных геохимических обстановках при относительно глубоководных условиях осадконакопления. По материалам пробуренных скважин, в разрезе рифейских отложений выделяются как терригенные породы, обладающие повышенными емкостными свойствами за счет сохранившейся первичной пористости, так и карбонатные вторичные коллекторы, емкостные свойства которых обеспечиваются в основном развитой тектонической трещиноватостью пород (Бедряжская 203).

### Список литературы

1. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Москва: Недра. Кн. 1. 1990. 326 с.
2. Масагутов Р. Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 2002. 222 с.
3. Сухоруков В.И., Яцкевич С.В., Писаренко В.Ю., Писаренко Ю.А., Андреев Г.Н. Седиментационно-формационные особенности формирования рифейских отложений пачелмско-саратовского авлакогена // Недра Поволжья и Прикаспия. 2016. № 86. С. 18–43.
4. Тимергазин К.Р. Додевонские образования западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа: БФАН СССР, 1959. 311 с.
5. Хопта И. С. Формации и изменение седиментации нижнего и среднего рифея северной части Камско-Бельского авлакогена // Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ. 2019. С. 357–363.

## 2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

### ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛЮВИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА МЕЖДУРЕЧЬЯ Р. АЙ И Р. ЮРЮЗАНЬ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*С.С. Попов, Г.Н. Шилова*

*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва  
e-mail: sspopovgeol@gmail.com*

В сообщении приводятся результаты палинологических исследований аллювиальных отложений двух крупнейших рек Южного Урала, притоков первого порядка р. Уфа – р. Ай и р. Юрюзань. В геоморфологическом отношении район работ приурочен к области смены горного окружения Башкирского мегантиклинория долинными впадинами Юрюзано-Сылвенской депрессии.

Целью исследований являлось установление структуры климатической ритмичности региона в позднем неоплейстоцене, а именно – определение эволюции фитоценологических сукцессий. Благодаря палинологическим изысканиям удалось восстановить господствовавшие на территории Южного Урала фитоценозы во время формирования первой и второй надпойменных террас, а также выявить отличительные особенности развития природной среды в позднем неоплейстоцене.

Первая (режевская) и вторая (камышловская) надпойменные террасы на Южном Урале объединяются в камышловско-режевский аллювиальный комплекс и, согласно представлениям о развитии речных долин, а также серийной легенде [Князев и др., 2013], по времени формирования приурочены к позднему неоплейстоцену [6].

Первая надпойменная терраса является самым распространённым, почти повсеместно развитым, геоморфологическим элементом речных долин исследованного региона, что делает её ключевым источником информации о неоплейстоценовой истории развития последнего. Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы сложены, главным образом, песками, глинами, алевритами, галечниками и торфяниками максимальной мощностью до 5 м.

Камышловская (вторая) терраса, напротив, сохранилась весьма фрагментарно и представлена редкими останцами. Представительные разрезы единичны, и, исходя из их строения, аллювий камышловской террасы представлен преимущественно песками, глинистыми песками, суглинками и супесями мощностью до 8 м.

Был проведён палинологический анализ 50 образцов из 13 разрезов первой надпойменной террасы (9 разрезов р. Ай, 3 разреза – р. Юрюзань, 1 разрез – р. Киги) и 1 разреза второй надпойменной террасы (р. Киги).

Основная проблема периодизации и корреляции палеогеографических событий и установления пространственно-временных закономерностей в развитии растительности на современном этапе исследований заключается в том, что реконструкции истории развития растительности и климата большей частью выполняются по результатам палинологического анализа значительно удалённых друг от друга и фрагментарных разрезов, в которых имеются отложения лишь одного межледниково-ледникового цикла или, весьма редко, нескольких межледниковых и ледниковых ритмов [4].

В настоящем исследовании в качестве опорного был выбран разрез в верховьях р. Киги – притока первого порядка р. Ай, вскрывший отложения первой и второй надпойменных террас. В районе левого истока р. Киги врезана узким каналом в первую надпойменную террасу высотой 2–3 м. Аллювий первой террасы здесь представлен пачкой плотных, буровато-шоколадного цвета песков с элементами субгоризонтальной и, местами, косой слоистости мощностью 0,8 м, сменяющихся вниз по разрезу горизонтально галечников,

выполняющих основания врезов мощностью до 0,4 м, залегающих на элювиированных песчаниках чигишанской свиты позднекаменноугольного-раннепермского возраста.

Фрагмент второй надпойменной террасы сохранился в правом борту реки. Бровка останца камышловской террасы возвышается над поверхностью режевской террасы на 3–5 м. Аллювий камышловской террасы почти полностью сложен песками: бежево-коричневые суглинки мощностью 0,4 м вниз по разрезу сменяются пачкой мелко-среднезернистых песков с мелким и редким гравием мощностью до 0,8 м, ниже залегают бурые среднезернистые пески с линзами и прослоями более светлых песков мощностью 0,65 м; в основании разреза залегает пачка хорошо сортированных бурых песков мощностью 0,8 м. Ниже начинается поверхность первой надпойменной террасы.

Палинологическое опробование производилось на основании выделенных литологических разностей (опробовалась каждая выделенная пачка), без фиксированного шага отбора проб, при этом, если мощность пачки превышала 1 м, пробы отбирались из разных её частей, с попыткой соблюсти плотность отбора примерно 1 проба на 0,5 м.

#### ***Фитоценоотические особенности изученной области в позднем неоплейстоцене.***

##### *Стрелецкое (микулинское) межледниковье.*

В отложениях нижней части второй надпойменной террасы преобладает пыльца травянистых и кустарничковых – 55,5%, пыльца древесных и кустарниковых составляет 38%, на споры приходится 6,5%. В группе травянистых и кустарничковых преобладает пыльца разнотравья – 32,6%, особенно разнообразны астровые (8 форм). Единична пыльца цикориевых, крапивных, капустных и подорожника. Разнообразная группа маревых (6 форм) составляет 16,3%, единична пыльца полыни – 4,3%, злаков, осоковых и эфедры.

В группе древесных и кустарниковых больше всего пыльцы широколиственных пород – 22% (граб, вяз, липа, дуб, лещина). На хвойные породы приходится 7,1% (сосна, кедровая сосна, ель, можжевельник). Мелколиственные породы представлены пыльцой ольхи и кустарниковой берёзы – в сумме составляют 6,5%. Единична пыльца кустарничковых: бересклета и калины. Присутствуют споры зелёных и сфагновых мхов, а также папоротников (*Pteridium*, *Osmunda*, *Polypodiaceae*).

Данный спорово-пыльцевой спектр указывает на господство лесостепных условий. По водоразделам распространялись разнотравно-злаковые степи и сухие злаково-полынно-маревые степи. По долинам сохранялись елово-сосновые редколесья с грабом, липой и дубом. Климатические условия были умеренно тёплые и сухие.

Коррелятивные спорово-пыльцевые спектры, соответствующие лесостепным ландшафтам с разнотравно-злаковыми степями, полынно-маревыми сообществами и елово-сосновыми ассоциациями, определены в нижней части второй террасы р. Самары [1], в разрезе Шкурлат в долине р. Гаврило, левого притока Среднего Дона, бассейне р. Сейма, в балках р. Рогозны, западнее г. Курск [5], в разрезе Стрелицы в долине Верхнего Дона [2].

Характер фитоценоотических сукцессий, а также присутствие ряда отличительных родов – граб (*Carpinus*), дуб (*Quercus*), липа (*Tilia*), чистоеуст (*Osmunda*) указывают на формирование отложений во время стрелецкого (микулинского) межледниковья и сопоставляются с термогигротической стадией.

Вверх по разрезу увеличивается количество пыльцы травянистых и кустарничковых до 68%, а также её разнообразие. Присутствует пыльца астровых – 28% (9 форм), цикориевых, гвоздичных, розоцветных, норичниковых, ворсянковых, свинчатковых. Единична пыльца маревых (5 форм) – 9%, полыни, злаков, водно-болотных растений (рогоз). Количество пыльцы широколиственных пород снижается до 15% (граб, дуб, лещина, вяз). Единична пыльца мелколиственных (ольха, кустарниковая берёза) и хвойных пород (сосна, ель). Присутствуют споры плауна, зелёных мхов и папоротника (*Osmunda*).

Господствовали лесостепи: разнотравно-злаковые степи, сухие степи с полынью, маревыми, армерией, берёзово-сосновые редколесья с дубом, грабом, с подлеском из лещины, кустарниковых берёз, можжевельника, калины, покровом из лесо-лугового разнотравья и заросли ольхи.

Полученный спорово-пыльцевой спектр схож с вышеописанным. Снижение роли широколиственных пород может свидетельствовать о некотором похолодании и иссушении климата и может соответствовать термоксеротической стадии стрелецкого межледниковья.

*Ханмейский горизонт (ранний валдай).*

Далее, вверх по разрезу, увеличивается количество спор – до 12,3%, уменьшается количество пыльцы травянистых и кустарничковых – до 48,3%, на пыльцу древесных и кустарниковых приходится 39,4%. Значительно возросла роль пыльцы кустарниковых берёз – до 27% и сосны – 10%. Единична пыльца ели, ольхи и широколиственных пород – 7% (граб, дуб, липа). Много пыльцы астровых – до 27% (9 форм), увеличилось количество пыльцы маревых – до 13% (6 форм) и цикориевых – до 7,9%, единична пыльца полыни, злаков, гвоздичных, розоцветных, яснотковых, водно-болотных растений (рогоз), появляются амарантовые (*Salsola*, *Halocnemum*, *Suaeda*), предпочитающие засоленные местообитания.

Присутствуют споры папоротника *Polypodiaceae* – до 7%, единичны споры плаунов (*Lycopodium alpinum*, *Lycopodium annotinum*), зелёных и сфагновых мхов, папоротника *Pteridium*.

Спорово-пыльцевой спектр отражает широкое распространение криоксерофильных степей из сложноцветных злаков, марево-полынных с амарантовыми группировок, цикориевых, обитателей нарушенных грунтов, тундро-степей с кустарниковой берёзой, розоцветными, астровыми, спорово-зеленомховых болот, холодолюбивых видов плаунов, зарослей ерников. Подобные фитоценозотические сукцессии свидетельствуют о похолодании климата во время полярноуральского (валдайского) оледенения.

Присутствие берёзово-кедрово-елово-сосновых редколесий, иногда с участием широколиственных пород по долинам, указывает на некоторое потепление на фоне умеренно-холодного климата, вероятно, во время межстадиала калининского (ханмейского) оледенения валдая.

В бассейне верхнего Дона открытые или слабозалесённые перигляциальные ландшафты и тундро-степные ценозы доминировали во время валдайского оледенения [2]. В разрезе Шкурлат выявлено, что наряду с мезофильным разнотравьем присутствовали представители сухих остепнённых лугов и ксерофитно-полукустарниковой степи из злаков, сложноцветных, маревых и полыни во время межстадиала ранневалдайского оледенения [5].

*Невьянский горизонт (средний валдай).*

Спорово-пыльцевой спектр, соответствующий среднесевероуральскому (средневалдайскому) климато-стратиграфическому этапу, формирует: пыльца древесных и кустарниковых – 52%, пыльца травянистых и кустарничковых составляет 40%, на споры приходится 8%. Содержание хвойных пород увеличивается до 23,2% и представлено пыльцой сосны, кедровой сосны, ели и пихты. Пыльца мелколиственных пород составляет 20,4%, среди которой обильна пыльца кустарничковых берёз – 11,9%, единична пыльца берёзы и ольхи.

Пыльца широколиственных пород единична (липа, граб, вяз, клён) и составляет 4,9%. Много пыльцы разнотравья – 18,3% (астровые – 6 форм, цикориевые, валерьяновые, лютиковые, зонтичные, синюха, щавель), вересковых, маревых – 12,7% (5 форм). Единична пыльца полыни, осоковых, злаковых. Присутствуют споры зелёных мхов, плауна, папоротника (*Botrychium*).

Распространялась лесостепная растительность. По долинам произрастали берёзово-сосновые редколесья с участием широколиственных пород (липы, вяза, граба, клёна), иногда появлялись тёмнохвойные породы – ель, кедровая сосна, пихта, заросли кустарниковых берёз. Вдоль водотоков присутствовала ольха. Открытые местообитания занимали луговые разнотравно-злаковые степи, полынно-злаковые ассоциации с маревыми, участки с галофитами. В низинах располагались осоково-мховые тундры с вересковыми, синюхой, гроздовником, плаунами.

Растительность характеризует потепление на фоне умеренно-холодного климата и может соответствовать одному из межстадиалов среднего валдая.

Коррелятивные спектры получены в разрезе Шкурлат и на основании датировок по  $^{14}\text{C}$  соответствуют среднему валдаю [5].

*Полярноуральский горизонт (поздний валдай).*

Для данного климато-стратиграфического этапа получено наибольшее количество спорово-пыльцевых спектров исследованных разрезов. Среди которых отмечаются коррелятивные спектры, полученным для стадий позднего валдая: раннего, среднего и позднего дриаса, бёллинга и аллерёда.

В целом для данного этапа характерно господство разнотравно-злаковых степей с подчинёнными площадями марево-попынных комплексов и редкими участками сосновых редколесий с подлеском кустарниковой берёзы, реже были распространены тундролесостепные и лесные ландшафты.

*Выводы.*

Благодаря палинологическим исследованиям установлена структура основных климато-стратиграфических этапов и прослежена эволюция фитоценологических сукцессий Южного Урала в позднем неоплейстоцене (рис. 1).

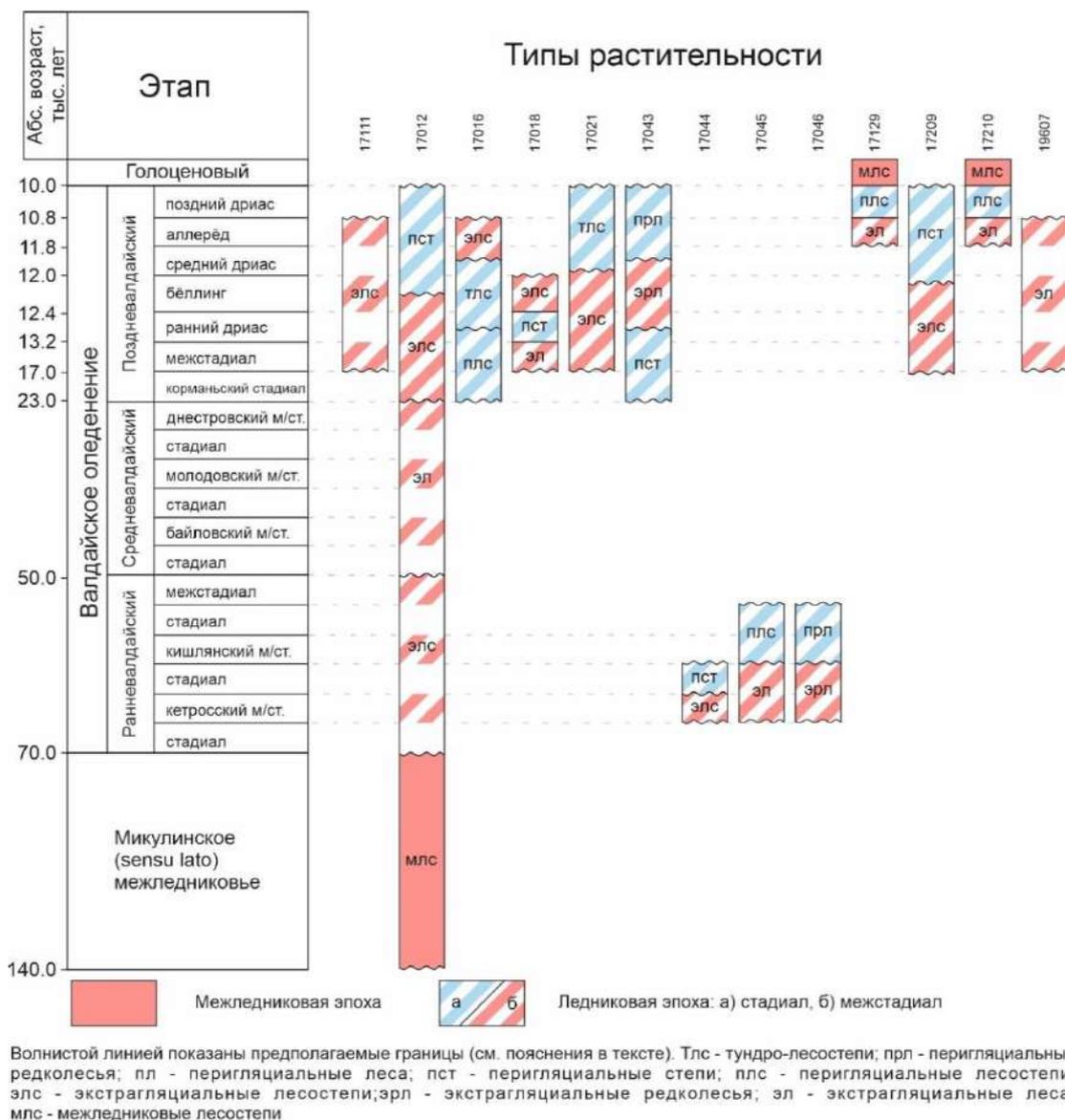


Рис. 1. Схема корреляции основных климато-стратиграфических событий Восточно-Европейской равнины и выявленных типов растительности. Схема составлена с использованием данных [3, 4].

Для стрелецкого (микулинского) межледникового цикла установлены спорово-пыльцевые спектры и соответствующие им термогигротическая и термоксеротическая стадии межледниковья. В сменяющем стрелецкое межледниковье североуральской (валдайской) ледниковой эпохе для ханмейского, невьянского и полярноуральского горизонтов установлены спорово-пыльцевые спектры, коррелятивные ранее полученным для смежных регионов.

Редкое опробование, а также отсутствие абсолютных датировок во многих случаях не позволяет установить точную корреляцию между климато-стратиграфическими этапами. Зачастую удаётся выделить лишь палинозоны и проследить эволюцию фитоценологических сукцессий, и, исходя из общих соображений, сопоставить полученные данные с тем или иным этапом. Для однозначной корреляции в подобных случаях не всегда хватает информации, поэтому в полученная схема имеет весьма генерализованный вид. Несмотря на это полученные данные являются хорошей основой для дальнейших исследований и могут способствовать построению более подробной схемы эволюции растительных сообществ региона.

### Список литературы

1. Березовчук Л.С., Юнанидзе Т.Я. Палинологические комплексы средне- и верхнечетвертичных отложений бассейна правобережья р. Самары. В кн. «Вопросы стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя». Изд-во Саратовского университета, 1987.
2. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. Изд-во Московского университета, 1995.
3. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Корреляция климатических колебаний последних 200 тысяч лет, реконструированных по палинологическим материалам лёссово-почвенных разрезов и данным ЭПР-хроностратиграфии морских отложений Северной Евразии // Биостратиграфические критерии расчленения и корреляции отложений фанерозоя Украины. – Киев: Изд-во Нац. АН Украины, 2005. С. 264–270.
4. Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата северной Евразии в неоплейстоцене. Археология, этнография и антропология Евразии 4(32), 2007
5. Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. Москва «Наука», 1991.
6. Стефановский В.В. Аллювий плейстоцена Тоболо-Ишимского междуречья. Уральский геологический журнал, 2007, №1 (55). С. 53–72.

# ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВЕРХНЕОРДОВИКСКО-НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ РУЧ. ЗАКОЛАЁЛЬ (БАССЕЙН Р. ИЛЫЧ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Л.А. Шмелёва

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Карбонатные отложения верхнего ордовика на Северном Урале наиболее полно представлены в бассейне р. Илыч, где развиты в районе ручьев Закола-Ёль и Рода-Ёль и по ним, в скальных выходах Татарский Вичко, Амбар-Кырта, а также по р. Б. Косью (рис. 1). В тектоническом отношении разрезы верхнего ордовика приурочены к центральной и восточной подзонам Верхнепечорского поперечного опускания [3]. Впервые в этом районе верхний ордовик был выделен А. А. Кейзерлингом в 1843 г. Впоследствии эти разрезы изучались В. А. Варсанофьевой, Н. Н. Иорданским, А. И. Першиной, А. Г. Кондияйн, О. А. Кондияйн, А. П. Поповым, А. Ф. Барковым, Г. Ф. Проскуриным, Л. Н. Беляковым, В. В. Юдиным, А. И. Антошкиной, Б. Я. Дембовским с коллективом палеонтологов. Фрагментарный характер выходов и тектонические границы большинства стратонов способствовали тому, что на протяжении полутора вековой истории изучения отложений предлагалось несколько вариантов их стратиграфического расчленения, фациальной зональности и распространения по площади. В результате проведенных автором в 2014–2015 гг. детальных литолого-палеоэкологических и палеонтологических исследований были получены новые данные по типизации и стратиграфическому положению верхнеордовикских стратонов.

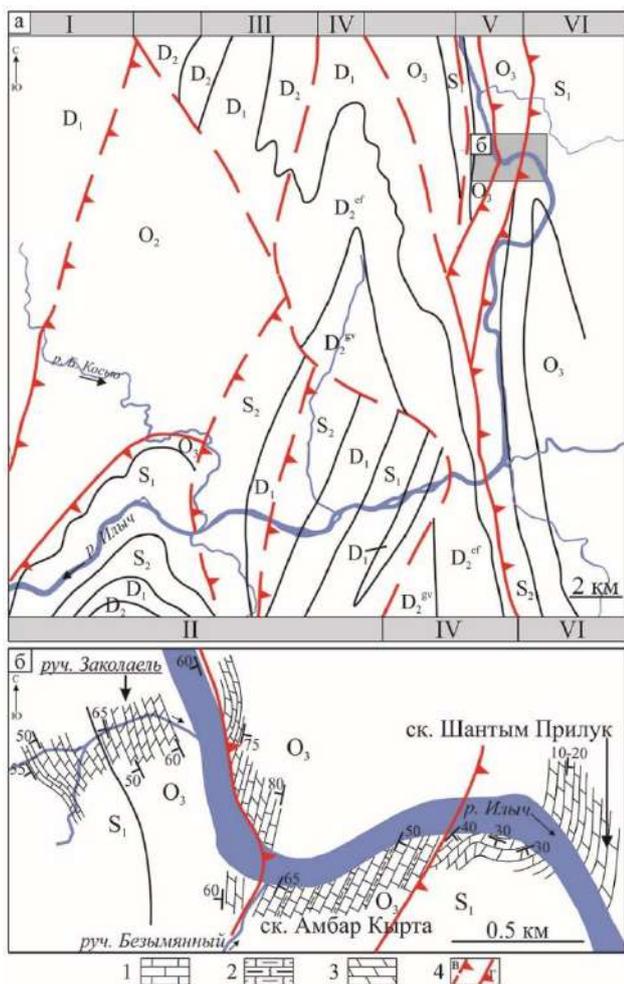


Рис. 1. Местонахождение разреза Заколаёль: а – тектоническая схема района исследований (по: [3]): I – Усть-Шежимская синклиналь; II – Косью-Уньинская синклиналь; III – Эбельзская антиклиналь; IV – Валганская синклиналь; V – Шантымская антиклиналь; VI – Шантымвожская синклиналь; б – геологическое строение Заколаельско-Шантымприлуцкого района. Условные обозначения: 1 – известняки; 2 – известковые сланцы; 3 – доломиты эпигенетические; 4 – предполагаемые (в) и фактические (г) тектонические нарушения.

На ручье Закола-Ёль, в 150 м выше устья вскрывается часть разреза верхнего ордовика и нижнего силура общей мощностью 98 м, в котором были выделены 6 литологических типов пород (ЛТ), распределение которых по разрезу показано на рис. 2 (фиг. 1).

*ЛТ 1. Доломит темно-серый, тонкозернистый, с редкими реликтами биокластового материала*, текстура массивная, участками сильно трещиноватая (рис. 2, фиг. 2, 3). Состоит из зерен доломита ксеноморфной формы размером от 0.02 до 0.07 мм (встречаются кристаллы до 0.2 мм). Зерна доломита с темными пелитоморфными включениями. Иногда отмечаются теневые структуры сильно перекристаллизованных и доломитизированных зеленых водорослей. В незначительном количестве присутствует кварц в виде зерен неправильной формы, выполняющий мельчайшие поры (около 0.1 мм) в доломите.

*ЛТ 2. Доломит темно-серый, тонкозернистый с участками реликтовой грубобиокластовой структуры* (рис. 2, фиг. 4, 5). Состоит из зерен доломита идиоморфной и гипидиоморфной формы размером от 0.01 до 0.15 мм. Органические остатки присутствуют в виде сильно измененных теней, слагающих до 60% породы. Среди реликтов органических остатков распознаются крупные остатки криноидей, фрагментов брахиопод, зеленых водорослей, кораллов, а также темные округлые микробные сгустки (0.2 мм). Поровое пространство (0.5–2.0 мм), составляющее до 10%, выполнено агрегатом мелких (0.01–0.03 мм) кварцевых зерен.

*ЛТ 3. Доломит темно-серый, мелкозернистый с участками реликтовой крупнобиокластовой структуры*, текстура массивная с неравномерной трещиноватостью до брекчиевидности (рис. 2, фиг. 6, 7). Состоит из гипидиоморфных зерен доломита размером 0.2–0.3 мм с микроразмерными темными включениями. Реликты органических остатков слагают до 60% породы и представлены остатками иглокожих, фрагментами брахиопод, зеленых водорослей и кораллов. Цементирующая масса сложена темными округлыми комками (~0.1 мм), сохранившимися только в виде теней. Поровое пространство, составляющее до 15% от объема породы, выполнено мелкозернистым кварцем.

*ЛТ 4. Доломит темно-серый, мелкозернистый с реликтовой сгустковой структурой* (рис. 2, фиг. 8, 9). Зерна доломита как чистые, так и замутнены присутствием микровкраплений пелитоморфного вещества. Сгустки, слагающие основной объем породы, подчеркиваются мелкозернистым ксеноморфным доломитом с более интенсивной пелитовой составляющей. Отмечаются реликты зеленых водорослей, фрагментов криноидей, брахиопод и ходов роющих организмов.

*ЛТ 5. Доломит мелкозернистый с реликтами крупно-грубообломочной структуры* состоит из зерен доломита гипидиоморфной формы размером 0.1–0.2 мм (рис. 2, фиг. 10, 11). Обломочный материал иногда выделяется более светлой окраской зерен доломита, чаще – лишь в виде теневых структур. Обломки размером 1.5–3.5 см имеют угловатую форму, не окатаны и слагают до 50% породы. В цементирующей массе наблюдаются участки с реликтами биокластовой и сгустковой структуры. Органические остатки размером 0.2–3.0 мм (до 30%) представлены фрагментами члеников криноидей, брахиопод, зеленых водорослей и не идентифицируемыми микрофрагментами. Сгустки размером 0.2–0.3 мм имеют округлую форму и сложены ксеноморфными зернами доломита (0.01–0.05 мм), замутненного пелитоморфным веществом.

*ЛТ 6. Доломит разнозернистый с реликтовой биокластовой структурой* состоит из гипидиоморфных зерен доломита размером от 0.1 до 0.5 мм (рис. 2, фиг. 12, 13). Органические остатки слагают до 70% породы и часто об их присутствии говорит лишь форма скоплений более мелких или более крупных зерен на фоне основной массы породы. Среди идентифицируемых биокластов отмечены фрагменты иглокожих, брахиопод, кораллов и зеленых водорослей размером 0.5–2.0 мм.

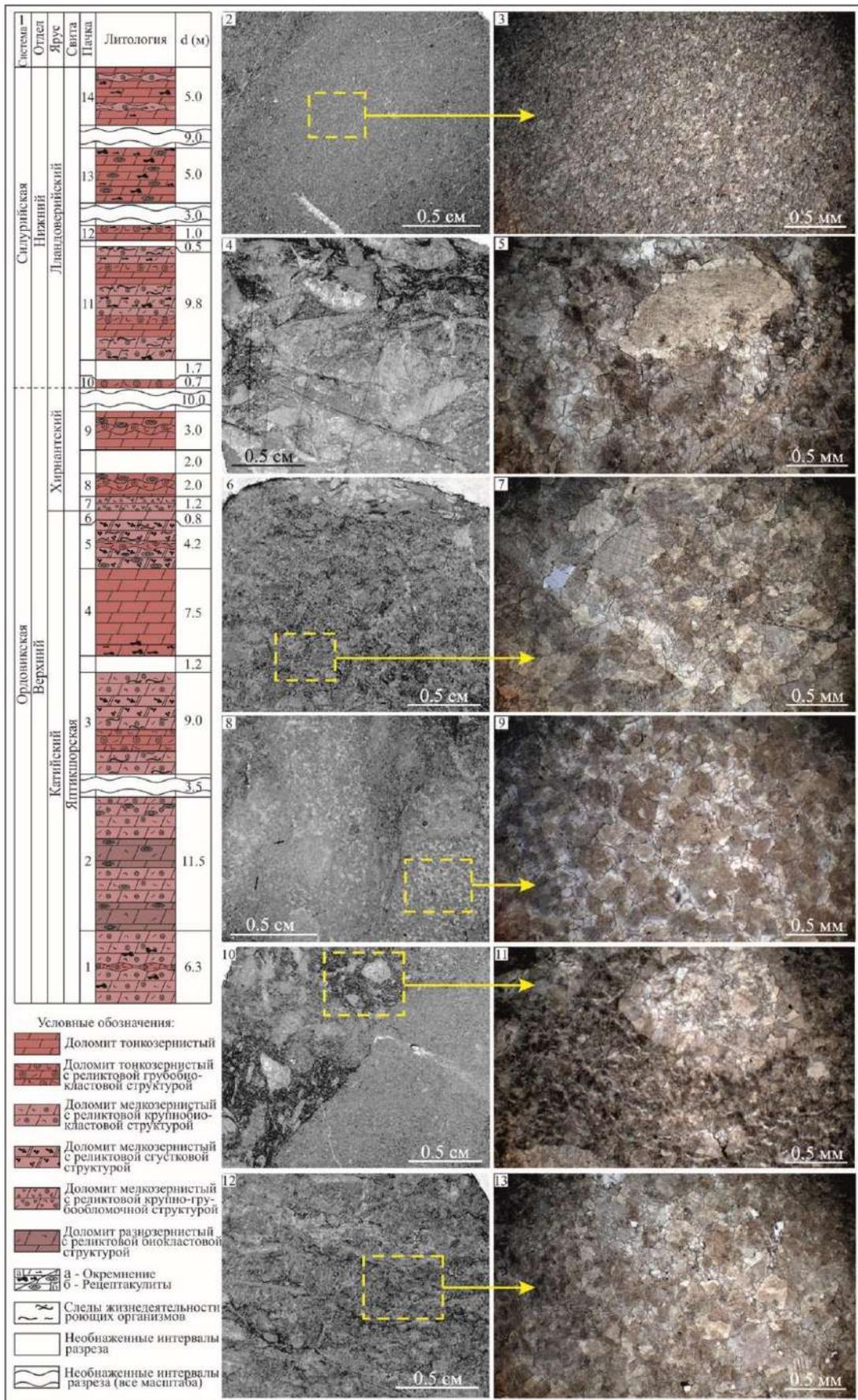


Рис. 2. Разрез Заколаэль: 1 – литология; 2–13 – доломиты: 2, 3 – тонкозернистые с редкими реликтами биокластового материала (ЛТ 1); 4, 5 – тонкозернистые с участками реликтовой грубообластковой структуры (ЛТ 2); 6, 7 – мелкозернистые с участками

реликтовой крупнобиокластовой структуры (ЛТ 3); 8, 9 – мелкозернистые с реликтовой сгустковой структурой (ЛТ 4); 10, 11 – мелкозернистые с реликтами крупно-грубообломочной структуры (ЛТ 5); 12, 13 – разнотельные с реликтовой биокластовой структурой (ЛТ 6).

По фаунистической характеристике толща плитчатых вторичных доломитов мощностью 44 м (пачки 1–6) с брахиоподами *Holorhynchus* sp., *Proconchidium* cf. *munsteri* (Kiaer); ругозами *Streptelasma* sp.; конодонтами *Belodina confluens* (Sweet), *Panderodus* sp., *Protopanderodus* sp., *Belodina* sp., *Belodina confluens* (Sweet), *Periodon* sp., *Sagittodontus dentatus* (Ethington); криноидеями *Bystrowicrinus* cf. *bullosus* (Yeltyschewa & Stukalina), *Cyclocyclicus* sp., *Pentagonocyclicus* sp., *Fascicrinus* sp., *Dentiferocrinus* ex gr. *sulcatus* (Schewtschenko) соответствует яптикшорской свите верхней части катийского яруса (рис. 2, фиг. 1). Ее формирование происходило на окраине карбонатной платформы-рампы с открытоморскими обстановками. Вторичные доломиты с реликтовой крупно-грубообломочной структурой мощностью 1.2 м (пачка 7), залегающие выше яптикшорской свиты, характеризуют обмеление и могут быть сопоставлены с основанием верхнеручейной свиты нижнего хирнанта – на р. Б. Косью в бассейне р. Илыч [2] и седиментационно-диагенетическими брекчиями бадьяшорской свиты нижнего хирнанта на Приполярном Урале [1]. Темно-серые до черных массивные тонкозернистые доломиты с прослоями до 10–15 см доломита с теневой грубобиокластовой структурой (пачки 8–9) свидетельствуют о проявлении трансгрессии преобладании условий с подвижной гидродинамикой и коррелируются с верхней частью верхнеручейной свиты на р. Б. Косью [2]. Формирование хирнантских отложений, вероятнее всего, происходило в условиях окраинношельфовой отмели с колебаниями уровня моря, подобно условиям хирнантского осадконакопления во время накопления верхнеручейной свиты [2]. Далее с перерывом обнаженности в 10 м выходят вторичные доломиты тонкозернистые и с теневой грубобиокластовой структурой мощностью 35.7 м (пачки 10–14) с остатками брахиопод *Virgiana* sp.; табулят *Catenipora* sp.; конодонтов *Oulodus? nathani* (McCracken & Barnes), *Walliserochus* cf. *curvatus* (Branson & Mehl), *Ozarcodina* sp., указывающими на лландоверийский возраст силурийского периода. Их формирование также происходило на окраине карбонатной платформы типа рампы со свободным водообменом.

Таким образом, текстурно-структурные пород характеризуют преобладающие условия окраины карбонатной платформы-рампы с открытошельфовыми обстановками, преобразующейся в хирнантское время в окраину платформы-шельфа, подобно обстановкам этого времени на Приполярном Урале. Более детальной фациальной диагностике данных отложений мешают эпигенетические преобразования пород, проявившиеся в процессах доломитизации, тектонического брекчирования, трещиноватости и окремнения.

*Работа выполнена в рамках темы № АААА-А17-117121270034-3 ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, при поддержке Программы УрО РАН проект № 18-5-5-31.*

### Список литературы

1. Антошкина А.И. Раннепалеозойское рифообразование на севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН. 2011. С.116–141.
2. Антошкина А. И., Шмелёва Л. А. Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-североуральском осадочном бассейне // Литосфера. 2018. Том 18. №4. С. 543–565.
3. Юдин В. В. Варисциды Северного Урала. Ленинград: Наука. 1983. 174 с.

### 3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

#### ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ КУЗЬПУАЮСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) ПО ЦИРКОНУ

*Ю. В. Денисова*

*Институт геологии им. акад. Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар*

*e-mail: yulden777@yandex.ru*

Изучение циркона, который является наиболее информативным акцессорным минералом благодаря своей исключительной стойкости к различным физическим и химическим воздействиям, позволяет получить различную петрогенетическую информацию. Так, по морфологическим особенностям этого минерала можно установить кислотность-щелочность среды минералообразования, провести расчленение и корреляция стратиграфических подразделений, а так же выявить температуру формирования той или иной породы и др. [4, 6]. Цель представленной работы является определение температуры образования гранитов Кузьпуаюского массива на основе изучения акцессорного циркона с помощью эволюционно- кристалломорфологического анализа.

Кузьпуаюский массив, находящееся на левом и правом берегах р. Кожим в бассейне руч. Кузьпуаю (рис. 1.), представляет собой изолированное штокообразное гранитное тело, прорывающее отложения хобеинской и мороинской свит верхнего рифея. Породы массива с максимальной сохранностью первичной структуры и облика представляют собой среднезернистые породы розового цвета с зеленовато - серым оттенком, обладающие массивной грубоплитчатой текстурой с хорошо выраженной тектонической гнейсоватостью. Согласно принятому расчленению гранитоидов, изученный массив относится к Кузьпуаюскому комплексу [5]. Кузьпуаюские породы по классификации Б. Чапела по своим петрохимическим особенностям относятся к гранитам А-типа [9].

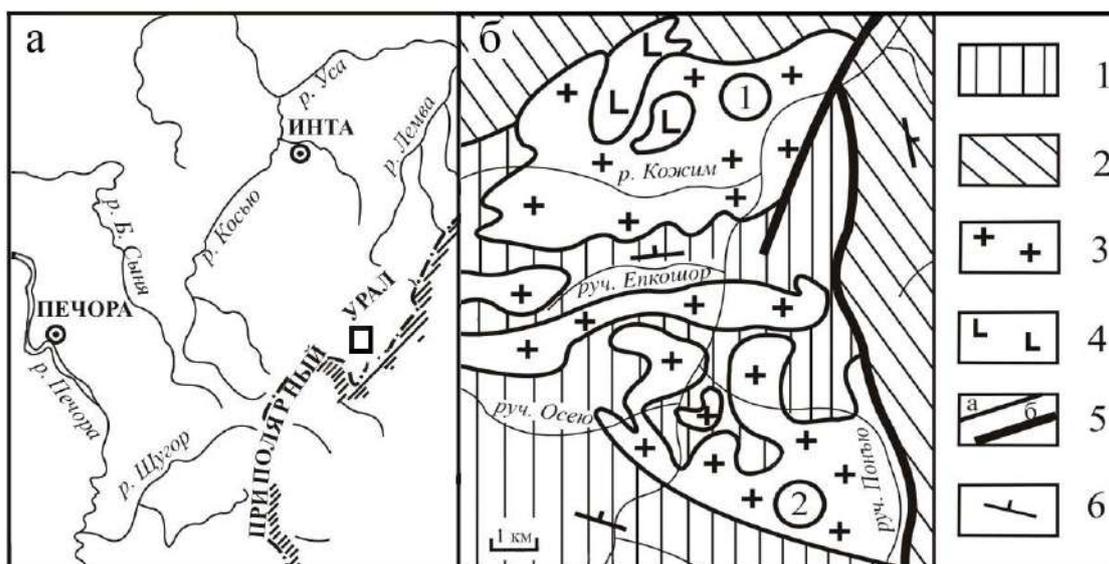


Рис. 1. а) Обзорная карта изученного района Приполярного Урала. б) Схема размещения гранитных массивов (1 – Кузьпуаюский; 2 – Кузьпуаюский) (по Л. В. Махлаеву). 1 – слюдяно- кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, кварциты; 2 – слюдяно- кварцевые сланцы, порфиры, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 3 – граниты; 4 – габбро; 5 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 6 – элементы залегания плоскостных структур.

Согласно исследованиям Ж. П. Пюпина и Г. Тюрко между обликом кристаллов циркона и химизмом среды и температурой кристаллизации имеется явная связь: изменения температуры кристаллизации минерала характеризуется наличием и развитием призм (100) и (110), а особенности химизма (кислотность/ щелочность) минералообразующей среды определяются по появлению и преобладанию дипирамид (311), (111) и (331). Разработанная французскими учеными диаграмма основных типов циркона (рис. 2), иллюстрирующая зависимость морфологии циркона от температуры (индекс температур - I. T) и щелочности (индекс щелочности среды минералообразования - I. A.), позволяет определить температурный диапазон образования пород рассматриваемого массива [10,11].

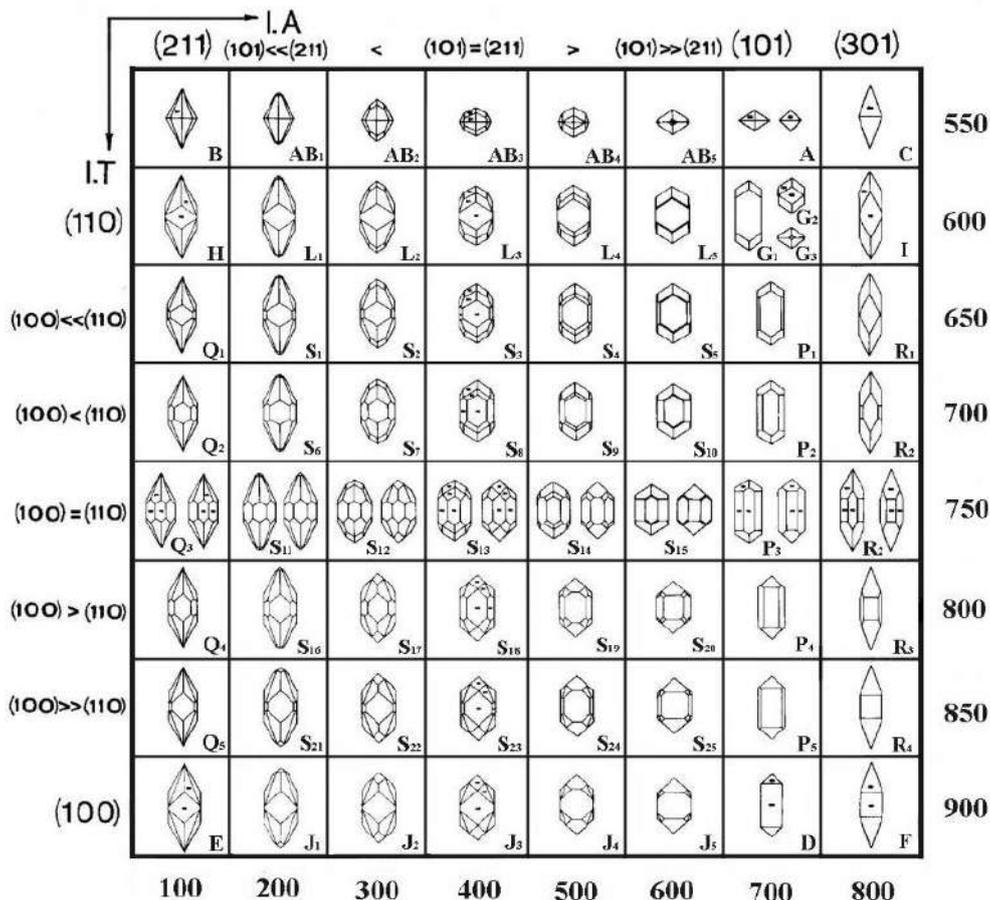


Рис. 2. Основные типы и подтипы циркона по Ж. П. Пюпину и Г. Тюрко.

Согласно проведенному эволюционно- кристалломорфологическому анализу, цирконы Кузьпуаюского массива по своей морфологии соответствуют таким типам, как J<sub>5</sub>, S<sub>25</sub>, S<sub>20</sub>, D, P<sub>5</sub>, P<sub>4</sub>, P<sub>3</sub>, P<sub>2</sub> (рис. 3). Цирконы морфотипа D, согласно представленной выше таблице кристаллизуются при высокой температуре (I. T = 900°C) и повышенной щелочности минералообразующей среды (I. A = 700). Цирконы, выделяемые в морфотипы P<sub>5</sub>, P<sub>4</sub>, P<sub>3</sub>, P<sub>2</sub> образуются при высокой температуре от 700 до 850°C и повышенной щелочности минералообразующей среды, характерной для типа D. Кристаллы, относящихся к типам J<sub>5</sub>, S<sub>25</sub>, S<sub>20</sub>, так же выделяются при высокой температуре, а именно от 800 до 900°C и повышенной щелочности минералообразующей среды (I. A = 600). Изученные аксессуарные цирконы Кузьпуаюского массива образовались при высокой температуре (I. T: от 700 до 900°C) и повышенной щелочности среды минералообразования (I. A: от 600 до 700) [1, 2, 3].

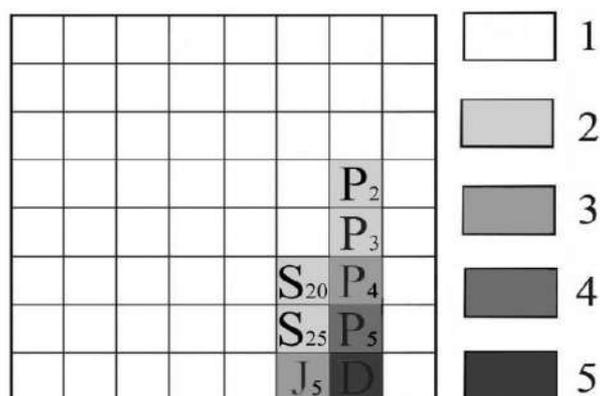


Рис. 3. Степень распространения типов цирконов Приполярного Урала (по Ж. П. Пюпину и Г. Тюрко). 1 – отсутствие, 2 – минимальное значение, 5 – максимальное значение.

Таким образом, изучение кузьпуаюских цирконов с помощью методики Ж. П. Пюпина и Г. Тюрко дает возможным утверждать, что образование гранитов Кузьпуаюского массива происходило при высокой температуре, находящейся в диапазоне от 700 до 900 °С. Выявленные температуры не подтверждают ранее полученные данные М. В. Фишмана и его коллег [7, 8], согласно которым температура образования гранитов кожимского комплекса не превышает 700 °С.

### Список литературы

1. Денисова Ю. В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 5. С. 9–16.
2. Денисова Ю. В. Термометрия циркона из гранитоидов Приполярного Урала// Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 12. С. 37–44.
3. Денисова Ю. В. Акцессорные геотермометры гранитов // Тенденции развития науки и образования. № 61. Часть 2. Самара. 2020. С. 12-15, doi: 10.18411/lj-05-2020-22.
4. Ляхович В. В. Акцессорные минералы: их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 276 с.
5. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
6. Носырев И. В., Робул В. М., Орса В. И. Генерационный анализ акцессорного циркона. М: Наука. 1989. 203 с.
7. Фишман М. В., Голдин Б.А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
8. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.-Л.: Наука, 1968. 252 с.
9. Chappel B. W., White A- J. R. Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.
10. Pupin J. P., Turco G. Le zircon accessoire en géothermométrie // C.R. Acad. Sci. Paris. 1972. V. 274. No. 2. P. 212–214.
11. Pupin J. P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.

## УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**А.В. Сначёв**

*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

e-mail: savant@rambler.ru

Зона Уралтау, расположенная между Главным Уральским разломом на востоке, Зилаирским мегасинклином и Башкирским мегантиклинорием на западе, прослеживается в меридиональном направлении от широты с. Кирыбинское до Мугоджар. В разрезе метаморфических комплексов Уралтау углеродсодержащие отложения занимают различные возрастные уровни. Наиболее полное их развитие отмечается среди пород максютовского комплекса. По итогам последних геолого-съёмочных работ, проведенных А.А. Захаровым и Л.С. Быковой [2003ф] (ОАО «Башкиргеология»), он трактуется как ранне-среднепалеозойская структура, имеющая двучленное строение. В его пределах выделяют: 1) галеевскую серию (O-S?), объединяющую метаосадки (метакварциты, метаграувакки и метапелиты), среди которых встречаются менее деформированные блоки основного и ультраосновного состава; 2) карамалинскую серию (S-D<sub>1</sub>), отделенную от первой тектоническими контактами и представленную углеродистыми сланцами, кварцитами в тесном сочетании с метавулканитами, линзами мраморов, метагаббро и линзами серпентинитового меланжа с метародингитами (рис. 1). Это позволяет сопоставить их с одновозрастными образованиями Главного Уральского разлома и восточного склона Южного Урала [11; 13].

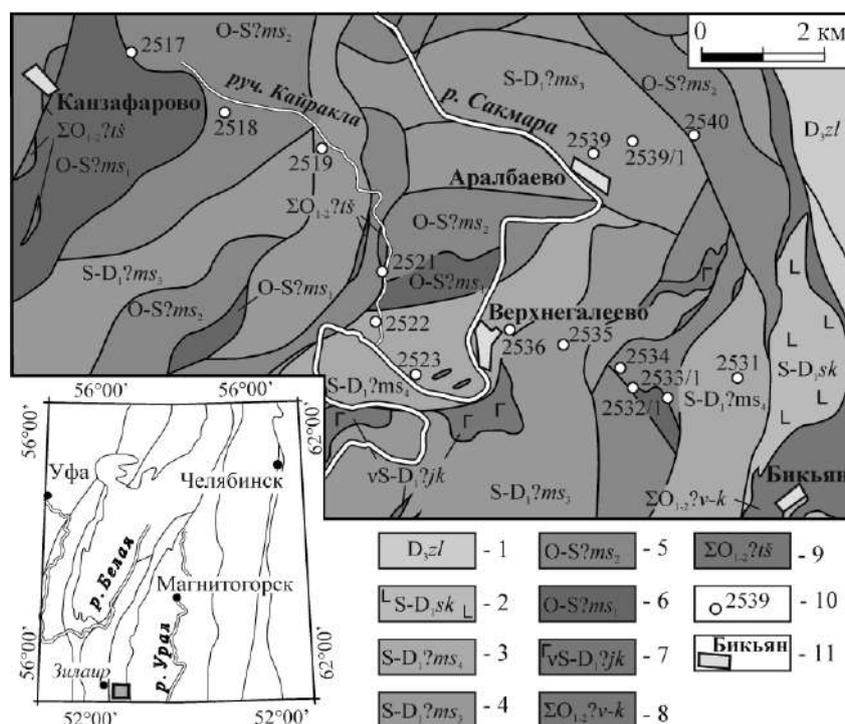


Рис. 1. Геологическое строение максютовского комплекса в пределах Верхнегалеевского участка (составлена по материалам Ю.Г. Князева и др. [5]; А.А. Захарова и Л.С. Быковой [2003ф], с упрощениями автора)

Условные обозначения: 1 – зилаирская свита (полимиктовые песчаники, алевролиты), 2 – сакмарская свита (метаэффузивы основного состава), 3-4 – карамалинская серия, 5-6 – галеевская серия, 7 – юлукский комплекс (габбро-долериты и продукты их метаморфо-метасоматических преобразований), 8-9 – войкаринско-кемпирсайский и ташлинский комплекс (серпентиниты нерасчлененные и продукты их метаморфо-метасоматических преобразований), 10 – точки отбора проб, 11 – населенные пункты.

В ходе проведения геологической съемки масштаба 1:200 000 (новая серия) в пределах листа N-40-XXXIV (Зилаир) нами были просмотрены разрезы углеродистых сланцев и кварцитов максютовского комплекса. Углеродистые сланцы и кварциты имеют площадное распространение и образуют самостоятельные пачки и горизонты выдержанной мощности по латерали. Они имеют однородный минеральный состав, породообразующим является кварц (до 90%), представленный зернами размером от 0,3–2 мм. Мусковит (до 5%) в полосах, обогащённых углеродистым веществом в виде тонкочешуйчатых лейст, вытянутых по направлению полосчатости. Гранат (до 5%) выражен идиоморфными зёрнами от 0,1 до 0,4 мм с включениями мелкозернистого кварца.

Более детально необходимо остановиться также и на содержании органического углерода. Известно, что содержания  $C_{орг}$  в типичных черносланцевых отложениях составляют от 1 % и более. В них выделяются три группы пород [14]: низкоуглеродистые – 1–3 %, углеродистые – 3–10 %, высокоуглеродистые – > 10 %  $C_{орг}$ . В углеродсодержащих отложениях Южного Урала отчетливо распознаются два типа углеродистого вещества: седиментационно-диагенетический, присущий недеформированным, слабометаморфизованным осадочным толщам и метаморфогенный, свойственный углеродистым отложениям, подвергнутым интенсивному метаморфизму [8].

Содержание углеродистого вещества в сланцах и кварцитах максютовского метаморфического комплекса по визуальным оценкам А.А. Алексеева [1] составляет 1,5–3,0%. Собственные результаты химического и термогравиметрического анализов показывают, что содержание углеродистого вещества составляет 1,1–4,5% (редко до 8%), что соответствует низкоуглеродистому типу.

Почти 100 % углерода составляет  $C_{орг}$ , на долю  $CO_2$  приходятся ничтожные значения. Широкое площадное развитие и хорошая выдержанность углеродистых пород по латерали свидетельствуют о накоплении этих отложений в сравнительно спокойных условиях морского бассейна на значительном удалении от береговой линии. Привнос углеродистого вещества происходил вместе с терригенным материалом. Следует учитывать, что указанные концентрации углеродистого вещества являются, по-видимому, остаточными, обусловленными воздействием на породы процессов регионального и динамометаморфизма. По данным рентгено-структурного анализа углеродистое вещество представлено графитом [19]. Основная его масса обособляется в виде полосчатых, прожилковидных и чешуйчатых выделений гексагонального и призматического габитуса, ориентированных параллельно полосчатости и рассланцеванию. Анализ соотношения изотопов углерода  $^{13}C/^{12}C$  по сравнению с PDB показывает, что он имеет биогенную природу (рис. 2).

Графитсодержащие породы представляют собой особенно благоприятный объект для определения фации прогрессивного регионального метаморфизма в связи с тем, что углерод реагирует на метаморфические преобразования лишь изменением агрегатного и структурного состояния. Температура начала экзотермического эффекта, соответствующая началу выгорания графита, скачкообразно изменяется по мере усиления метаморфизма примерно на 100°C в породах каждой последующей фации и предполагается, что процесс графитизации необратим [3; 16]. Нами был проведен термический анализ углеродистых сланцев и кварцитов максютовского комплекса (рис. 3). Для анализа отбирались образцы наименее измененных углеродистых отложений за пределами зон интрузивных экзоконтактов и интенсивной тектонической переработки, что позволило исключить их влияние на породы и реконструировать степень именно регионального метаморфизма.

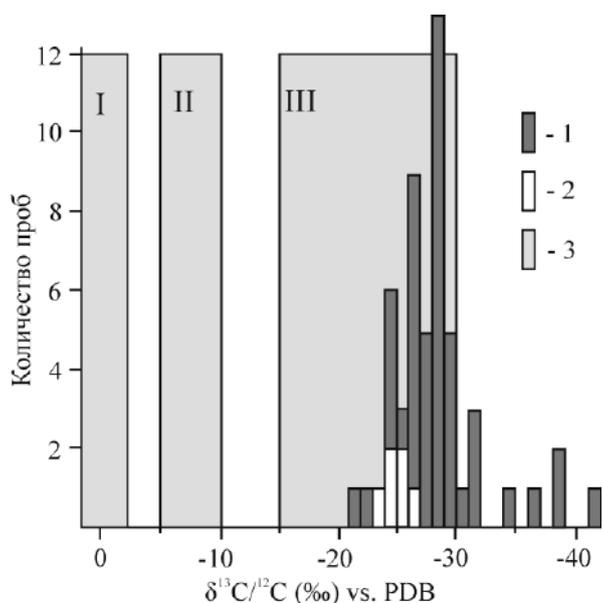


Рис. 2. Изотопный состав углерода в углеродистых сланцах и кварцитах максютовского комплекса.

Условные обозначения: 1 – данные по Leech, Ernst [20], 2 – данные по Ковалёв и др. [6], 3 – поля типичных значений изотопов углерода для морских карбонатов (I), мантийного углерода (II) и биогенного углерода (III) по Javoy et al. [17].

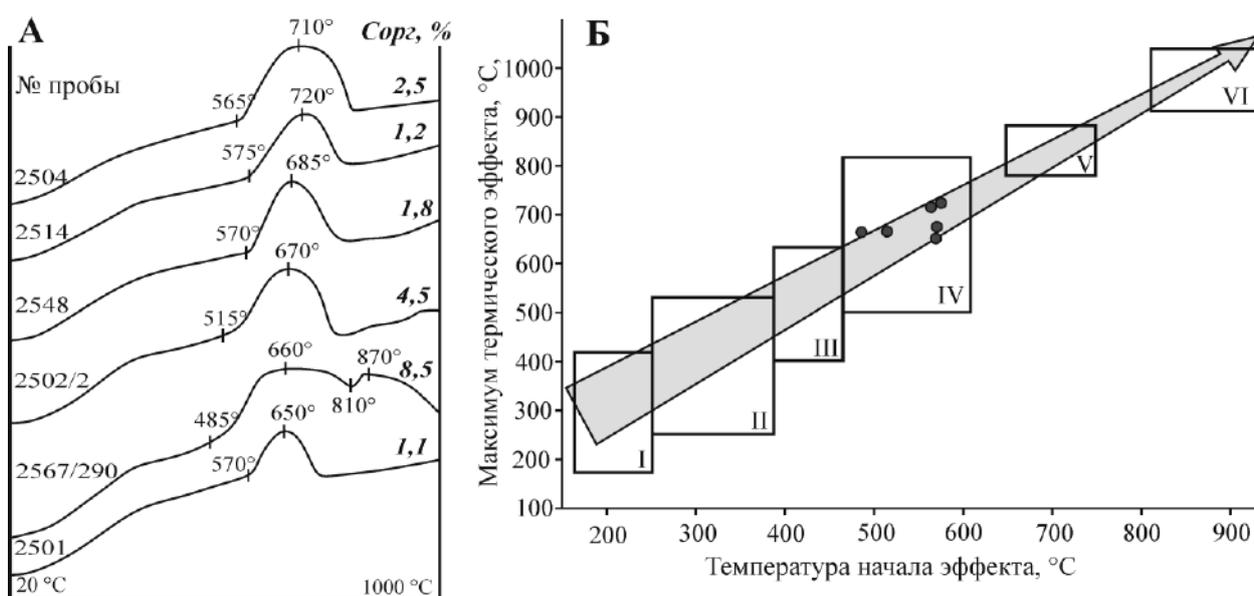


Рис. 3. Характерные термограммы (А) и положение точек анализа на диаграмме термической устойчивости (Б) для углеродистых отложений максютовского комплекса

Условные обозначения: ступени выгорания по Силаеву и др. [12]: I – современные растения, органическое вещество в неметаморфизованных осадочных породах, копролиты; II – асфальты, низшие кериты; III – асфальтиты, кериты; IV – высшие кериты, антракослиты, шунгиты; V – графит, карбонадо; VI – алмазы.

Отложения максютовского комплекса в результате тектонических движений, субдукции и последующей коллизии с Магнитогорской островной дугой были интенсивно метаморфизованы [10]. Расчеты термодинамических параметров для минеральных парагенезисов показали, что отложения галеевской серии испытали метаморфизм при температуре 650–700°C со значительным разбросом по давлению (пиковый для низкотитанистых эклогитов в 24 кбар), карамалинской серии – при 450°C и 8 кбар [6; 7].

Вариации параметров обусловлены тем, что они находились на различных по глубинности уровнях субдущурующей плиты [10].

Результаты термического анализа показывают, что рассматриваемые отложения имеют максимум эндотермического эффекта в интервале 650–720°C (начало эффекта 480–575°C), что по данным В.П. Ивановой и др. [4] соответствует эпидот-амфиболитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма и вполне согласуется с данными других исследователей, изучавших термобарометрические условия формирования пород максютовского комплекса [2; 6; 7].

Соотношение температуры начала экзотермического эффекта к максимальному его значению на диаграмме термической устойчивости углеродистых веществ показало, что органический углерод претерпел высокую степень метаморфизма, сопоставимую с высшими керитами, антраксолитом и шунгитом [12]. Экзотермический эффект для образца 2567/290 с четко выраженным двойным максимумом свидетельствует о присутствии в нем графита двух разновидностей. За счет многочисленных микродвигов по плоскостям {001} он укрупняется и происходит совершенствование структуры, сопровождающееся направленными изменениями рентгеновских характеристик и утяжелением его изотопного соотношения [9; 18]. При этом содержание углерода в рассматриваемых отложениях максютовского комплекса может достигать 38% [20]. С увеличением давления до 3,2 ГПа, даже при относительно невысоких температурах (650°C), углерод превращается в нанокристаллические агрегаты алмаза и обособления графита кубической формы [15; 19].

Таким образом, изучение углеродистых отложений южной части зоны Уралтау показало: 1) черносланцевые отложения максютовского комплекса относятся к низкоуглеродистому типу, почти 100% углерода составляет  $C_{орг}$ , на долю  $CO_2$  приходятся ничтожные значения, 2) углеродистое вещество, представленное прожилковидными и чешуйчатыми выделениями, имеет биогенную природу, 3) органический углерод претерпел высокую степень метаморфизма вплоть до эпидот-амфиболитовой субфации зеленосланцевой фации и соответствует высшим керитам, антраксолитам и шунгитам.

*Автор благодарит С.В. Кордюкова, С.А. Ягудину и Т.И. Черникову за проведение аналитических работ и Е.О. Калистратову за помощь в описании шлифов. Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.*

### Список литературы

1. Алексеев А.А. О распространенности ванадия в осадочно-метаморфических породах зоны Уралтау. / Минералого-геохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урале. БФАН СССР, Уфа., 1978, С. 56–59.
2. Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Графитовый эклогит из максютовского метаморфического комплекса, Южный Урал // Доклады РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 86–88.
3. Блюман Б.А. Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н., Павлов М.Г. Использование термо- и рентгенографических характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма // Записки Всесоюзного Минералогического общества. 1974. ч. 103. вып. 1. С. 95–103.
4. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
5. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N–40 Уфа, СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.
6. Ковалев С.Г., Тимофеева В.А., Пиндюрина Е.О. Геохимия эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) и генетическая природа их протолитов // Геохимия. 2015. № 4. С. 299–327. DOI: 10.7868/S0016752515040044
7. Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О., Ковалев С.С. Геохимия и условия образования эклогитов максютовского комплекса // Геологический сборник №9. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 236–245.
8. Крупенин М.Т., Маслов А.В., Рыкус М.В., Сначев В.И. Новые данные о содержании  $C_{орг}$  в сланцах нижнего и среднего рифея Южного Урала / Ежегодник ИГиГ УНЦ РАН, Екатеринбург, 1993.

С. 19–20.

9. Поцелуев А.А. Углеродистые вещества в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях // Известия Томского политехнического университета. 2010. Т. 316. № 1. С. 16–23.

10. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

11. Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник №5. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 86–104.

12. Силаев В.И., Меньшикова Е.А., Ковалева О.В., Петровский В.А., Сухарев А.Е. Термическая устойчивость природных углеродистых веществ и их синтетических аналогов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Матер. науч. чтений памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Изд-во ПГУ. 2009. №12. С. 3–21.

13. Сначёв А.В. Геология и условия накопления углеродистых отложений Сиратурского рудного поля // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. 2019. № 3(95). С. 15–25. DOI: 10.24411/1728-5283-2019-10302

14. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

15. Bostick B.C., Jones R.E., Ernst W.G., Chen C., Leech M.L., Beane R.J. Low-temperature microdiamond aggregates in the Maksyutov Metamorphic Complex, South Ural Mountains, Russia // American Mineralogist, 2003. V. 88. P. 1709–1717.

16. Buseck P.R., Beyssac O. From organic matter to graphite: graphitization // Elements. 2014. No. 10. P. 421–426.

17. Javoy M., Pineau F., Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // Chemical Geology, 1986. V. 57. P. 41–62.

18. Kirilova, M., Toy, V., Timms, N., Halfpenny, A., Menzies, C., Craw, D., Beyssac, O., Sutherland, R., Townend, J., Boulton, C., Carpenter, B., Cooper, A., Grieve, J., Little, T., Morales, L., Morgan, C., Mori, H., Sauer, K., Schleicher, A., Williams, J., Craw, L.: Textural changes of graphitic carbon by tectonic and hydrothermal processes in an active plate boundary fault zone, Alpine Fault, New Zealand, in: Geological Society, London, Special Publication “Advances in the Characterization of Ore-Forming Systems from Geological, Geochemical and Geophysical data”, 2017. P. 223–231.

19. Leech M.L., Ernst W.G. Petrotectonic evolution of the high to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains: structural and oxygen isotope constraints // Lithos. 2000. V. 52. P. 235–253.

20. Leech M.L., Ernst W.G. Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia. Geochim. Cosmochim, 1998. Acta 62, P. 2143–2154.

## СТРУКТУРНЫЕ ПАРАМАГНИТНЫЕ АЛЮМИНИЕВЫЕ ЦЕНТРЫ В КВАРЦЕ СИРАТУРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*А.В. Сначёв<sup>1</sup>, К.Р. Нуриева<sup>1,2</sup>*

*1 – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

*2 – Башкирский государственный университет, г. Уфа,*

*e-mail: SAVant@rambler.ru*

В последние годы в пределах Южного Урала в углеродистых отложениях открыта серия золоторудных месторождений и проявлений (Отнурок, Осиповское, Амурское, Светлинское, Увельское, Тетечное, Каменское, Черноозёрское, Сиратурское) [5, 8, 10], среди которых лишь Сиратурское и Черноозёрское залегают в черных сланцах, пространственно ассоциирующих с гипербазитами и габбро меланократового основания, а также продуктами вулканизма океанического типа, представляющими собой единую раннепалеозойскую офиолитовую ассоциацию.

Сиратурское рудное поле находится в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома. В его пределах известны три коренных золоторудных месторождения (Сиратурское, Кузьма-Демьяновское и Камышакское) и несколько проявлений (Барсучий Лог, Бугор, Голенькие Горки, Раздольное). Все они приурочены к крайней восточной части субмеридиональной полосы углеродистых, углеродисто-хлорит-кварцевых и хлорит-кварцевых сланцев поляковской свиты, надежно датированной ордовиком по находкам конодонтов [3], а также к зоне ее тектонического сочленения с серпентинитами и гипербазитами Нуралинского массива, возраст которого по последним данным составляет  $450 \pm 4$  млн лет [2]. Углеродистые сланцы относятся к низкоуглеродистому типу и попадают в поля терригенно-углеродистой и карбонатно-углеродистой формаций, что в совокупности с наличием карбонатов в разрезе говорит о формировании их в мелководной и прибрежно-мелководной области осадочного бассейна. Терригенный материал в процессе осадконакопления рассматриваемых отложений претерпел минимальный перенос, а его источником служили породы преимущественно основного и среднего состава, образованные предположительно в островодужной и коллизионной обстановках [7]. Углеродистое вещество, представленное прожилковидными и чешуйчатыми выделениями, имеет биогенную природу и испытало метаморфизм в условиях высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации [9]. Севернее Сиратурского месторождения (Кузьма-Демьяновский участок) широко развиты малые тела гранитоидов балбукского комплекса (C<sub>2</sub>b), Rb–Sr датирование которых показало возраст  $311 \pm 9$  млн лет [6].

Геологоразведочные, геохимические, минералогические и петрологические исследования, выполненные на рассматриваемой территории в период 2009–2018 гг., позволили установить, что в черносланцевых отложениях золоторудная минерализация представлена преимущественно золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в лиственит-березитовом комплексе – золото-кварц-малосульфидным жильно-прожилковым [8].

Собственно Сиратурское месторождение включает Фельдшерский (на севере), Центрально-Сиратурский (в центре) и Южно-Сиратурский (на юге) золоторудные участки и протягивается на 3,7 км при ширине от 100 до 400 м. В ее пределах установлено 4 рудных тела, первое из которых (восточное) – главное, оно прослежено на расстояние в 2,1 км, его средние параметры: мощность 3,0 м, содержание золота 2,12 г/т. Это рудное тело приурочено к лежащему контакту черносланцевой толщи с лиственитами и имеет крутое (85°) западное падение. Сульфидная минерализация в породах рудной зоны занимает до 10% и представлена пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. В углеродистых сланцах кроме них отмечены пирротин и сфалерит. Три других рудных тела расположены среди черных

сланцев параллельно первому, по простираанию и падению они не оконтурены. В пределах рудной зоны отчетливо выражена закономерность – наиболее высокое содержание золота фиксируется на участках с прожилково-жильным («сетчатым») окварцеванием и высокой степенью сульфидизации, особенно в зоне развития пород кварц-альбитового состава.

Кроме перечисленных выше рудных тел в крайней южной части Сиратурского месторождения отмечена и так называемая Широкая жила, расположенная под углом 75° к ним и прослеженная в западном направлении скв. 69 и тремя канавами (к-28, к-29 и к-30). Она приурочена к зоне трещиноватости, оперяющей Главный Уральский разлом. Руды ограничены зоной дробления углеродистых сланцев и представлены кварц-малосульфидным жильно-прожилковым типом. Распределение золота в них неравномерное. На участках, густо пронизанных кварцевыми жилами, его содержание достигает 25 г/т.

Обратимся к рассмотрению результатов изучения структурных парамагнитных Al примесных центров в кварце золото-сульфидных прожилково-вкрапленных (первый тип) и золото-кварц-малосульфидных жильно-прожилковых (второй тип) руд.

Измерение концентрации Al-центров проводилось на кафедре минералогии МГУ имени Ломоносова (аналитик С.В. Вяткин). После  $\gamma$ -облучения образцов (источник  $^{60}\text{Co}$ ) дозой  $10^5$  Гр, Al-центры регистрируются в форме  $[\text{AlO}_4^-/\text{h}^+]^0$ . Регистрация спектров Al парамагнитных центров осуществлялась на ЭПР спектрометре CMS-8400 в X-диапазоне (~9,4 ГГц) при амплитуде модуляции 0,1 мТл, частоте модуляции 100 кГц и мощности СВЧ излучения 10 мВт при температуре жидкого азота (77 °К) с использованием кварцевого криостата. Концентрация парамагнитных центров рассчитана с использованием эталонных образцов по интенсивности аналитических линий [1]. В качестве аналитических линий использовались высокополевые линии сверхтонкой структуры с  $g_{эфф}=1,993$  для Al-центра.

Из данных таблицы хорошо видно, что содержание Al-центров в кварце Сиратурского месторождения довольно низкое, что характерно для плутоногенных золоторудных объектов [4]. Концентрация Al-центров в кварце руд второго типа составляет от 8,8 до 54,4 ат. ppm (в среднем 29,3 ат. ppm), а в кварце первого типа – она заметно меньше – от 6,7 до 18,7 ат. ppm (в среднем 12,0 ат. ppm).

Таблица

Содержание Al парамагнитных центров в кварце Сиратурского рудного поля

№ п/п	Номер пробы	C(Al), ат. ppm	№ п/п	Номер пробы	C(Al), ат. ppm	№ п/п	Номер пробы	C(Al), ат. ppm
1	СТ-3-97	34,1	14	Ф-4,1	32,3	27	СТ-43-29	10,6
2	СТ-12-38	32,2	15	Ф-4,6	54,3	28	СТ-44-80	12,3
3	СТ-15-73	53,9	16	Ф-4,7	26,5	29	СТ-47-85	12,6
4	СТ-16-54-58	54,4	17	СТ-4	10,6	30	СТ-53-33	10,4
5	СТ-23-31	14,9	18	СТ-13-68	18,7	31	СТ-53-98	9,1
6	СТ-28-46,6	8,8	19	СТ-23-34	6,7	32	СТ-53-99	10,7
7	СТ-28-66	10,8	20	СТ-33-22	12,0	33	СТ-54-152	9,8
8	СТ-28-70	21,6	21	СТ-33-92	16,9	34	СТ-62-14	13,0
9	СТ-45-99	29,0	22	СТ-33-139,5	14,3	35	СТ-ШТ/1	10,1
10	СТ-48-145	22,4	23	СТ-33-166	11,7	36	ГГ-5,2	10,1
11	СТ-48-199	9,9	24	СТ-37-10	9,9	37	Ф-КВ	12,1
12	ГГ-2,7	32,3	25	СТ-37-70	11,9	38	КАМ-2,2	14,6
13	ГГ-2,8	31,3	26	СТ-41-51	14,0	39	1226-107	12,7

Примечание. 1-16 – кварц, отобранный из золото-кварц-малосульфидных руд; 17-39 – кварц, отобранный из золото-сульфидных руд. Ат. ppm – число атомов Al на  $10^6$  атомов Si.

Примечательно, что содержание Au и Ag в кварце всех 39 выше указанных проб имеет довольно отчетливую связь с примесью Al (рисунок). Так, в кварце золото-кварц-малосульфидных руд содержание Au и Ag составляет в среднем 0,23 и 0,12 г/т соответственно (по 16 пробам), а для золото-сульфидных руд – 0,08 и 0,08 г/т (по 23 пробам),

что в 2,9 и в 1,5 раза меньше. Кроме того, последние образуют обособленное компактное поле в левой нижней части диаграммы, где концентрация Al-центров преимущественно составляет 9–17 ат. ppm, а Au – 0,01–0,08 г/т. Столь низкое содержание структурных примесей Al в кварце может указывать не только на ее низкую концентрацию в гидротермальном растворе, но и на низкое значение pH среды минералообразования.

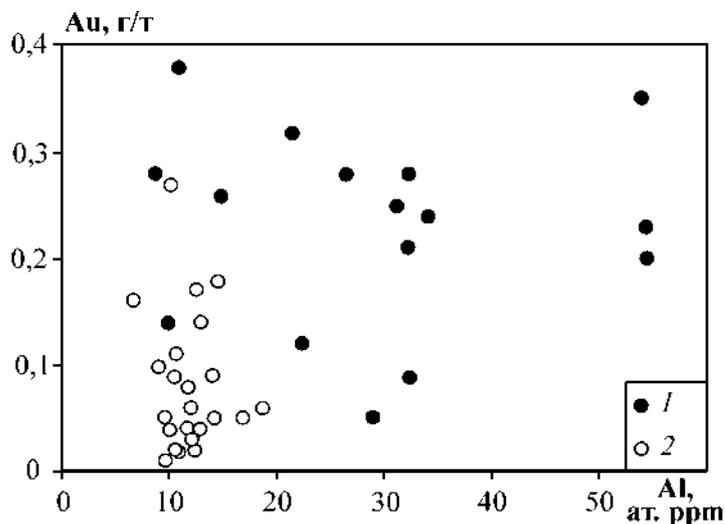


Рисунок. Содержание Al-центров (ат. ppm) и Au (г/т) в кварце различных типов руд: 1 – золото-кварц-малосульфидный тип, 2 – золото-сульфидный тип

В пределах месторождения Сиратурское, проявлений Голенькие Горки и Фельдшерское при промывке дресвяно-щебнистых кор выветривания, развитых по углеродистым сланцам и листовникам, нами получено несколько десятков золотинок. Микросондовый анализ позволил разделить золотины на две группы, первая из которых (главное рудное тело и Широкая жила Сиратурского месторождения, проявление Фельдшерское) характеризуется высокой пробностью (900–980), а вторая (золото-сульфидные руды Сиратурского месторождения и проявление Голенькие Горки) – содержит значимую примесь серебра (вплоть до электрума) ( $Au = 67 \div 82\%$ ,  $Ag = 17 \div 33\%$  и до 0,36% Cu). При изучении аншлифов золото-сульфидных руд Сиратурского месторождения в пирите установлена мелкая золотина (3–5 мкм), состав которой – 75,55% Au и 24,45% Ag [8].

Итак, изучение структурных алюминиевых парамагнитных центров в кварце Сиратурского золоторудного месторождения показало:

1. Содержание Al-центров в кварце золото-кварц-малосульфидных жильно-прожилковых руд составляет от 8,8 до 54,4 ат. ppm, а в кварце золото-сульфидных прожилково-вкрапленных – 6,7–18,7 ат. ppm.

2. Столь низкое содержание структурных примесей Al в кварце обоих типов руд может указывать не только на ее низкую концентрацию в гидротермальном растворе, но и на низкое значение pH среды минералообразования.

3. Содержание Au и Ag в кварце имеет довольно отчетливую связь с примесью Al. Так, в кварце золото-кварц-малосульфидных руд содержание Au и Ag составляет в среднем 0,23 и 0,12 г/т соответственно, а для золото-сульфидных руд – 0,08 и 0,08 г/т, что в 2,9 и в 1,5 раза меньше.

*Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.*

### Список литературы

1. Концентрационные измерения электронно-дырочных центров в кварце методом ЭПР. Инструкция. М.: ВИМС, 1986. 230 с.
2. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Перчук А.Л. Ордовикский возраст дунит-верлит-клинопироксенового полосчатого комплекса массива Нуралы (Южный Урал, Россия) по данным

SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 60–70.

3. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.

4. Прудникова А.Д., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В. и др. Оценка температуры кристаллизации жильного кварца золото-молибден-медно-порфирового месторождения Песчанка (Западная Чукотка) по содержанию парамагнитных титановых центров в кварце // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2017. № 1. С. 13–21.

5. Рыкус М.В., Сначев В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначёв А.В. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7, № 2. С. 17–27.

6. Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Каменноугольный магматизм коллизионной эпохи на Южном Урале // Геол. сб. № 10. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2013. С. 176–199.

7. Сначёв А.В. Геология и условия накопления углеродистых отложений Сиратурского рудного поля // Вестн. АН РБ. 2019. Т. 32, № 3. С. 15–25. DOI: 10.24411/1728-5283-2019-10302

8. Сначёв А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Вестник Московского университета, Серия 4: Геология. 2020. № 5. С. 64–70.

9. Сначёв А.В., Смолева И.В. Углерод в черносланцевых отложениях Сиратурского рудного поля (Южный Урал) / Матер. Всеросс. науч.-практ. конф. «Новые направления работ на нефть и газ, инновационные технологии разработки их месторождений, перспективы добычи нетрадиционного углеводородного сырья». Оренбург, ООО «Типография «Агентство пресса», 2019. С. 121–124.

10. Сначёв А.В., Сначёв М.В. Рудная минерализация углеродистых отложений Амурского стратиформного цинкового месторождения (Южный Урал) // Доклады академии наук. 2012, Т. 444, №6, С. 640–643.

# ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕЛЯБИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**В. И. Сначёв**

*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа*

e-mail: savant@inbox.ru

Челябинский гранитоидный массив расположен в северной части Восточно-Уральской мегазоны и имеет площадь около 1100 км<sup>2</sup> (рис. 1). Он является составной частью Главного гранитного пояса Урала. Интрузия относится к числу полиформационных и в её строении, согласно материалам, полученным авторами совместно с сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъемка» в процессе геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 (листы N-41-II, Кунашак; N-41-VII, Миасс; N-41-VIII, Челябинск) [3, 5, 6], выделяются преимущественно четыре различных по возрасту и составу комплекса: смóленский (C<sub>2</sub>s) диорит-тоналитовый (мигматитовый), варшавский (C<sub>2</sub>v) гранит-гранитогнейсовый, полетаевский (C<sub>2</sub>pl) гранодиорит-гранитовый и кременкульский (P<sub>2</sub>kr) гранит-лейкогранитовый. Изучение физико-химических условий их образования представляет определенный интерес для реконструкции истории развития Челябинского гранитно-гнейсового купола.

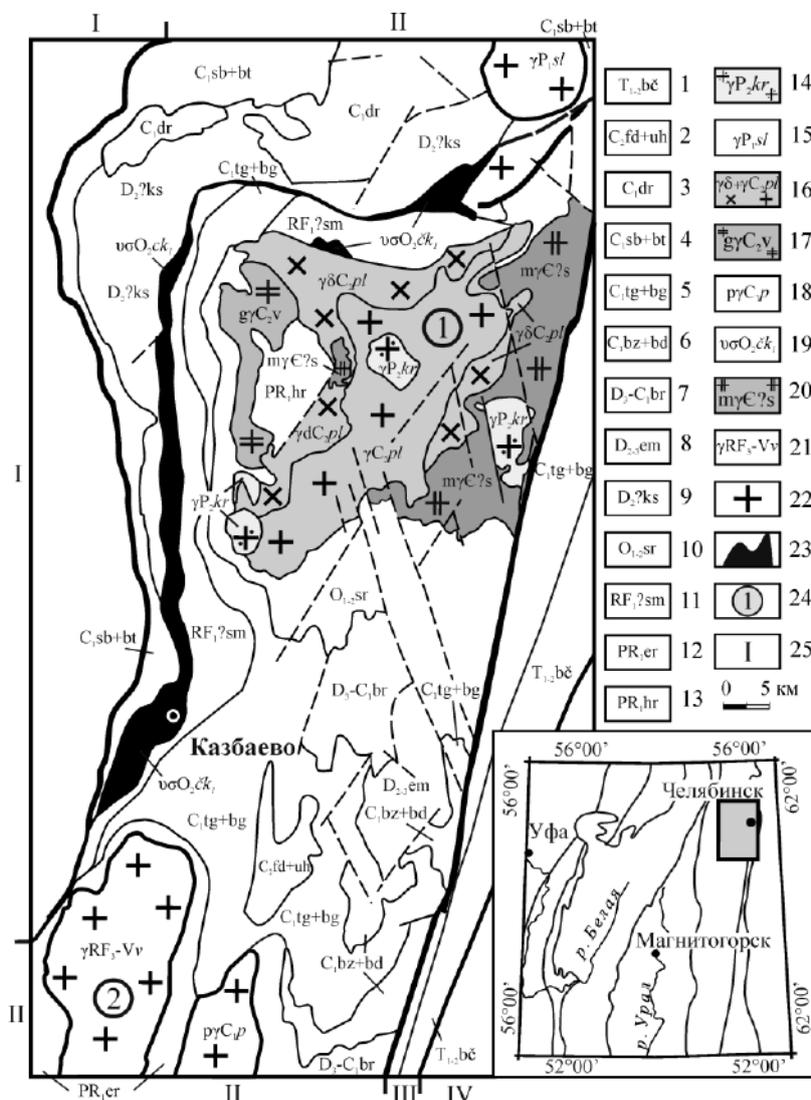


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Восточно-Уральской мегазоны (составлена на основе геологической карты М: 1:1000 000, авторы Б.А. Пужаков и др., 2013ф).

*Условные обозначения:* 1 – бичурская свита (базальты, трахибазальты); 2 – дербишевская толща (ксенотуфы, туфы базальтов, андезибазальтов); 3 – федоровская и ухановская толщи объединенные (известняки, углеродистые известняки, песчаники); 4 – соболевская и баязитовская толщи объединенные (полимиктовые песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты); 5 – тугундинская и биргильдинская толщи объединенные (полимиктовые песчаники, конгломераты, гравелиты); 6 – березиновская толща и брединская свита объединенные (ксенотуфы, туфы базальтов, андезибазальтов); 7 – березняковская толща (ксенотуфы, туфы андезитов, андезидацитов, дацитов); 8 – еманжелинская толща (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 9 – касаргинская толща (базальты, дациты, риолиты; туфы базальтов, дацитов); 10 – саргазинская толща (базальты, андезибазальты, риолиты); 11 – самарская толща (филлиты, филлитовидные сланцы, метапесчаники, кварциты и metabазальты с редкими прослоями углеродистых сланцев); 12 – еремкинская толща (гранат-биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты, кварциты); 13 – харлушинская толща (гнейсы, плагиогнейсы биотитовые, амфиболиты); 14 – кременкульский комплекс (лейкограниты); 15 – султаевский комплекс (граниты, реже граносиениты, гранодиориты); 16 – полетаевский комплекс (гранодиориты, граниты); 17 – варшавский комплекс (гнейсограниты, граниты биотитовые); 18 – пластовский комплекс (тоналиты, плагиограниты); 19 – чебаркульско-казбаевский комплекс (габбро, дуниты, гарцбургиты); 20 – смóленский комплекс (мигматиты апогнейсовые, диорито-гнейсы); 21 – варламовский комплекс (гранито-гнейсы, мигматиты); 22 – гранитоидные массивы; 23 – гипербазиты; 24 – номера массивов: 1 – Челябинский, 2 – Варламовский; 25 – структурно-формационные зоны: I – Арамильско-Сухтелинская, II – Восточно-Уральская, III – Челябинский грабен, IV – Зауральская.

**Смóленский комплекс** образует крупное самостоятельное гранитоидное тело в восточной части Челябинского плутона и серию более мелких – в западной. Сложен он мигматитами апогнейсовыми, диорито-гнейсами апоамфиболитовыми и апогнейсовыми, кварцевыми диоритами, между которыми существуют постепенные структурные и вещественные переходы.

Породы комплекса сложно дислоцированы, испытали метасоматоз под влиянием более поздних гранитоидных интрузивных комплексов и интенсивные тектонические деформации, особенно в зоне Челябинского разлома. Судя по геологическим, петрографическим и петрохимическим особенностям мигматитов и диорито-гнейсов, они наследуют состав, ассоциацию аксессуарных минералов, текстурные особенности вмещающих гнейсовых толщ.

Кембрийский возраст смóлинского комплекса определяется отсутствием активного воздействия на прилегающие с юга породы саргазинской толщи ( $O_{1-2sr}$ ) [7]. Продукты размыва его пород установлены в отложениях увельской свиты ( $O_{2-3uv}$ ) (лист N-41-XIV), на 50% сложенных аркозовыми песчаниками. Уран-свинцовым методом по цирконам из гнейсов и мигматизированных гнейсов городской толщи (локально развита в восточной, примыкающей к Челябинскому грабену, части массива и отсутствует на рисунке) установлен возрастной уровень в  $531 \pm 20$  млн. лет, что отвечает времени интенсивного ареального метаморфизма (мигматизации) [3].

**Варшавский комплекс** представлен преимущественно гнейсогранитами и заметно реже гранитами биотитовыми мезократовыми и лейкократовыми, монцолейкогранитами, монцогранитами. Для гнейсогранитов Варламовского массива (лист N-41-VII, Миасс), также принадлежащего варшавскому комплексу и расположенному в 30 км южнее, получены цифры возраста 331 млн. лет (Rb–Sr метод) и 314 млн. лет (K–Ar – метод) [5]. Кроме того, под воздействием гнейсогранитов варшавского комплекса вмещающие терригенные и карбонатные породы нижнего карбона превращены в ставролитовые сланцы и мрамора. Его возраст принят среднекаменноугольным в соответствии с Легендой Южно-Уральской серии.

**Полетаевский комплекс** слагает бóльшую часть Челябинского плутона и представлен гранодиоритами массивными и гнейсовидными (I фаза), гранитами биотитовыми порфиroidными (II фаза) (рис.). Он имеет интрузивные контакты с метаморфитами

харлушинской и городской гнейсовых толщ ( $PR_1$ ), на юге – с саргазинскими вулканитами ( $O_{1-2sr}$ ) [7]. В составе комплекса преобладают гранодиориты, среди которых отмечаются небольшие тела гранитов. Полетаевский комплекс относится к гранодиорит-гранитовой формации. Его породы датированы Rb–Sr ( $308 \pm 9$  млн. лет) и K–Ar–методами ( $307 \pm 7$  млн. лет), что соответствует среднему карбону [5].

**Кременкульский комплекс** гранитов, лейкогранитов расположен в центре Челябинского плутона. Граниты обычно светло-розовые биотитовые средне- и крупнозернистые, реже порфирировидные и пегматоидные, мелкозернистые. Определения абсолютного возраста гранитов калий-аргоновым методом дают цифры от 254 до 298 млн. лет [3, 5]. Возраст комплекса в соответствии с Легендой Южно-Уральской серии принят среднепермским.

Химический состав пород смóленского комплекса в целом отвечает составам диоритов – монодиоритов и их кварцевых разностей с калиево-натриевым типом щелочности ( $Na_2O/K_2O = 1,16–1,55$ , среднее значение по 46 пробам составляет 1,42). При мигматизации субстрата и переходе мигматитов к диорито-гнейсам с увеличением кремнекислотности происходит снижение содержаний окислов железа, магния, кальция при незначительном увеличении содержаний оксидов натрия, калия и росте  $Na_2O/K_2O$ . На диаграмме Rb–Sr для гранитоидов Челябинского массива и других интрузивных серий Южного Урала [8, 13] смóленские диорито-гнейсы укладываются в поле тоналит-гранодиоритовой формации, имеют при этом разброс значений Rb от 500 до 700 г/т, а Sr – от 60 до 100 г/т. Имеющийся неполный спектр РЗЭ в рассматриваемых породах не позволяет надежно восстановить геодинамическую обстановку их образования. Можно лишь отметить некоторое сходство с гранитоидами внутренних частей континентов [12].

Гранитоиды варшавского комплекса по химизму отвечают умереннощелочным породам с суммарной щелочностью 7,66–8,15 % и калинатровым типом, с некоторым преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$  (среднее значение по 12 пробам – 1,18). Они обеднены  $TiO_2$  и FeO, обогащены  $Na_2O$ , CaO,  $Al_2O_3$ . Их геохимический спектр характеризуется вышекларковыми содержаниями Ba, Sr, Cr, V, частично Pb. Отношение  $^{86}Sr/^{87}Sr$  составляет 0,7067–0,70936. Содержания Rb и Sr в гранитах составляют 70–130 г/т и 350–500 г/т соответственно, а в гранито-гнейсах – 225–250 г/т и 120–150 г/т, что позволяет первые из них отнести к тоналит-гранодиоритовой формации, а вторые – гранит-мигматитовой. По содержанию РЗЭ варшавские граниты близки трондjemитам континентальных окраин, а гранито-гнейсы – внутренних частей континентов.

Породы полетаевского комплекса характеризуются калиево-натриевым типом щелочности при соотношении  $Na_2O/K_2O = 0,81–1,06$ . При этом для гранитов оно составляет 0,81–0,87, а для гранодиоритов – 0,81–1,06. На диаграмме Rb–Sr независимо от типа породы полетаевский комплекс занимает верхнюю половину поля тоналит-гранодиоритовой формации, а по содержанию РЗЭ они приближаются к трондjemитам континентальных окраин [12] и резко отличаются от магматических пород континентальных рифтов. График распределения РЗЭ для гранодиоритов комплекса характеризуется невысокой степенью дифференцированности с постепенным снижением содержаний РЗЭ от La к Lu. Отношение изотопов  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в гранитах составляет 0,70529–0,70768 и может указывать на формирование их из разнородного субстрата. По расплавленным включениям ранее нами определена температура кристаллизации гранодиоритов – 800–840 °C [9].

По химическому составу граниты кременкульского комплекса отвечают умереннощелочным лейкогранитам с калиево-натриевым типом щелочности. Содержания  $K_2O$  в них заметно преобладают над  $Na_2O$ , отношение  $Na_2O/K_2O$  находится в пределах 0,64–0,94 (среднее значение по 5 пробам – 0,77). Все результаты анализов лейкогранитов на Rb и Sr (280–350 г/т и 70–170 г/т соответственно) попадают в поле гранит-мигматитовой (гранитной) формации. Распределение и содержания РЗЭ позволяют отнести гранитоиды кременкульского комплекса к внутриконтинентальным образованиям.

С целью определения *P-T* условий образования пород Челябинского массива нами был

использован биотит-гранатовый парагенезис, всесторонне изученный экспериментально [4, 11] и широко представленный среди рассматриваемых гранитоидов. Составы минералов, отобранных из гранитов, проанализированы И.А. Блиновым (ИМин УрО РАН, г. Миасс) на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3sbu с энерго-дисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, эталоны для биотита — биотит, для граната — пироп, андрадит и гроссуляр). Их формулы рассчитывались по известной методике И.Д. Борнеман-Старынкевич [1], а затем с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальностей парагенезиса биотит-гранат [4] получены температуры и оценена глубина формирования пород.

Состав граната рассматриваемых гранитов соответствует альмандиновому ряду. В его формуле доля Са составляет всего 0,19–0,66 ед, а Mn – 0,04–0,39 ед. На диаграмме в координатах  $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$  температуры образования гранитоидов составляют 450–800 °С, в том числе для гнейсогранитов варшавского комплекса – 490–510 °С, для мигматитов смóленского комплекса – 440–460 °С, для гранодиоритов, гранитов и мусковитизированных гранитов полетаевского комплекса соответственно 800, 700 и 700 °С. Понятно, что только три последние значения температуры отражают процесс кристаллизации граната и биотита из расплава, а два первых ее интервала – процессы мигматизации, огнейсования пород или последующего их метаморфизма. Вместе с тем расчет давления по известной температуре и коэффициенту  $\ln K$ , где  $K = X_{Mg}^{Cr} / X_{Mg}^{Bi}$  [11], удалось осуществить только для биотит-гранатовых пар полетаевского комплекса. Оно оказалось в пределах 6,1; 4,3 и 3,5 кбар соответственно в силу небольшой величины  $\ln K$  — около (–1,1)...(–0,6) ед, что соответствует глубине становления гранитоидов Челябинского массива в пределах 12–21 км (абиссальная зона). Полученные данные по физико-химическим условиям образования гранодиоритов и гранитов полетаевского комплекса позволяют сделать вывод об их магматическом генезисе и подтвердить данные, ранее полученные нами по расплавленным включениям в кварце (800–840 °С) [9].

Таким образом, полученные результаты позволяют отнести Челябинский гранитоидный массив к числу полиформационных, полихронных и считать его близким аналогом гранито-гнейсовых куполов: Варламовского, Борисовского, Еремкинского, Санарского (Кочкарский антиклинорий) и Белорецкого (Башкирский мегантиклинорий) [2, 9, 10]. В составе Челябинского плутона выделяется четыре главных гранитоидных комплекса: смóленский (С<sub>2</sub>с) диорит-тоналитовый (мигматитовый), варшавский (С<sub>2</sub>в) гранит-гранито-гнейсовый, полетаевский (С<sub>2</sub>пл) гранодиорит-гранитовый и кременкульский (Р<sub>2</sub>кр) гранит-лейкогранитовый. Все они относятся преимущественно к тоналит-гранодиоритовой либо гранит-мигматитовой формациям и сформировались в окраинно-континентальной либо внутриконтинентальной геодинамических обстановках. К группе магматических принадлежат варшавские граниты и кременкульские лейкограниты, в кварце которых установлены расплавленные включения [9], а также гранодиориты и граниты полетаевского комплекса, имеющие температуры образования соответственно 800 и 700 °С и давление 6,1 и 4,3 кбара (абиссальная зона). Смóленские и варшавские гнейсы и мигматиты имеют, по-видимому, метасоматический генезис и испытали в дальнейшем преобразование в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (400–460 °С и 490–510 °С).

*Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.*

### Список литературы

1. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчёту формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
2. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначёв В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:1000 000 // Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2013. 512 с.
3. Кузнецов Н. С., Савельев В. П., Пужаков Б. А. Государственная геологическая карта

- Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-VIII (Челябинск). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 116 с.
4. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
  5. Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Серия Южноуральская. Лист N-41-VII (Миасс). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГУП «ВСЕГЕИ», 2003. 167 с.
  6. Пужаков Б.А., Кузнецов Н.С., Шох В.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-II (Кунашак). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 181 с.
  7. Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник, № 5, 2006. С. 86–104.
  8. Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады Академии наук, Т. 429, № 1, 2009. С. 79–81.
  9. Сначёв В.И., Демин Ю.И., Романовская М.А., Щулькин В.Е. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. Институт геологии БНЦ УрО РАН, Уфа, 1989. 120 с.
  10. Сначёв В.И., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Мосейчук В.М., Сначёв А.В., Шиянова А.А., Рыкус М.В. Рудоносность углеродистых отложений северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Геологический сборник, № 6, 2007. С. 227–232.
  11. Термо- и барометрия метаморфических пород / под редакцией В.А. Глебовицкого. Л.: Наука, 1977. 207 с.
  12. Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Баркера. М.: Мир, 1983. 488 с.
  13. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

## ГЕОХИМИЯ ФТОРА ЗАПАДНО-АКТАШСКОЙ РУДНОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*А.Г. Султанова<sup>1</sup>, С.В. Мичурин<sup>1</sup>, Е.О. Калистратова<sup>2</sup>, Г.М. Казбулатова<sup>1</sup>*

*1 – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

*2 – ООО РН-БашНИПИнефть, г. Уфа*

*e-mail: anna\_zakharova.ig@mail.ru*

В рифейских осадочных породах Башкирского мегантиклинория ранее проведенными исследованиями геохимии фтора в известняках, доломитах, алевролитах и аргиллитах установлены его высокие содержания, превышающие кларковые в два-три раза, что связывалось с эвапоритовыми обстановками осадконакопления [1, 12, 19]. Выполненное нами геохимическое изучение пород из различных обнажений суранской и большеинзерской свит нижнего рифея, [11, 16], подтвердило высокие концентрации в них фтора. Однако однозначно утверждать, что они обусловлены рифейскими эпизодами эвапоритовой седиментации на сегодняшний день имеется недостаточно данных.

Нами изучено распределение фтора в породах Западно-Акташской рудной зоны и предпринимается попытка выяснить природу его высоких концентраций. Содержание фтора определяли фотометрическим методом посредством образования ализаринкомплексоната фторида лантана с пределом обнаружения 0,01 мас. % [5]. Детально методика исследований описана нами ранее [9].

Западно-Акташская рудная зона входит в состав Акташского рудного поля [14], расположенного в средне- и верхнерифейских отложениях в южной части Башкирского мегантиклинория в 15–20 км юго-западнее пос. Верхний Авзян Республики Башкортостан. Она объединяет Западно-Акташское рудопроявление золота и Куртмалинское месторождение бурых железняков, выходы которых во вмещающих сланцах протягиваются меридиональной полосой в ~1 км западнее Караташского регионального разлома. Западно-Акташское рудопроявление выделяют [14] восточнее Куртмалинского месторождения на расстоянии около 500 м. Рудопроявление относится к золото-джаспероидному формационному типу и приурочено к метасоматически измененным карбонатным породам магнезиально-железистого состава, на которые накладываются окварцевание и баритизация [14, 15]. В южной части зоны расположено отработанное Кальтивское месторождение россыпного золота. Кроме того, в центральной части Западно-Акташской рудной зоны известны [Радченко и др., 1973ф] выходы баритовых жил, мощностью до 30 см, и точки медной минерализации в песчаниках (содержание Cu составляет 0,25–6,17 мас. %), также протягивающихся субмеридионально.

Вмещающими породами Западно-Акташской рудной зоны по Н.Н. Ларионову и А.А. Цветковой [6] являются отложения кужинской и биктимирской свит, стратиграфических аналогов каташкинской, малоинзерской и ушаковской подсвит авзянской свиты среднего рифея стратотипического разреза. Выделение кужинской и биктимирской свит обусловлено их отличием по литологическому и фациальному составу, их строению и металлогенической специализации [14, 17, 18]. К отложениям кужинской свиты в Западнобашкирской структурно-фациальной зоне приурочены Кужинское барито-полиметаллическое месторождение и ряд мелких рудопроявлений барита. Ее характерными особенностями является карбонатно-терригенный состав и пестроцветная окраска пород. Биктимирская свита представлена ритмитами, состоящими из тонкого чередования мелкозернистых, полевошпат-кварцевых песчаников и сланцев алевропелитовых чёрных, в верхней части свиты – доломитами, которые являются маркирующим горизонтом [14, 17, 18]. В Западно-Акташской рудной зоне в составе кужинской и биктимирской свит, по нашим данным, преобладают сланцы, в них отмечаются прослои песчаников, известняков и доломитов.

Сланцы кужинской и биктимирской свит в Западно-Акташской рудной зоне петрографически очень схожи. Структура в них – преимущественно лепидогранобластовая, реже гранолепидобластовая, лепидобластовая и гломеро-лепидобластовая, текстура –

волнисто-слоистая, волнисто-линзовидная, полосчатая, обусловленная наличием волокнистых и чешуйчатых агрегатов мусковита и волнистых невыдержанных слойков и прожилков углеродистого вещества. В минералогическом составе преобладают кварц (50–59%) и мусковит (28–40%), отмечаются полевые шпаты (альбит, калиевый полевой шпат) и хлорит (по 3–5%), гидроокислы железа (2–5%) и углеродистое вещество (5–7%). Из аксессуарных минералов всегда отмечаются титанит, циркон, пирит. В сланцах выделяются две генерации мусковита. Мусковит-1 ранней генерации в основной массе образует волокнистые, чешуйчатые агрегаты, иногда пигментированные гидроокислами железа, и находится, как правило, в ассоциации с углеродистым веществом. В подчиненном количестве в породе отмечаются вытянутые тонкие и крупные, а также таблитчатые лейсты бесцветного мусковита-2 поздней генерации размером до 0,03–0,12 мм, разноориентированных и расположенных под углом к слоистости. Они приурочены в основном к вкрапленникам кварца, с которыми ассоциируют полевые шпаты (альбит, КПШ).

В минералогическом составе сланцев Западно-Акташской рудной зоны по результатам рентгенофазового анализа установлены в %: кварц (21–55), мусковит (37–60), альбит (2–8), калиевый полевой шпат (2–15), клинохлор (0–14), доломит (1–14), гетит (0–2). Выделено две разновидности мусковита, имеющих различные главные рентгеновские отражения: мусковит-1 (Ms-1) – 9,93–9,98; мусковит-2 (Ms-2) – 4,96 и 2,86 Å. Среднее содержание кварца и мусковита по результатам рентгенофазового анализа составляет в пробах сланцев ~35 и ~49% соответственно. По результатам термогравиметрического анализа в сланцах установлено содержание мусковита от 29 до 57 мас. % (среднее 45 мас. %), хлорита – от 2 до 7 мас. % (в одной пробе ~26 мас. %).

На площади исследования наибольшие содержания фтора, достигающие 1,22 мас. %, установлены в известняках в 2–3 м от западного контакта с габбро-долеритами. Согласно ранее проведенным исследованиям [10], основным F-содержащим минералом в известняках здесь является флюорит, а сами карбонатные породы представляют собой известковые скарны, которые образовались на экзоконтакте с габбро-долеритами в результате биметасоматического процесса при воздействии слабо- или умеренно кислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов.

В песчаниках Западно-Акташской рудной зоны отмечаются изменчивые содержания фтора от крайне низких (менее 0,01 мас. %) до сравнительно высоких значений (0,05 мас. %), примерно в два раза превышающие кларк F в песчаниках (270 г/т по [2]). Из петрогенных оксидов фтор в них сильно коррелирует с  $K_2O$  (0,99),  $Al_2O_3$  (0,82),  $P_2O_5$  (0,79),  $TiO_2$  (0,77), из микроэлементов – с V (0,91), Ba (0,90), Zr (0,73), Rb (0,72). Высокая связь с калием, алюминием, ванадием, рубидием, а также с фосфором указывает, что фтор в песчаниках входит в состав преимущественно мусковита и в меньшей степени апатита.

Содержания фтора в сланцах кужинской свиты колеблются от 0,053 до 0,632 мас. %. Для фтора устанавливается прямая зависимость с  $K_2O$  и  $TiO_2$  с коэффициентами корреляции, соответственно 0,57 и 0,37. С редкими элементами наиболее сильные связи F фиксируются с Rb (0,61) и V (0,57). По сравнению со сланцами кужинской свиты сланцы биктимирской свиты по химическому составу более однородны. Содержания F в них колеблются от 0,074 до 0,347 мас. %; фтор имеет положительные коэффициенты корреляции с Cl (0,77), Sc (0,52), Cu (0,43), Ba (0,40),  $K_2O$  (0,38). По всей выборке проб (n=29) фтор обнаруживает только слабые связи – положительные с Ba (0,42), Cl (0,39), Cu (0,36),  $K_2O$  (0,35), Rb (0,34) и отрицательные с Co (–0,47),  $Fe_2O_3$  (–0,42), Zn (–0,37), Ni (–0,31).

Таким образом, в сланцах на исследуемой площади отмечаются высокие содержания фтора, которые в некоторых пробах почти на порядок превышают его кларк в этих породах, равного 740 г/т по [2]. Чтобы понять причины такого обогащения, проанализируем распределение фтора в сланцах, учитывая их пространственное расположение, а также корреляционные связи фтора с другими элементами и минералогическим составом. На рис. 1 вынесены точки отбора сланцев, с учетом их расположения на определенном расстоянии с восточной и западной сторон относительно даек габбро-долеритов и показано содержание в

них фтора. Как видно из рисунка, содержание F с западной стороны от даек (0,15–0,35 мас. %), по сравнению с восточной (0,10–0,14 мас. %), в сланцах всегда выше. Причем, максимум концентрации фтора в сланцах с западной стороны отмечается не вблизи даек, а на некотором удалении от них, примерно на расстоянии 80–110 м. Рассматривая поведение фтора с восточной стороны, можно говорить, что в целом одинаковые содержания фтора в сланцах или не зависят от их расположения относительно габбро-долеритов или очень слабо увеличиваются по мере удаления от них с максимумом на расстоянии около 140 м. Причиной такого распределения фтора в сланцах, на наш взгляд, являются не его унаследованные концентрации на стадии седиментогенеза, которые, безусловно, в какой-то мере также присутствуют в породах, а обогащение, произошедшее в результате дополнительного привноса фтора постмагматическими флюидами. При этом установленная зональность указывает на то, что внедрение даек габбро-долеритов и связанная с этим деятельность постмагматических флюидов происходили в уже складчатой структуре Западно-Акташской рудной зоны, в которой породы имеют восточное падение под углами от 20–30 до 60–70° (см. рис. 1). В таком случае находят свое объяснение более высокие концентрации фтора в сланцах с западной стороны от даек габбро-долеритов, поскольку движение флюидов здесь происходило по слоистости, в отличие от восточной стороны, где им приходилось продвигаться вкрест слоев.

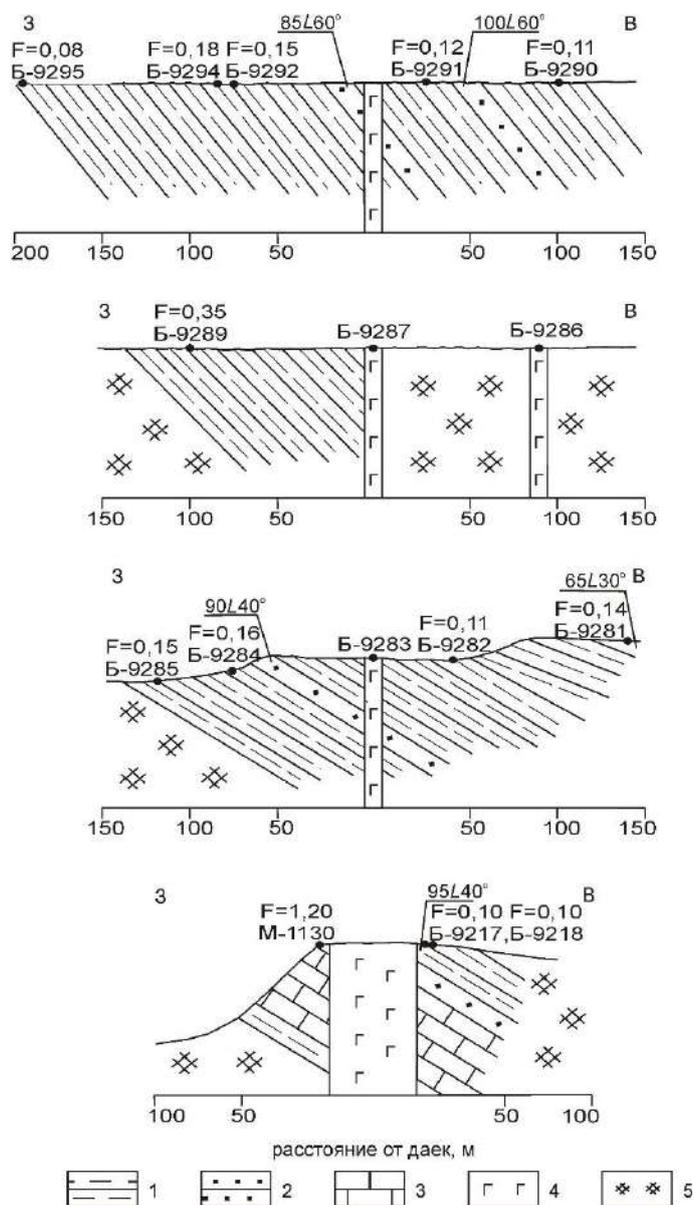


Рис. 1. Геологические разрезы и положение точек опробования сланцев и карбонатных пород, вмещающих дайки габбро-долеритов в Западно-Акташской рудной зоне: 1 – сланцы; 2 – песчаники; 3 – известняки; 4 – габбро-долериты; 5 – задернованные участки.

Анализ корреляционных связей фтора с минералогическим составом сланцев (n=13), показывает, что он имеет слабые положительные связи с кварцем (0,50) и мусковитом-2 (0,25), со всеми остальными минералами обнаруживает отрицательные корреляции, наиболее сильная из которых проявлена с мусковитом-1 (-0,66). Иными словами, чем выше содержание новообразованного мусковита-2 по отношению к мусковиту-1 из основной массы породы, тем больше содержание в ней фтора. Это подтверждается очень сильной корреляцией ( $K_{\text{корр}}=0,91$ ) между содержанием фтора в сланцах и отношением мусковита-2 к мусковиту-1. С учетом этих данных и выше приведенных материалов петрографического изучения, можно сделать вывод, что фтор в сланцах в большей степени (по отношению к раннему мусковиту из основной массы породы) входит в состав поздней генерации мусковита, который встречается в виде вытянутых и таблитчатых лейст размером до 0,03–0,12 мм, разноориентированных и расположенных под углом к слоистости, приуроченных в основном к вкрапленникам кварца.

Известно [3; 8; 13], что кислотный метасоматоз вызывается растворами, богатыми летучими компонентами: Cl, F, B, S, CO<sub>2</sub> и др. В химическом отношении процессы кислотного метасоматоза во многом определяются реакциями гидролиза – эквивалентного обмена катионов породы на ионы водорода, приносимые флюидами [4]. Согласно петрографическому изучению в сланцах Западно-Акташской рудной зоны мусковит-2 ассоциирует с кварцем и полевыми шпатами. Содержания мусковита-2 в сланцах имеют положительную корреляцию с концентрациями кварца и отрицательную с полевыми шпатами. Такие минералогические и геохимические особенности можно объяснить образованием мусковита-2 и кварца за счет разложения микроклина при воздействии кислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов по реакции [4]:  $1,5 \times \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{HCl} = 0,5 \times \text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 3 \times \text{SiO}_2 + \text{KCl}$ . При этом, по-видимому, наряду с образованием обогащенного фтором мусковита-2, происходило частичное растворение мусковита-1 из основной матрицы пород и вынос содержащихся в нем элементов, в частности железа.

На рис. 2 установленные содержания фтора в сланцах, отобранных на определенном расстоянии от различных дайковых тел габбро-долеритов, сведены в одну идеализированную схему, из которой видно зеркально противоположное поведение фтора и железа в породах. Сланцы, в которых установлено максимальное содержание фтора, характеризуются пониженными концентрациями железа. Например, в образце Б-9226, не вынесенным на схему из-за отсутствия данных о его точном расположении относительно габбро-долеритов, при максимальном содержании F в изученных образцах, равном 0,63 мас. %, концентрация Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет 1,77 мас. % и является минимальной из всей выборки проб. В целом в сланцах Западно-Акташской рудной зоны с высоким содержанием фтора концентрации железа уменьшаются примерно на 2–3 мас. % относительно его среднего содержания в этих породах.

Таким образом, метасоматические флюиды, наиболее вероятно, обогащались железом, которое затем фиксировалось в магниезильно-железистых карбонатах при метасоматическом преобразовании известняков. Известняки, присутствовавшие в разрезе, по-видимому, служили геохимическим барьером для кислых постмагматических флюидов. По данным В.В. Радченко с соавторами [1973ф] в урочище Куртмалья на правом берегу руч. Акташский в зоне Куртмалинского месторождения бурых железняков скважинами 130 и 134 на глубине 85,8 и 130 м встречаются прослой сидеритов и железистых доломитов суммарной мощностью около 45 м, которые по восстанью переходят в бурые железняки. Среднее содержание FeO в сидеритах составляет 41 мас. %.

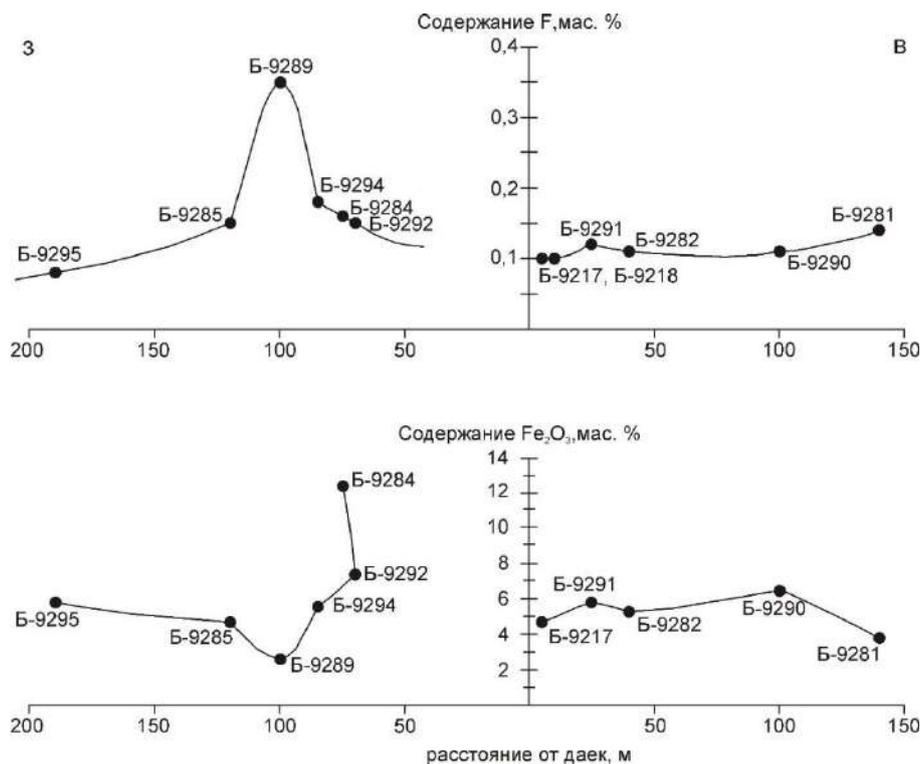


Рис. 2. Идеализированная схема изменения содержаний фтора и железа в сланцах относительно их расположения от даек габбро-долеритов в Западно-Акташской рудной зоне.

Таким образом, наибольшие содержания фтора, достигающие 1,22 мас. % установлены в известняках, представляющих собой известковые скарны, которые образовались на экзоконтакте с габбро-долеритами в результате биметасоматического процесса при воздействии слабо- или умеренно кислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов. Фтор в известковых скарнах входит в состав флюорита. В песчаниках Западно-Акташской рудной зоны отмечаются изменчивые содержания фтора от крайне низких (менее 0,01 мас. %) до сравнительно высоких значений (0,05 мас. %), примерно в два раза превышающие кларк. Высокая связь с калием, алюминием, ванадием, рубидием, а также с фосфором указывает, что фтор в песчаниках входит в состав преимущественно мусковита и в меньшей степени апатита. В сланцах на исследуемой площади отмечаются высокие содержания фтора (0,1–0,63 мас. %), в отдельных пробах в несколько раз превышающие его кларк. Установлено зональное распределение фтора в сланцах, которое контролируется их положением в разрезе относительно даек габбро-долеритов. Наибольшие содержания фтора отмечаются во вмещающих породах с западной стороны даек. Обогащение сланцев произошло в результате дополнительного привноса фтора постмагматическими флюидами, циркуляция которых происходила в уже складчатой структуре Западно-Акташской рудной зоны. Фтор в сланцах фиксируется в поздней генерации мусковита-2, который образовывался совместно с кварцем в результате разложения микроклина при воздействии кислых хлоридно-фторидных постмагматических растворов. В сланцах отмечается обратная связь между содержаниями фтора и железа, что свидетельствует о разнонаправленном геохимическом поведении этих элементов и выносе железа из пород. Полученные данные ставят под сомнение связь высоких содержаний фтора в рифейских породах Южного Урала с эвапоритовыми обстановками осадконакопления.

*Исследования выполнены в рамках темы № 0252-2016-0005 государственного задания ИГ УФИЦ РАН.*

## Список литературы

1. Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Петрищева В.Г. Микроэлементы и их корреляционное значение в карбонатных породах рифея Башкирского мегантиклинория / Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 47–56.
2. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в горных породах // Геохимия. – 1962. – №. 7. С. 555–571.
3. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений / Ред. ак. В.И. Смирнов. 1968. М.: Недра. – С. 220–302.
4. Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. –136 с.
5. Карамова А.М., Казбулатова Г.М., Мичурин С.В., Захарова А.Г. Фотометрический метод определения фтора в горных породах посредством образования ализаринкомплексоната фторида лантана // Башкирский химический журнал. 2019. Т. 26. № 1. С. 42–47.
6. Ларионов Н.Н., Цветкова А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Южно-Уральская серия. N-40-XXII (Тукан). СПб.: МПР РФ, 2003.
7. Ларионов Н.Н., Бергазов И. Р. Грановская Н.В., Нигматуллина А.М. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXII – Тукан. Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.
8. Метасоматизм и метасоматические породы / Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998. – 492 с.
9. Мичурин С.В., Калистратова Е.О., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М. Фтор в породах Западно-Акташской рудной зоны (Южный Урал) // Геологический вестник, 2020а. №2. – С. 54–71.
10. Мичурин С.В., Калистратова Е.О., Султанова А.Г., Крупенин М.Т., Даниленко С.А., Савельев Д.Е., Казбулатова Г.М. Известковые скарны в среденерифейских отложениях Акташской площади (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Сборник статей 13-ой Межрегиональной научно-практической конференции, Уфа, 20–22 мая 2020 г. – Уфа: Мир печати, 2020б. – С. 94–106.
11. Мичурин С.В., Карамова А.М., Казбулатова Г.М., Султанова А.Г., Савельев Д.Е., Горожанин В.М. Фтор в карбонатных породах большеинзерской и суранской свит нижнего рифея на Южном Урале // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2019. № 26 С. 76–87.
12. Парначев В.П. Фтор и хлор в позднекембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментогенеза / Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 35–47.
13. Пуртов В.К. Высокотемпературный метасоматоз и гранитизация пород базальтового состава в хлоридных растворах. Екатеринбург, УрО РАН, 2001. – 140 с.
14. Рыкус М. В., Сначев В. И. Геология и золотоносность Акташского рудного поля // Нефтегазовое дело, 2014. Т. 12. №. 2 С. 21–27.
15. Сначев А.В. Сначев В.И. Коренное и россыпное золото Акташского рудного поля // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2019АН РБ. 2019. № 26. С. 48–55.
16. Султанова А.Г., Мичурин С.В., Карамова А.М., Казбулатова Г.М., Савельев Д.Е., Горожанин В.М. Фторсодержащие минералы в нижнерифейских отложениях Ямантауского антиклинория (Южный Урал) // VII Всероссийская молодёжная геологическая конференция с международным участием «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий», 23–27 сентября 2019 г., г. Уфа. С. 113–118.
17. Филиппов В.А. Формационные комплексы Башкирского мегантиклинория и их металлогения. Доклады АН СССР. 1983. Т. 271. № 4. С. 935–938.
18. Шефер В.А., Ларионов Н.Н. Отложения нижнего и среднего рифея в Юрматауском антиклинории на западном склоне Башкирского Урала // Геология и минер.-сыр. ресурсы Европейской территории России и Урала. Мат. регион. конф. Кн. 2. Екатеринбург: Минприроды РФ, 2000. С. 196–198.
19. Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 137 с.

# ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕТАСОМАТИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ХАРБЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

*Н. С. Уляшева*

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар*

*e-mail: nataliaulyashewa@yandex.ru*

Харбейский метаморфический комплекс расположен в восточной части западной тектонической зоны Полярного Урала в пределах одноименного блока и сложен различными гнейсами и амфиболитами раннепротерозойского возраста [1, 2, 3]. В зонах разломов и надвигов по этим породам развиваются метасоматиты – пропилиты, березиты, альбититы, к которым приурочены пункты золото-сульфидной и золото-медной минерализаций редкоземельно-редкометалльной и золото-сульфидно-кварцевой формаций [1].

Изучены породы в западной части харбейского метаморфического комплекса по руч. Скалистому, где они представлены в различной степени измененными амфиболитами. Рассматриваемые образования деформированы, смяты в складки и пересекаются кварцевыми, кальцитовыми, хлорит-кальцитовыми прожилками и кварцевыми жилами. В них обнаружены минералы золота, серебра и палладия – относительно низкопробное золото, ртутьсодержащий электрум, самородное серебро, меренскиит и т.д., ассоциирующие с сульфидами, теллуридами и селенидами [4].

Целью работы является изучение петрографических и геохимических особенностей измененных амфиболитов харбейского метаморфического комплекса по руч. Скалистому.

Взаимоотношения породообразующих минералов и последовательность формирования минеральных парагенезисов в породах наблюдались под поляризационным микроскопом в шлифах. Рудные минералы изучались на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитики Шуйский А. С., Тропников Е. М.). Содержания породообразующих оксидов пород получены с помощью метода мокрой химии и комплексного метода мокрой химии и рентгенофлуоресцентного анализов. Содержания редких и редкоземельных элементов определялись с помощью масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS). Все исследования проводились в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН в ЦКП «Геонаука».

Петрографическое изучение пород показало, что они представлены слабо измененными амфиболитами, а также сланцами, окварцованными и эпидотизированными образованиями, сформировавшимися по амфиболитам.

Слабо измененные амфиболиты имеют сланцеватую текстуру, порфиробластовую и гранонематобластовую структуру и состоят из амфибола – барруазита (50–70%), альбита (до 20%), клиноцоизита (до 10%), хлорита (до 5%), граната (1–3%), мусковита (до 3%) и кварца (до 1%). Акцессорные минералы представлены цирконом, титанитом и апатитом, рудные – магнетитом и пиритом.

В сланцах основными минералами являются хлорит, мусковит, альбит, актинолит, магнезиальная роговая обманка, кварц, клиноцоизит, барруазит, гранат, кальцит и калиевый полевоый шпат, которые содержатся в разных пропорциях. Наиболее ранними минералами являются барруазит и гранат, унаследованные от амфиболитов. Акцессорные минералы представлены титанитом, цирконом, баритом и монацитом. В этих породах наблюдается вкрапленная минерализация пирита и редкие выделения пентландита, пирротина, халькопирита, молибденита, клаусталит-галенита, мелонита, мелонит-меренскиита, акантита, гессита и самородного серебра.

Процессы окварцевания наблюдаются в амфиболитах и сланцах. Кварц образует прожилки и линзообразные выделения, часто приуроченные к осветленным прослоям сланцев, где основными минералами являются ранний кварц, альбит, клиноцоизит и хлорит. В окварцованных образованиях встречается вкрапленная и прожилково-вкрапленная минерализация пирита (до 10%) и редкие зерна халькопирита, пирротина, галенита,

сфалерита, борнита, хромферрида, золота, акантита, гессита, акантит-гессита, акантит-науманнит-гессита и самородного серебра.

Преимущественно эпидотовые породы встречаются в виде будин и обособлений среди амфиболитов и сланцев и имеют массивную текстуру. По минеральному составу можно выделить мусковит-хлорит-клиноцоизитовые и хлорит-кварц-клиноцоизитовые разновидности. Они пересекаются мусковитовыми, кварцевыми, хлоритовыми, кварц-кальцит-хлоритовыми, кальцитовыми и кварц-кальцитовыми прожилками. В мусковит-хлорит-клиноцоизитовых породах, пересекающихся кварцевыми прожилками, наблюдается вкрапленная минерализация пирита и редкие образования борнита, молибденита, халькопирита, ртутьсодержащего электрума, золота, акантита, акантит-гессита, науманнит-акантита, гессита и самородного серебра. В хлорит-кварц-клиноцоизитовых породах с пиритом ассоциируются клаусталит-галенит, мелонит-меренскиит и гессит.

Изучение химического состава амфиболитов и сланцев показало, что в клиноцоизит-хлорит-мусковит-альбит-амфиболовых породах наблюдаются повышенные содержания глинозема, калия и натрия по сравнению с амфиболитами (рис. 1). В них увеличивается количество рубидия, ниобия, бария, легких редкоземельных элементов, тантала, а в некоторых разновидностях сланцев – свинца и тория, и уменьшается содержание титана, окисного железа, кальция и тяжелых редкоземельных элементов (рис. 1, 2).



Рис. 1. Содержания породообразующих оксидов в метасоматитах харбейского комплекса, нормализованные относительно содержаний этих компонентов в амфиболите.

Окварцевание сопровождается повышением в породах кремнезема, марганца, меди, рубидия, циркония, ниобия, молибдена, бария, цинка, свинца, легких редкоземельных элементов, тантала и тория и понижением окисного железа, кальция, натрия и тяжелых редкоземельных элементов (рис. 1, 2).

Преимущественно клиноцоизитовые породы характеризуются повышенным количеством кальция, двуокси углерода, стронция, циркония, легких редкоземельных элементов, гафния, тантала, свинца и пониженными содержаниями закисного железа, марганца, магния, натрия, лития и бериллия и тяжелых редкоземельных элементов

относительно амфиболита. В некоторых эпидозитах наблюдается повышенное количество хрома, рубидия, бария, тория и урана (рис.1, 2).

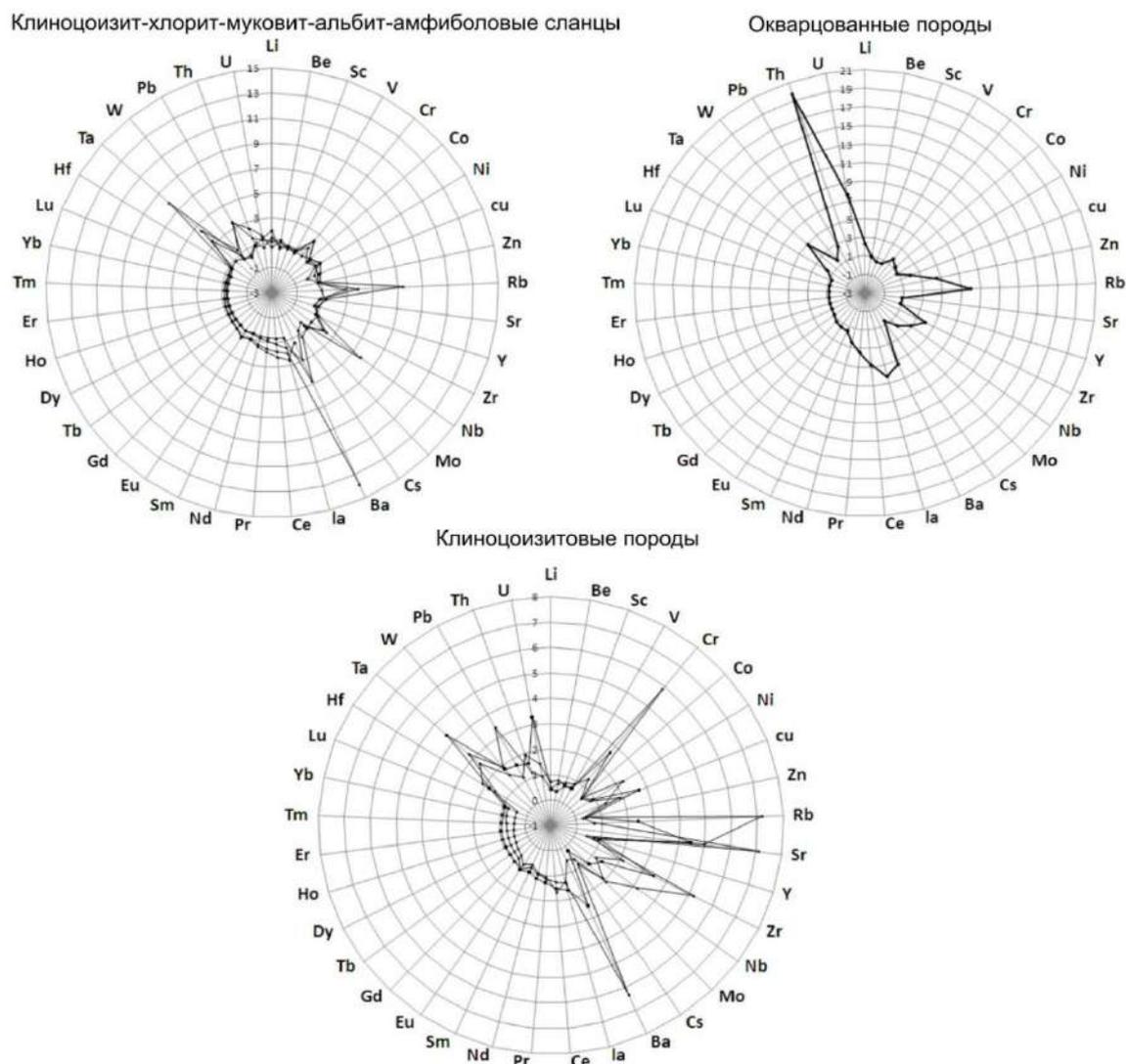


Рис. 2. Содержания редких и редкоземельных элементов в метасоматитах харбейского комплекса, нормализованные на состав амфиболита.

Таким образом, изучение пород в западной части харбейского метаморфического комплекса по руч. Скалистому показало, что среди них распространены слабо измененные гранат-барруазитовые амфиболиты и метасоматиты по амфиболитам: клиноцоизит-хлорит-муковит-альбит-амфиболовые сланцы, муковит-хлорит-клиноцоизитовые, хлорит-кварц-клиноцоизитовые и окварцованные породы. К метасоматитам приурочены сульфиды, ассоциирующие с минералами золота, серебра и палладия.

Во всех рассматриваемых типах метасоматитов наблюдаются повышенные содержания крупноионных литофилов – калия, рубидия, бария и высокозарядных элементов – тантала, свинца, ниобия и ЛРЗЭ по сравнению с амфиболитами. При этом из пород выносились тяжелые редкоземельные элементы. Кроме того, для эпидотизированных пород характерно повышенное содержание циркония и стронция, а для окварцованных сульфидизированных пород – циркония, меди, цинка, молибдена, тория и урана. Увеличение содержания кремнезема, калия, тория и урана в окварцованных породах может указывать на то, что кварцевые жилы и прожилки сформировались из растворов, отделившихся от магматических расплавов кислого состава.

## Список литературы

1. Душин В. А., О. П. Сердюкова, А. А. Малюгин, И. А. Никулина и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.
2. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
3. Уляшева Н. С., Ронкин Ю. Л. Химический состав и геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов и гранатовых эклогитов марункеуского комплекса (Полярный Урал) // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2014. № 1(17). С. 71–79.
4. Уляшева Н. С. Метаморфизм, метасоматоз и рудная минерализация пород харбейского метаморфического комплекса // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: геология. 2019. № 1. С. 47–57.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНО-АКТАШСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*А.А. Шарипова, С.В. Мичурин*  
*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*  
e-mail: aysyluazatovna@mail.ru

Восточно-Акташское рудопоявление малосульфидного золото-кварцевого типа входит в состав Акташского рудного поля [8], которое расположено в южной части Башкирского мегантиклинория (БМА) в 20 км юго-западнее пос. Верхний Авзян Республики Башкортостан. Рудопоявление представлено прожилковой золотосодержащей кварцевой и пирит-анкерит-кварцевой минерализацией, локализуемой в дайке габбро-диоритов (?) (кварцевых диоритов по [Куширова, 1994ф]), прорывающей известняки катавской свиты верхнего рифея. Rb-Sr возраст диоритов составляет  $1065 \pm 31$  млн. лет [2]. Дайка прослеживается в субмеридиональном направлении на расстояние свыше 1 км вблизи регионального Караташского разлома. Интрузивные породы рассматриваются как дорудные образования; они сильно изменены, в них существенно нарушен первичный баланс петрогенных оксидов и широко развиты вторичные гидротермально-метасоматические минералы [8].

Вмещающие известняки на контакте с дайкой мраморизованы и окварцованы, изредка скарнированы. В одном случае в них обнаружены зерна розовато-бурого граната и прожилки бледно-фиолетового флюорита [Филонов, Быкова, 2003ф]. По данным указанных исследователей, для известняков характерны хлоритизация и альбитизация, наличие жил, гнезд и будин (до 0,2–0,8 м в поперечнике) кварц-карбонатного, кварц-альбит-хлоритового составов, иногда с вкрапленниками халькопирита.

В рудопоявлении отмечаются три генерации кварца [2]. Первая и вторая из них образуют маломощные (2–5 см) золотосодержащие пирит-анкерит-кварцевые и кварцевые прожилки в эндо- и экзоконтактных зонах (кварц-1) и в самих диоритах (кварц-2). Третья генерация (кварц-3) образует в диоритах лестничные жилы безрудного (?) молочного-белого кварца мощностью до 1,5 м, которые не прослеживаются во вмещающих известняках. По нашим данным, помимо кварцевых прожилков в рудопоявлении отмечаются слабо золотоносные ( $Au=0,1-0,4$  г/т, атомно-абсорбционный анализ) мусковит-кварц-альбит-кальцитовые и альбит-кальцитовые прожилки, мощностью 2–3 см и длиной до 70 см, которые встречаются преимущественно на контакте диоритов и известняков и протягиваются параллельно ему как в диоритах, так и в известняках. Согласно результатам рентгенофазового анализа, содержание кальцита в них составляет 55–65%, альбита – 17–45%, кварца – 0–15%, мусковита – 1–6%.

Содержание золота в рудопоявлении в целом не высокое. Оно распределено не равномерно. Детальное опробование [Филонов, Быкова, 2003ф] показало, что содержания золота превышают 1 г/т только в 15–20% из более 300 проб, достигая в диоритах 2,2 г/т, в их экзо- и эндоконтактах соответственно 5,5 и 16 г/т. По нашим данным (атомно-абсорбционный анализ, [7]), в пирит-анкерит-кварцевых прожилках (кварц-2) из диоритов и в самих диоритах содержания Au составляют 0,4–0,45;  $Ag=0,3-0,35$  г/т, в пиритовых концентратах (данные ИСП МС)  $Au=0,2-0,5$ ;  $Ag=2,3-2,5$  г/т. Корреляционный анализ ( $n=10$ ) показывает наличие сильной прямой связи Au только с Ag ( $K_{корр}=0,82$ ). Из других элементов слабая связь фиксируется с Mn (0,60), Th (0,58), Co (0,42), As (0,37) и отсутствие корреляции Au с S, Cu, Zn, Pb, Ni, Cr.

В составе золота рудопоявления установлены сравнительно высокие содержания Ag (13,78–17,40 мас. %), отношение Au/Ag колеблется от 4,7 до 6,2 [8, 9]. Его характерными примесями являются (в мас. %) Bi (0,07–0,3), Te (0,06–0,1), Cu (0,02–0,1). В одной из 11 проанализированных проб установлено присутствие Hg (0,23) и As (0,03). Указанные авторы считают, что по химическому составу золото относится к коровому типу,

сформировавшемся в близповерхностных условиях. Вместе с тем, отметим, что присутствие в составе золота примесей Bi, Te и Hg может указывать на его привнос металлоносными флюидами мантийного генезиса [4, 6, 10].

В химическом составе рудоносных прожилков карбонат-кварцевого состава из рудопроявления Восточно-Акташское отмечаются (в мас. %)  $\text{SiO}_2=64,46-96,37$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3=0,26-2,6$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,97-5,17$ ;  $\text{MgO}=0,05-2,68$ ;  $\text{CaO}=0,35-18,91$ ;  $\text{MnO}=0,01-0,15$ ;  $\text{TiO}_2=0,0-1,25$ ;  $\text{K}_2\text{O}=0,01-0,05$ ;  $\text{Na}_2\text{O}=0,0-0,88$ ;  $\text{P}_2\text{O}_5=0,0-0,4$ . Содержание серы в прожилках сравнительно не высокое и достигает 0,08 мас. %, которое в пересчете на содержание пирита дает значение около 0,15 мас. %.

Пириты рудопроявления характеризуются устойчивым обогащением тяжелого  $^{34}\text{S}$  изотопа относительно метеоритного стандарта ( $\delta^{34}\text{S}=11,3-14,0\%$ , табл.), что свидетельствует о коровом источнике серы при их образовании [11]. Вместе с тем, они отличаются очень большими концентрациями Ti (до 4796 г/т), Co (до 574 г/т) и V (до 45,1 г/т), что, вероятно, указывает на заимствование железа из магматических пород при эпигенетическом (по отношению к интрузивным породам) формировании пиритов. В то же время, отсутствие корреляции между содержаниями золота в породах и концентрацией в них серы, халько- и сидерофильных элементов, а также следовые содержания Au в пиритовых концентратах свидетельствуют о том, что золото в рудопроявлении не связано с сульфидами.

Таблица

Изотопный состав серы в пирите рудопроявления Восточно-Акташское

№ обр.	вмещающая порода	$\delta^{34}\text{S}, \%$
Ак-7	габбро-диорит	13,2
Ак-9	габбро-диорит	12,5
Ак-11	габбро-диорит	11,3
Ак-12	анкерит-кварцевый прожилок в габбро-диорите	12,9
Ак-13	кварцевая жила с анкеритовыми прожилками	14,0
Б-9261	габбро-диорит	13,4

Изотопные составы углерода и кислорода анкеритов рудопроявления равны соответственно  $-5,0...-3,7\%$  и  $19,2...20,9\%$ , а вмещающих известняков катавской свиты  $-1,4$  и  $20,0\%$  [11]. Анкериты по изотопному составу углерода отличаются от вмещающих известняков, что позволяет предполагать участие в рудном процессе глубинной  $\text{CO}_2$ , вместе с тем, это не исключает частичное вовлечение углекислоты из вмещающих пород. Следует отметить, что из всех золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений Авзянского рудного района только в Восточно-Акташском рудопроявлении установлено присутствие  $\text{CO}_2$  во флюидных включениях (ФВ) жильного кварца [12]. Это объясняется, по-видимому, тем, что это – единственное рудопроявление в рудном районе, локализованное в карбонатных вмещающих породах. Углекислота обнаруживается как в высокотемпературных, так и в низкотемпературных ФВ в разных генерациях жильного кварца. Увеличения количества ФВ, содержащих  $\text{CO}_2$ , на какой-либо стадии рудного процесса не выявлено и присутствие углекислоты, по-видимому, обусловлено общей контаминацией флюидов карбонатным углеродом из вмещающих известняков.

В ранней и поздней генерациях кварца рудопроявления выделяются первичные и мнимовторичные ФВ, различающиеся объемом газовой фазы. В первичных ФВ она варьирует от 10 до 40 об. % (в кварце-1 – 15–40 об. %, в кварце-3 – 10–30 об. %), в мнимовторичных – менее или равна 10 об. %. Температура гомогенизации ( $T_{\text{гом}}$ ) первичных ФВ кварца-1 составляет  $228-382^\circ\text{C}$ , кварца-3 –  $162-298^\circ\text{C}$ , мнимовторичных –  $105-137^\circ\text{C}$  и  $126-147^\circ\text{C}$  соответственно. Температуры эвтектики ( $T_{\text{эвт}}$ ) одинаковы в первичных и мнимовторичных ФВ ранней и поздней генераций кварца и находятся в интервале  $-34,8...-28,4^\circ\text{C}$ . При этом соленость (в мас. % экв. NaCl) в первичных ФВ кварца-1 несколько выше  $5,4-10,7$  ( $T_{\text{пл. льда}} = -7,2...-3,7^\circ\text{C}$ ), чем в первичных ФВ кварца-3  $4,2-7,5$  ( $T_{\text{пл. льда}} = -4,7...-$

2,5°C), однако в обеих генерациях она увеличивается в мнимовторичных ФВ по сравнению с первичными. В кварце-1 она составляет (в мас. % экв. NaCl) 12,1–15,4 ( $T_{пл. льда} = -11,4...-9,3^{\circ}\text{C}$ ), в кварце-3 – 9,7–12,3 ( $T_{пл. льда} = -8,5...-6,4^{\circ}\text{C}$ ). Во всех разновидностях ФВ часто устанавливается присутствие  $\text{CO}_2$ , гомогенизирующегося в кварце-3 при температуре 16,8–20,7°C и имеющего  $T_{пл}$  в интервале от –62,8 до –56,6°C. Рассчитанное по  $T_{гом}$   $\text{CO}_2$  поздней генерации кварца давление флюидов в рудопроявлении Восточно-Акташское составляло не менее 1280–1420 бар, что предполагает минералообразование на глубинах около 4 км.

Анализ полученных результатов [12], показывает, что жильный кварц из месторождений и рудопроявлений золота Авзянского рудного района по микротермометрическим характеристикам обладает сходством и различием. Одной из наиболее важных типоморфных особенностей жильного кварца является то, что он имеет практически одинаковые температуры эвтектики ФВ в интервале от –37,8 до –28,4°C, которые незначительно увеличиваются по направлению расположения месторождений с севера на юг: –37,8...–34,2°C (Улюк-Бар), –36,4...–32,6°C (Горный Прииск) –35,6...–28,4°C (Восточно-Акташское). Такой температурный интервал эвтектики имеют водные растворы хлоридов магния и калия (–37,5...–33,6°C) или железа (–36,5...–35,6°C) [3]. Установленные  $T_{эвт}$  в ФВ жильного кварца из месторождений и рудопроявлений золота, как правило, отличаются в ту или иную сторону от температур эвтектики растворов хлоридов железа и в большей степени соответствуют температурам водного раствора хлоридов магния и калия над примесями других хлоридов. Отметим, что присутствие хлоридов магния в ФВ жильного кварца может свидетельствовать об участии в рудном процессе флюидов магматического происхождения [13].

Помимо сходства состава солевых растворов ФВ в жильном золоторудном кварце из различных месторождений Авзянского рудного района, другими его главными типоморфными особенностями являются близкие  $T_{гом}$  в первичных ФВ (228–382°C), а также сходная соленость в интервале 5,4–15,8 мас. % NaCl экв. Показательны одинаковые максимальные  $T_{гом}$ , составляющие 382°C (Улюк-Бар и Восточно-Акташское) и 349°C (Горный Прииск), которые без учета поправок на давление, указывают на начальные температуры золотоносных флюидов около 400°C. Отметим, что эти температуры более высокие, чем сообщаются в ранее проведенных исследованиях [5], в которых образование жильного кварца в месторождениях и рудопроявлениях золота Авзянского рудного района связывалось с региональным процессом глубинного катагенеза-начального метагенеза (~300°C) рифейских осадочных пород. По оценкам Л.В. Анфимова в низах рифейского разреза БМА (уровень айской и большеинзерской свит) температуры метаморфизма погружения достигали 280–290°C (начальный метагенез), а в верхах составляли 80–90°C (начало глубинного катагенеза) [1]. Установленные нами более высокие температуры золотоносных флюидов вряд ли могут быть отражением постдиагенетических преобразований пород. Более вероятно, что они были связаны с глубинным магматическим источником. Одним из аргументов в пользу этого является то, что одинаковые высокие  $T_{гом}$ , как и сходный солевой состав ФВ в кварце золоторудных объектов района, не зависят ни от литологии вмещающих пород, ни от их стратиграфического положения (низы или верхи рифейского разреза БМА). Золотоносный жильный кварц со сходными микротермометрическими характеристиками встречается в литологически разных породах (песчаники, сланцы, известняки) различного возраста от раннего до позднего рифея.

Кроме того, как показали ранее проведенные исследования [12], жильный кварц из нижне и среднерифейских отложений региона, образованный в результате региональных постдиагенетических преобразований отличается от золоторудного кварца. Он характеризуется преобладанием хлоридов Fe в солевом составе растворов ( $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{FeCl}_2(\text{FeCl}_3) \pm \text{HCl}$ ), более низкими  $T_{гом}$  (128–238°C) и широкой амплитудой общей солёности (5–20 мас. % NaCl экв.). Эти данные хорошо согласуются с тем, что бассейновые растворы имели температуры ниже 250°C, ограниченные глубиной погружения

осадочного бассейна, и повышенную солёность, которая определялась присутствием захоронённых рассолов, связанных с эпизодами эвапоритовой седиментации.

Таким образом, приведенные материалы позволяют сделать следующие выводы. Формирование золоторудного кварца Восточно-Акташского рудопоявления обусловлено глубинной миграцией флюидов, которые согласно изотопным данным по сопутствующим ему карбонатным минералам, его геохимическим особенностям и золота, были связаны с магматическим источником. Рудоносные пирит-анкерит-кварцевые и кварцевые прожилки рудопоявления по микротермометрическим характеристикам сходны с жильным кварцем из месторождений и рудопоявлений золота Авзянского рудного района и отличаются от кварца из ниже и среднерифейских отложений региона, образованного в результате региональных постдиагенетических преобразований. Температуры золотоносных флюидов без учета поправок на давление составляли 250–400°C. Рудоносный фронт проходил в относительной близости к Караташскому региональному разлому, где разгрузка флюидов происходила по оперяющим его разрывным нарушениям и охватывал полосу, протягивающуюся с юга (Акташская рудная зона) на север (Исмакаевская рудная зона).

### Список литературы

1. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 1997. 290 с.
2. Бобохов А.С., Бобохова Р.Б., Горожанин В.М., Мичурин С.В. Термогазогеохимические и изотопные поисковые критерии колчеданного и золото-сульфидного оруденения (На примере месторождений Башкортостана). Препринт, Уфа, 1993. 23 с.
3. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16-27.
4. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Висмут в орогенных золоторудных месторождениях Северо-Востока Азии // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований / Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию Н.И. Петровской (1910–1991 гг.). М.: ИГЕМ РАН. 2010. Т. 1. С. 159–161.
5. Кобзарева Ж.С. Минералого-термобарогеохимические особенности жильного кварца в рифейских осадочных комплексах Авзяно-Белорецкого золоторудного района (Ю.Урал): автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону, 2007. 24 с.
6. Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Прокопьев И.Р., Редина А.А. Минералого-геохимические особенности и условия образования золото-сульфидно-кварцевого месторождения Гардан (Северо-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 2. С.194–215.
7. Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А. Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 61–81.
8. Рыкус М.В., Сначев В.И. Геология и золотоносность Акташского рудного поля // Нефтегазовое дело. 2014. Т. 12. №. 2. С. 21–27.
9. Сначев А.В. Сначев В.И. Коренное и россыпное золото Акташского рудного поля // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2019. № 26. С. 48–55.
10. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1. Золото-ртутные месторождения. Владивосток, Дальнаука, 1993. 227 с.
11. Шарипова А.А., Мичурин С.В. Изотопно-геохимическая характеристика рудопоявлений золота в докембрийских отложениях Башкирского мегантиклинория / Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. Мат-лы III Всерос молод. науч. конф. Улан-Удэ, 2015. С. 249–252.
12. Шарипова А.А., Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Гараева А.А., Канипова А.А. Жильный кварц из рудопоявлений золота в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал): минералогические и термометрические особенности // Вестник Пермского университета, Геология. 2017. Т.16. № 3. с. 216–232.
13. Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos. 2001. V. 55. P. 229–272.

#### 4. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

##### ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ФРАНСКО-ТУРНЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЛАГОВЕЩЕНСКОЙ ВПАДИНЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАСЕЙНА

*А.Р. Гумеров*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва  
e-mail: arsen\_7@list.ru*

В последние годы запасы нефти в традиционных резервуарах Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна (НГБ) стабильно сокращаются. Практически весь фонд традиционных ловушек, представленный пластовыми сводовыми залежами антиклинального типа находится на завершающих стадиях разработки. Актуальной становится задача восполнения или прироста запасов нефти за счет выявления новых перспективных поисковых объектов, сформированных стратиграфическим, тектоническим или литологическим фактором. Одними из таких объектов в данном регионе являются органогенные постройки позднедевонского возраста. Известно, что среднефранско-турнейская толща характеризуется сложным строением, следовательно, необходимы новые подходы к ее изучению. В данной статье прогноз нефтегазоносности основан на изучении геологического строения и анализе условий формирования исследуемого комплекса.

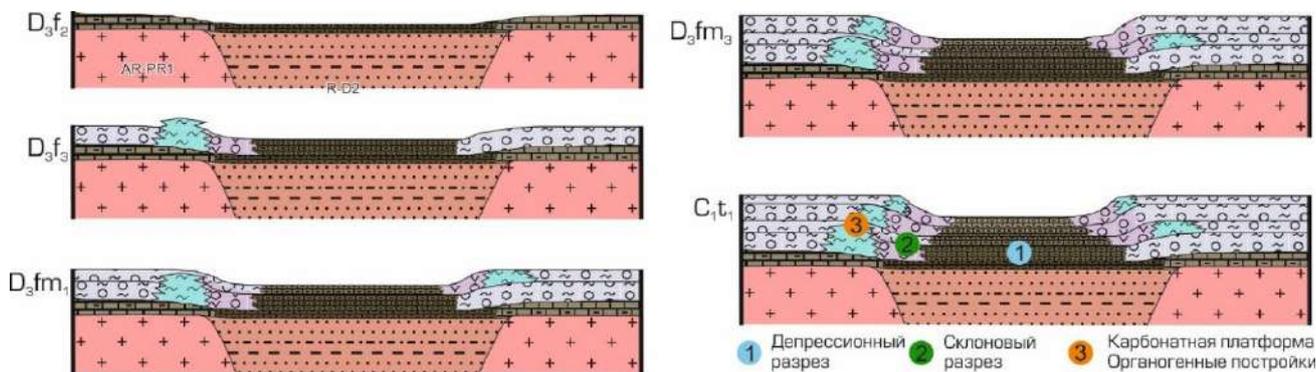


Рис. 1. Схема условий формирования среднефранско-турнейского комплекса (по данным Ступаковой А.В. с дополнениями автора).

Формирование франско-турнейского комплекса происходило в различных палеофациальных условиях (рис. 1) и связано с развитием Камско-Кинельской системой некомпенсированных прогибов (ККСП). Начиная со среднефранского времени осадконакопление происходило в прибрежной лагуне, на мелководно-морском шельфе, на карбонатной платформе, в области склона, а также в зоне относительно глубоководного шельфа. Следовательно, каждой палеогеографической зоне соответствует собственная ассоциация пород.

Разрез мелководно-морского шельфа, как правило, характеризуется известняками биотурбированными, с биокластами одиночных кораллов и прослоями водорослевых известняков.

Склоновый тип разреза представлен обломочными разностями – это интракластовые брекчии и обломочные известняки. Также, отмечаются интервалы чередования известняков со смешанными керогеново-карбонатно-кремнистыми породами.

Депрессионные отложения представлены чередованием керогеново-карбонатно-кремнистых пород и известняков, обладающих, как правило, высоким генерационным потенциалом.

В бортовых частях впадин получили широкое развитие одиночные органогенные постройки.

Формирование сложных ловушек также связано с историей палеотектонического и палеогеографического развития. Помимо накопления высокоуглеродистых формаций, данный комплекс характеризуется широким развитием органогенных построек [1]. Данные тела могут характеризоваться средними и хорошими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС) и, при наличии покрышки, представлять собой интересные природные резервуары. Распространение органогенных построек в пространстве связано с бортами палеопрогибов. Данные области представляют наибольший интерес с точки зрения нефтегазоносности, т.к. они находятся в непосредственной близости с зоной развития нефтематеринских пород.

Таким образом, при поисковых работах важно учитывать палеогеоморфологический и палеогеографический факторы.

В районе Благовещенской впадины Волго-Уральского НГБ на сейсмических 2D профилях были отмечены характерные особенности строения верхнедевонско-раннекаменноугольного комплекса: прогибы, склоны, отличающиеся своим строением и наличием проградационных структур, а также множество одиночных рифов.

В данном районе открыто несколько месторождений в рифах исследуемого комплекса. Органогенные образования имеют поверхности размыва, которые несогласно перекрываются слабопроницаемыми породами визейского возраста, и формируют небольшие ловушки. Подобная залежь в Благовещенской впадине характеризует Шакшинское месторождение, а Ново-Узыбашевское нефтяное месторождение представлено тремя верхнефранско-фаменскими рифами, достигающими в длину 7 км при ширине 2 км [4]. Данное месторождение в тектоническом отношении приурочено к бортовой части Актаныш-Чишминского прогиба ККСР.

На сейсмических 2D профилях в пределах юго-западной части Благовещенской впадины отмечается множество предполагаемых рифовых построек (рис. 2). В основном это одиночные тела, высота которых в редких случаях достигает 100 м.

На сейсмопрофилях данные объекты были выделены по следующим критериям: заметное ухудшение корреляции отражающих горизонтов (ОГ) внутри рифогенной постройки при переходе от нерифового разреза, в зонах, расположенных под рифом, часто отмечается плохая корреляция ОГ, аномальное увеличение скорости прохождения сейсмических волн на границе рифового тела и вмещающих пород, а также изменение как скоростной, так и частотной характеристик в теле рифа по отношению к вмещающим толщам [3].

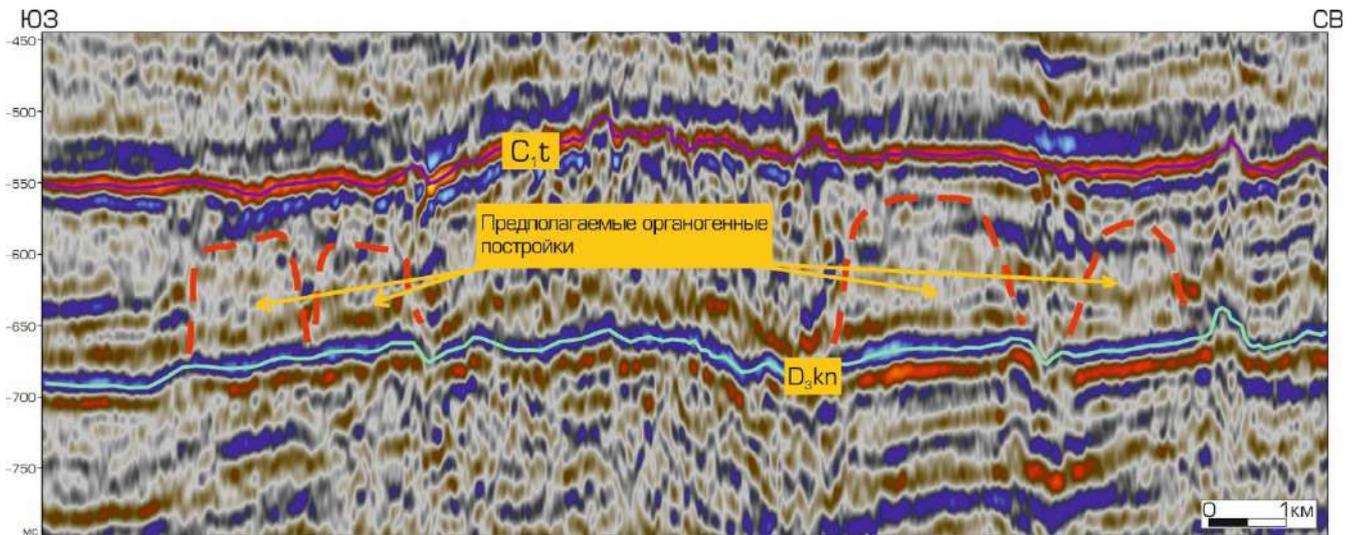


Рис. 2. Сейсмический профиль 1007b005 с выделенным интервалом D3kn-C1t и отмеченными предполагаемыми органогенными постройками

Одиночные органогенные постройки в данном районе разновозрастные, они начали свое развитие преимущественно в позднефранское время и развивались включительно до турнейского времени. На представленном ниже сейсмическом профиле наглядно прослеживается эволюция развития и возраст таких построек. На профиле 1007s002 определяется относительно крупный одиночный риф, который начал свое развитие в бортовой зоне впадины. От этого рифа по направлению к погруженной части прослеживаются проградационные тела, вероятно, являющиеся его обломочным шлейфом. Образованные клиноформные структуры сокращают площадь депрессионной части, тем самым смещают бортовую зону в сторону впадины. Далее, на смещенной бровке начинает свое развитие более молодое органогенное тело. Таким образом, происходит латеральная миграция рифовых построек с их омоложением в сторону депрессионной части (рис. 3).

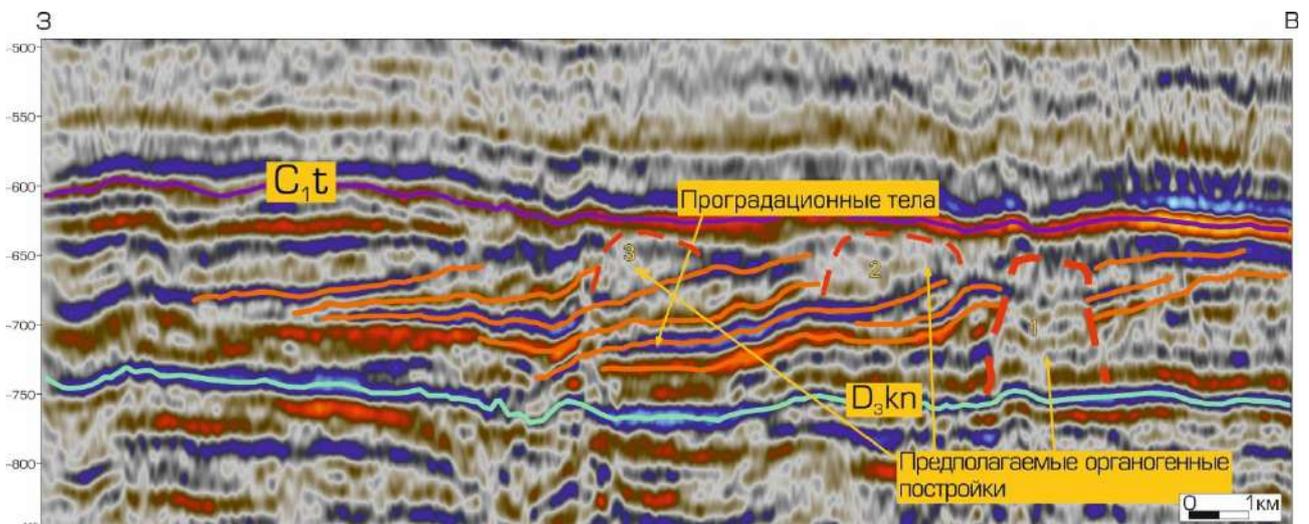


Рис. 3. Сейсмический профиль 1007s002 с выделенным интервалом D3kn-C1t и отмеченными предполагаемыми органогенными постройками и проградационными телами. 1 – наиболее древний риф, 2 и 3 – соответственно более молодые

Помимо органогенных построек, на склонах получили развитие различные по масштабам клиноформные тела. В плане проградационные тела окаймляют органогенные постройки со стороны впадины, по направлению к центральным частям которых отмечается омоложение клиноформ. По отношению к тренду развития рифов по бортам склонов, карбонатные конуса выноса располагаются ортогонально. Источником материала для

формирования данных тел являются карбонатные породы, накапливающиеся в более мелководных зонах, а также органогенные постройки, попавшие в зону активной деятельности абразионных процессов в следствии изменения уровня моря. Именно поэтому на сеймопрофилях часто наблюдается следующая последовательность: рифогенная постройка и протягивающийся от нее пострифогенный шлейф карбонатных обломков. Области развития проградационных тел разномасштабные – в ширину могут достигать 60-100 км. Более молодые клиноформы характеризуются существенно более узкими областями развития и достигают в ширину лишь первые километры. Такие небольшие тела являются структурно-литологическими ловушками и самостоятельными объектами для поисковых работ. Также отмечается, что, как правило, показания пористости и насыщения флюидом в пределах обломочного шлейфа выше, чем в теле самой органогенной постройки. Именно поэтому карбонатные обломочные шлейфы являются достаточно перспективными объектами для поиска, но пока слабо изученными по причине своего очень сложного строения, изучение которого требует использование большого комплекса методов [2]. Данные структуры хорошо отображаются на сейсмических профилях (рис. 3).

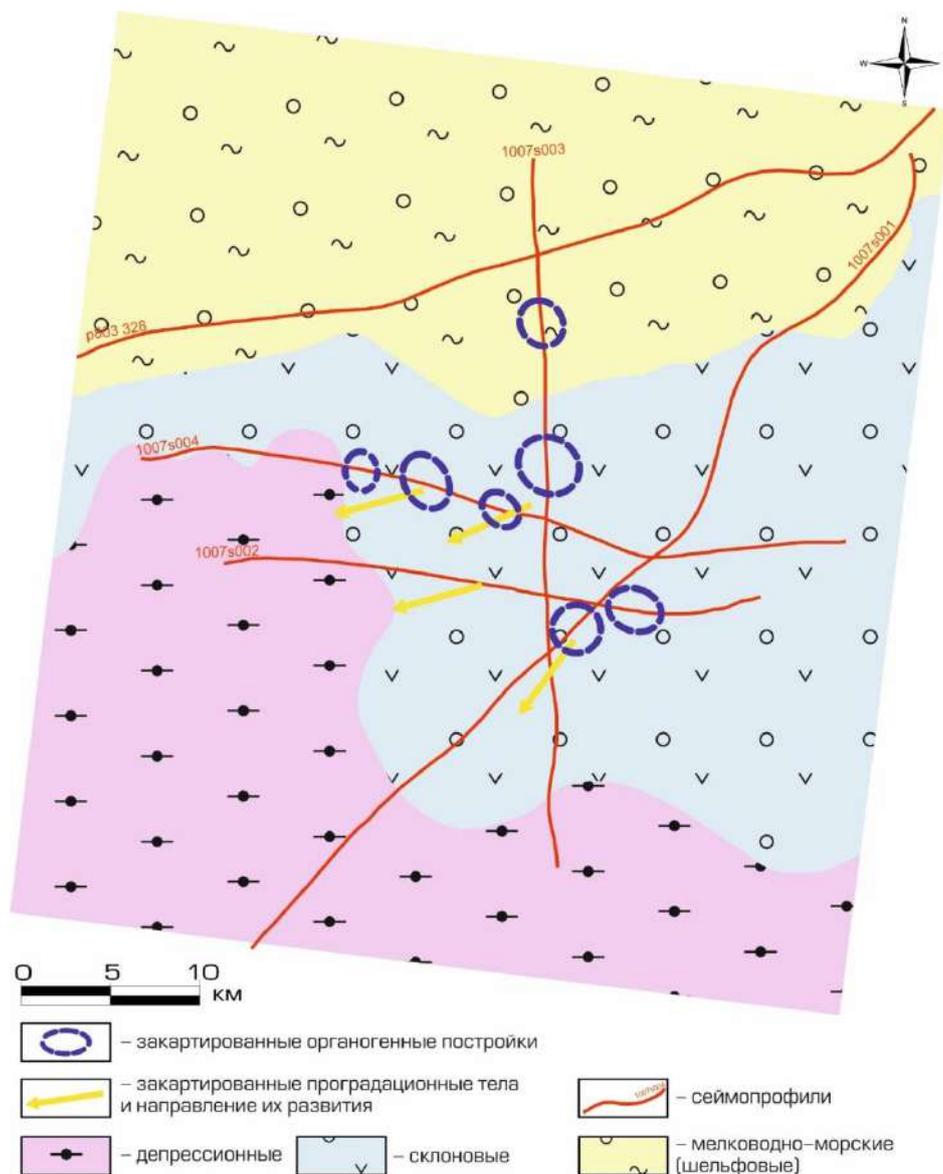


Рис. 4. Палеофациальная карта интервала  $D_3fr_2$ – $D_3fm$  с отмеченными органогенными постройками и направлениями развития проградационных тел.

Для характеристики обстановок осадконакопления в позднедевонское время построены карты мощностей. На карте толщин интервала D3fm-D3kn депрессионным впадинам соответствуют области с наименьшими мощностями. Склоновые области находятся по периферии депрессий, характеризуются увеличивающейся мощностью и более близким расположением изопахит. Мелководно-морской шельф соответствует зоне максимальных толщин. Рифы, главным образом, связаны с бортовыми частями. На основе карты толщин D3fm-D3kn построена схема палеофациальных обстановок для данного интервала (рис.4).

Оценка перспектив нефтегазоносности среднефранско-турнейских отложений Благовещенской впадины Волго-Уральского НГБ проведена на основе доступной информации об открытых месторождениях в данном комплексе, а также благодаря найденными и закартированным рифам и проградационным телам, которые предполагают развитие генетически однотипных ловушек в едином комплексе, с учетом всех закономерностей их развития и палеофациальных условий. К тому же, принимая во внимание наличие материнских толщ, способных генерировать углеводородные флюиды [5], можно определить наиболее перспективные объекты с точки зрения нефтегазоносности и повысить эффективность геологоразведочных работ.

### Список литературы

1. Амельченко Н. Б. Зоны нефтенакопления и типы ловушек нефти в верхнедевонско-турнейском карбонатном нефтегазоносном комплексе Башкортостана //Мат. научно-технической конф. молодых ученых и специалистов БашНИПИнефть. Уфа. 1995. С. 4–5.

2. Волков Д. С. Особенности и методы изучения геологического строения верхнедевонско-каменноугольных отложений северо-востока Республики Татарстан и поиск органогенных построек в осевой зоне Камско-Кинельской системы прогибов. 2008.

3. Вязовкина А. О., Гусев В. В. Повышение эффективности геологоразведочных работ путем комплексного анализа геологических особенностей рифогенных залежей франско-фаменского возраста и их флюидоупоров //Экспозиция Нефть Газ. 2018. №. 6 (66).

4. Лозин Е.В. Атлас нефтяных и газовых месторождений, разрабатываемых ПАО АНК «Башнефть». - Уфа, БашНИПИнефть, 2015. С. 270.

5. Ступакова А. В. и др. Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна //Георесурсы. 2015. №. 2 (61).

# PRODUCTION OF UNCONVENTIONAL HYDROCARBON RESERVES ASSOCIATED WITH DOMANIC DEPOSITS FROM THE VOLGA-URAL OIL AND GAS PROVINCE FOR EXAMPLE OF THE UDMURT REPUBLIC

*А. А. Занчаров*

*Институт нефти и газа им. М. С. Гуцериева УдГУ, Ижевск*

e-mail: arteem51@mail.ru

In the territory of the Volga-Ural oil and gas province, most of the large fields are at the last stage of development, and the areas being put into development are mainly represented by low-permeable reservoirs of low thickness so the development of unconventional hydrocarbon reserves is an actual problem. To solve this issue, the goal was to develop a method for extracting oil from domanic-type oil-producing rocks on the territory of the Udmurt Republic (UR).

In the territory of the UR, the main part of the deposits is confined to the zone of the Kamsko-Kinel Deflection System (KKDS). The absolute level varies from 1750m (Arkhangelskoe field) up to 2150 (Chutyrskoe field). The thickness of deposits reaches 70 m. According to the balance of reserves calculated in 2014 the total amount of oil remaining in the domanic matrix was 1.3 billion tons.

To study the lithological composition, as well as determine the reservoir properties of domanic deposits, the core was analyzed. It was selected from previously drilled wells, mainly from the Central, southern and Eastern parts of Udmurtia. During the analysis, 50 core samples from 34 wells were studied.

Domanic deposits of UR are a specific facies type of formations. A distinctive feature of rocks is the presence of clays containing a large amount of organic matter, which is at high level of catagenesis. A common feature for all these rocks is a very small size of grains. The lithological composition of such rocks is not decisive, but the grain size and shale content are the determining factors. Consequently, the domanic type rocks are shale.

Common core laboratory tests can determine a large number of samples reservoir properties, including absolute and relative porosity, as well as absolute and relative phase permeability. But they have a number of disadvantages:

- the difficulty or impossibility of obtaining high-quality core material;
- the high cost of some methods of laboratory researches;
- the inability of conducting multiple experiments of a single sample;
- the impossibility to reproduce a wide range of reservoir conditions;
- the inability to conduct full parametric research.

The most effective technology that allows studying in details the structure of the pore space of Domanic deposits is x-ray microtomographic studies. This method is the most accurate for evaluating the macro-and nanoporosity, internal structure and properties of reservoir rock [1].

Advantages of digital core:

- detailed differentiation of the geometric structure of void space independently on the physics process on which to conduct research;
- multi-scale visualization and characterization of samples from centimeters to nanometers;
- ability to study defective core samples;
- mathematical modeling of hydrodynamic processes occurring in the reservoir at the micro level;

Based on the conducted research, it was determined that the Domanic type of rocks is mainly composed of pelitic particles, the size of which does not exceed 0.001 mm. The high content of fine-grained material combined with clay minerals makes the permeability of such a rock very insignificant ( $0.001 \cdot 10^{-3}$ - $0.004 \cdot 10^{-3}$  mm<sup>2</sup>). The reason for this is that the grains of the rock have a very small diameter, and therefore low values of the cross-section of the pores in it. A set of such

pores form subcapillary pore channels. Fluid circulation in subcapillary channels is almost impossible under natural conditions. This is due to the fact that the surface forces tension between the rock and the fluid increases so much that hydrostatic pressure is not able to overcome them.

For the studied core samples, the mineral composition of the rocks was described and the interaction of EOR with the minerals composing the Domanic deposits was examined. Hydrogen fluoride gas and hydrochloric acid solution were used as EOR.

Chemical interaction of minerals		
<i>Mineral formula</i>	<i>Reaction result with HF</i>	<i>Reaction result with HCl</i>
SiO <sub>2</sub>	SiF <sub>4</sub> – silicon tetrafluoride	–
	H <sub>2</sub> [SiF <sub>6</sub> ] – silicofluoric acid	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	AlF <sub>3</sub> – aluminum fluoride	AlCl <sub>3</sub> – aluminum chloride
MgO	MgF <sub>2</sub> – magnesium fluoride	MgCl <sub>2</sub> – magnesium chloride
CaCO <sub>3</sub>	CaF <sub>2</sub> – calcium fluoride	CaCl <sub>2</sub> – calcium chloride
CaMgCO <sub>3</sub>	CaF <sub>2</sub> – calcium fluoride	MgCl <sub>2</sub> – magnesium chloride
	MgF <sub>2</sub> – magnesium fluoride	CaCl <sub>2</sub> – calcium chloride
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeF – iron fluoride	FeCl <sub>2</sub> – iron chloride
	FeF <sub>3</sub> – iron tetrafluoride	

As a result of physicochemical reaction, hydrogen fluoride dissolves most of the terrigenous component to form water-soluble compounds. The resulting reaction of silicon fluoride, reacting with water, forms a hydrate of silicon oxide, which, turns into a gelatinous gel when the acidity of the solution decreases. This reaction leads to the clogging of the formed porous and fractured channels.

Hydrochloric acid used after hydrogen fluoride reacts with chemical compounds formed as a result of its action on the rock, almost completely dissolving them. As a result of physicochemical reaction, carbonates are dissolved to form water-soluble compounds. It also increases the acidity of the environment, which leads to the neutralization of the gel formation process from silicon hydroxide.

Due to the low permeability, complex geological and lithological structure, high viscosity of organic matter, it is necessary to use modern methods to intensify the flow of liquid into the well. The application of a two-stage technique of inflow intensification implies a serial impact of the EOR on the formation in two stages.

At the first stage, the EOR technology is used for the formation to be exposed to hot acid gas, namely hydrogen fluoride. The results of treatment with hot acid gas are: an increase in the diameter of filtration channels, a decrease in the surface tension of the fluid and rock in the formation, an increase in the mobility of organic matter by increasing its temperature, an increase in permeability and porosity.

At the second stage, multistage acid hydraulic fracturing is performed at high temperatures in the zone treated with hot acid gas. The application of hot hydrochloric acid is justified by the fact that it dissolves water-insoluble compounds formed during the first stage, maintains high temperature of HC in the reservoir, which reduces the viscosity of HC and improves the conditions of physicochemical reaction, increases the acidity of the environment, which leads to the neutralization of the formation of helium from silicon hydroxide, as well as it contributes to an

increase in cracks during hydraulic fracturing. The use of stages is extremely important, since the number of stages of hydraulic fracturing increases, the number of cracks that penetrate a dense low-permeable oil reservoir increases as well, and therefore the drainage zone increases.

As a result of applying the two-stage methods of stimulation of fluid inflow the diameter of the filtration channels greatly increases, the surface tension of the fluid and the rock decreases, the mobility of hydrocarbons increases due to increasing temperature, clastic and carbonate components are dissolved, which greatly increases the permeability of the rocks, the maximum coverage of the reservoir is reached by conducting several stages of hydraulic fracturing, the cumulative production and the starting flow rate increase.

### **Список литературы**

1. Занчаров А.А. Построение геологической 3D-модели месторождения с нетрадиционными запасами углеводородов при помощи современных цифровых технологий // Международная научно-практическая конференция // Актуальные вопросы геологии. Материалы Международной научно-практической конференции. Белгород, 2019. С. 91–96.

### **List of references**

1. Zancharov A. A. Construction of a 3D geological model of a field with unconventional hydrocarbon reserves using modern digital technologies // international scientific and practical conference // Current issues of Geology. Materials of the International scientific and practical conference. Belgorod, 2019. P. 91–96.

## ХАРАКТЕР СОБСТВЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ МАТРИЦ ПРИ ФИЛЬТРАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

*Карапетыан К.А., Чилингарян А.З., Чилингарян Т.А.*  
 Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Гюмри  
 e-mail: Kara.Karapetyan@gmail.com

В разведочной геофизике широко применяются статистические методы обработки полевых данных, в частности при фильтрации исходных данных для выделения аномалий. Построение любого преобразования поля, т.е. любого фильтра, проводится в рамках определенной математической модели наблюдаемого поля.

Учитывая неизбежное изменение физических свойств горных пород и геометрических характеристик исследуемых объектов по площади наблюдений, наиболее обоснованным следует считать задание статистической модели наблюдаемого поля.

Известной моделью геофизического поля является аддитивная модель [2], когда результаты измерений поля  $f(x)$  вдоль оси  $X$  представляют сумму аномалий  $\Sigma a(x)$  и осложняющей ее помех  $\Sigma n(x)$

$$f_i = \Sigma a(x) + \Sigma n(x). \quad (1),$$

Для рудных провинций из-за сложного геологического строения общепринятых статистических моделей аномальных полей нет. При решении задачи выделения аномалии на фоне помех практический интерес имеют региональные и локальные аномалии. В зависимости от конкретной задачи, характера исходной информации используются различные фильтры выделения аномалии.

В данной работе представлены результаты исследований некоторых особенностей статистических характеристик фильтра, которая определяется отношением сигнал/помеха по формуле (2) [3,4,6]

$$\lambda = \frac{\bar{h}' [R_a] \bar{h}}{\bar{h}' [R_n] \bar{h}} \quad (2),$$

где  $[R_a]$  – корреляционная матрица аномалии;  $[R_n]$  - корреляционная матрица помехи,  $\bar{h}$  - весовая функция фильтра.

Задача определения весовой функции фильтра  $h$  существенно упрощается, если помеха является некоррелированной. В этом случае корреляционная матрица помехи единичная, ее диагональные элементы равны единице, а все остальные - нули. В данном случае рассматриваем корреляционную матрицу аномалий  $[R_a]$ . Собственные значения для матрицы аномалий  $R_a$  находим из уравнения (3)

$$[R_a] - \lambda[I] = \vec{0} \quad (3),$$

где  $[I]$  – единичная диагональная матрица;  $\lambda$  - собственное значение матрицы  $R_a$  [5,7,13].

В развернутой форме формула (3) представляется в виде

$$\begin{bmatrix} R_a(0) - \lambda & R_a(1) & \dots & R_a(M) \\ R_a(1) & R_a(0) - \lambda & \dots & R_a(M-1) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ R_a(M) & R_a(M-1) & \dots & R_a(0) - \lambda \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix},$$

где  $M$  – ранг матрицы  $R_a$ , равный шагу корреляции (при площадных съемках он равен числу профилей наблюдений). Находим собственные значения  $\lambda$  для матрицы  $R(M)$  и располагая их по убыванию -  $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_M$ , вычисляем соответствующие им весовые функции  $h_i$ , решая для каждого из них систему уравнений из (4), в данном случае для максимального собственного значения  $\lambda_1 = \lambda_{\max}$ :

$$\begin{cases} [R(0) - \lambda_{\max}]h_0 & R(1)h_1 & \dots & R(M)h_M & = 0 \\ R(1)h_0 & [R(0) - \lambda_{\max}]h_1 & \dots & R(M-1)h_M & = 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ R(M)h_0 & R(M-1)h_1 & \dots & [R(0) - \lambda_{\max}]h_M & = 0 \end{cases} \quad (4)$$

В практике статистической обработки геофизических данных в основном используется максимальное собственное значение -  $\lambda_{\max}$ . Проведенные исследования показали, что максимальное собственное значение при фильтрации не всегда обеспечивает выделение максимальной энергии из наблюдаемого поля. В зависимости от типа использованного геофизического метода ряд собственных значений  $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_M$  корреляционной матрицы  $R(M)$  имеет определенные особенности, что является предметом данных исследований [8,10,12].

Представленная задача возникла при обработке и интерпретации данных полевых наблюдений, полученных на Меградзорском золоторудном месторождении (Армения), где проводились площадные наблюдения по 11 профилям. Из большого количества данных площадных наблюдений различными методами выбраны геофизические методы естественного электрического поля (ЕЭП), сопротивления (КЭП) и магниторазведки.

Магниторазведка была предусмотрена для уточнения контактов пород. Измерялась вертикальная составляющая напряженности магнитного поля, которая характеризуется сравнительно низкими значениями  $\Delta Z_a$ . На месторождении контакты пород сиенит – диоритов и диоритов по данным  $\Delta Z_a$  выражались нечетко. Одной из задач статистической обработки данных  $\Delta Z_a$  было и решение этой неопределенности [1,11].

Данные наблюдений по методам комбинированного электропрофилирования и естественного электрического поля также нуждались в более надежной оценке и количественной интерпретации, так как аномалии по этим методам нечетко выражены.

При обработке изучались все статистические характеристики исследуемых полей, построены соответствующие корреляционные матрицы. Для данной задачи ранг корреляционной матрицы  $M=11$ , так как корреляция рассчитана по всем одиннадцати профилям. Определены собственные значения и соответствующие им собственные векторы корреляционной матрицы исходных данных по трем методам [9].

На рисунке 1 представлены кривые по суммам вкладов в общую дисперсию собственных значений  $\lambda_k$  корреляционных матриц для методов электрического сопротивления (кривая 1), естественного электрического поля (кривая 2) и магниторазведки (кривая 3).

По характеру кривых на рисунке можно сказать, что первое (максимальное) собственное значение не всегда выделяет максимальную энергию исходного поля. Исследования показали, что при обработке данных метода магниторазведки первые два собственных значения дают более 98% суммы вкладов в дисперсию, т.е. можно ограничиться первыми двумя максимальными собственными значениями.

Изучение собственных значений для метода электрического сопротивления показало, что сумма вкладов более 95% достигается тремя собственными значениями, а при методе естественного электрического поля этот же результат получается после суммы вкладов шести собственных значений.

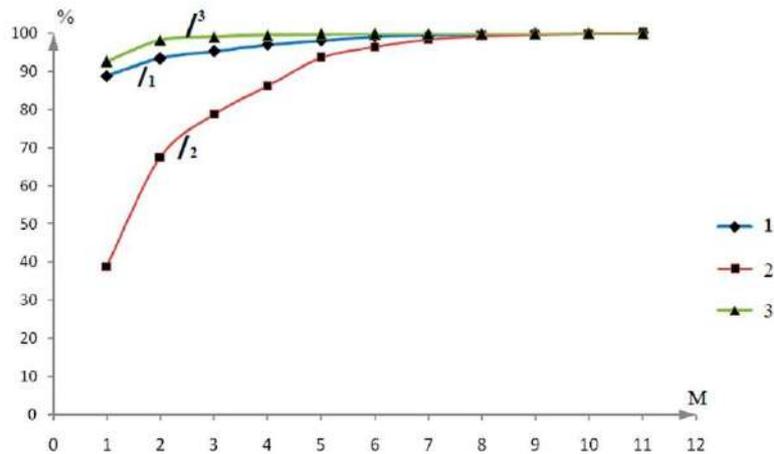


Рис. 1. Кривые суммы вкладов (%) собственных значений  $\lambda_k$  корреляционных матриц для геофизических методов при  $M=11$ :

- 1 – метод электрического сопротивления,
- 2 – метод естественного электрического поля,
- 3 – метод магниторазведки.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. При оценке характера собственных значений ( $\lambda_k$ ) выяснилось, что для фильтрации геофизических полей надо определить конкретное количество  $\lambda_k$ , которые обеспечат выделение максимальной энергии поля.

2. Вычисление по корреляционной матрице исходного поля всех собственных значений и соответствующих им собственных векторов, т.е. весовых функций, позволяет использовать фильтр для решения задачи выделения полезных сигналов весьма сложных электрических полей по их энергии.

### Список литературы

1. Амирян Ш. О. Золоторудные формации Армянской ССР, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1984. 303с.
2. Гольцман Ф. М. Статистические модели интерпретации. М.: Наука, 1971. 327с.
3. Девис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Книга 2. М.: Недра, 1990. 427 с.
4. Карапетян К.А. Результаты одномерной энергетической фильтрации данных электроразведки. Геоинформатика, М.: Изд. ВНИИгеосистем, 2011, № 3. С. 23–28
5. Карапетян К.А., Чилингарян А.З. Применение корреляционного способа обработки геофизических данных на Меградзорском месторождении (Армения). Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1998. LI. №1-2. С. 114–117
6. Карапетян К.А., Чилингарян А.З. Статистические методы обработки данных наблюдений при сравнительной оценке возможностей геофизических методов. Геофизика, ЕАГО, Москва, «Издательство ГЕРС», 2014, № 4. С. 59-63
7. Карапетян К.А., Чилингарян З.А. Определение оптимальных параметров окна для самонастраивающейся фильтрации. Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2007. LX. № 3. С. 53–58
8. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра, 1979. 280 с.
9. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М., Недра, 1986. 342 с.
10. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Москва, Изд. ВНИИгеосистем, 2013. 118 с.
11. Оценка перспективности флангов действующих рудных месторождений с использованием комплексных геолого-геофизических данных наземных и подземных наблюдений, (на примере Меградзорского золоторудного месторождения). Науч.-техн. отчет, Фонды ИГИС, Гюмри, 1993. 78 с.
12. Lines Larry, Castagna John P., Treitel Swen Geophysics in the new millennium. Geophysics. 2001. № 1. P.14
13. Robinson E.A. and Treitel S.V. Geophysical signal analysis. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.Y., 1980. 486 p.

## КНД-ТЕХНОЛОГИЯ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Е.А. Савин*

*ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет», Екатеринбург  
e-mail: geob66@bk.ru*

При добыче урана методом подземного выщелачивания содержание урана в продуктивной залежи все время изменяется. Поэтому необходим постоянный контроль за изменением содержания урана в процессе его выщелачивания из залежи. Для управления технологическим процессом выщелачивания необходимо иметь сведения о текущей ураноносности эксплуатируемых залежей в условиях естественного залегания, контролировать качество и промышленную ценность руды, разделять кондиционные и забалансовые руды.

Традиционным методом при геофизических исследованиях скважин, пробуренных на месторождениях урана гидрогенного типа, является гамма-каротаж (ГК), данные которого позволяют рассчитать среднюю концентрацию урана в рудном интервале, пересеченным скважиной. Применение метода ГК базируется на предположении о постоянстве коэффициента радиоактивного равновесия в руде. Однако, основные параметры подсчета запасов (тоннаж и среднее содержание урана), определяемые с помощью гамма-каротажа, могут иметь значительные погрешности.

Нетрадиционный метод – каротаж нейтронов деления (КНД-М) позволяет непосредственно определять содержание урана в недрах, исключая влияние других продуктов распада урана в скважинах, заполненных грунтовыми водами, слабокислыми, слабощелочными растворами или буровым раствором. Одновременно КНДМ-М позволяет определять массовую долю радия (в эквиваленте урана) по данным гамма-каротажа естественной радиоактивности.

КНД-М позволяет исключить погрешности, вызванные нарушением радиоактивного равновесия между продуктами распада урана, обусловленные их различной миграционной способностью.

При разведке месторождений урановых руд необходим постоянный контроль над качеством руды, требующий проведения большого объема опробования. Результаты опробования по данным буровых работ не всегда соответствуют предъявляемым требованиям из-за неполного выхода керна и разрывами во времени между процессами его отбора и анализа. Кроме того, отбор керна является трудоемкой и дорогостоящей операцией. В этой связи большое значение приобретают бескерновые методы опробования урановых руд.

Бескерновые методы определения содержания урана особенно необходимы в процессе подземного выщелачивания урановых руд. Опробование по гамма-лучам в рассматриваемом случае малоэффективно из-за погрешностей. Связанных с нарушением радиоактивного равновесия руд в процессе их выщелачивания. В результате точность подсчетов снижается.

В основе каротажа нейтронов деления лежит изучение нейтронного поля, вызванного точечным источником первичного нейтронного излучения. Присутствующие в горных породах ядра урана делятся под воздействием первичного нейтронного поля и являются источниками вторичного нейтронного излучения. Поток индуцируемых нейтронов пропорционален содержанию урана в среде. Эту связь и используют на практике при разведке радиоактивных руд.

Опробование радиоактивных руд по скважинам, основанное на химическом анализе керна, является трудоемкой и дорогостоящей операцией. Качество такого опробования и его оперативность не всегда соответствуют требованиям производства из-за неполного выхода керна и разрыва во времени между его отбором и получением результатов анализа. При обработке месторождений методом подземного выщелачивания подъем керна вообще

исключается. От указанных недостатков свободны ядернофизические методы опробования урановых руд, среди которых большое значение имеет каротаж мгновенных нейтронов деления ядер урана (КНД-М). Преимуществом КНД является возможность определения содержания урана вне зависимости от радиоактивного равновесия и эманирования руд.

В молодых отложениях урана равновесие между дочерними продуктами распада ядер урана Bi-214, Pb-214 и ураном U-238 обычно не достигается. Период полураспада ядер урана-238 – 4,5 млрд. лет. Самый долгоживущий дочерний изотоп, уран-234, имеет период полураспада 240 тыс. лет. Таким образом, урановая залежь должна находиться в естественном залегании, по крайней мере, 2,4 млн лет, чтобы достичь равновесия, которое наступает после 10 периодов полураспада изотопа урана-234. Если уран переотложен, т.е. имеет вторичное происхождение, то отношение содержания уран к Bi-213 и Pb-214 изменяется, поэтому содержание урана, определяемое по гамма-излучению, будет содержать ошибку. Измерить содержание урана-238 по гамма-лучам можно только косвенно, приблизительно. Методом КНД позволяет оценить коэффициент радиоактивного равновесия между ураном и радием и точно определить содержание урана-235 в неравновесных урановых рудах.

Открытие вынужденного деления ядер урана О.Ганом, Ф. Штрассманом (1938 г.) подготовило почву для разработки прямых методов опробования.

Теоретическая проработка каротажа нейтронного деления ранее была выполнена многими организациями, одной из основоположников является ВИРГ «Рудгеофизика». В 1970-1980 гг. Уральская ядерногеофизическая школа активно участвовала в настоящих исследованиях. Были получены авторские свидетельства: Давыдов Ю.Б. № 481217 приоритет от 11.02.1970 г., № 508155 приоритет от 21.05.1974 г. и др.

В 1997 г. на основе теоретических расчетов, выполненных профессором Ю. Б. Давыдовым, исследования по разработке и изготовлению аппаратно-программного комплекса КНД были инициированы «Институтом испытаний и сертификации минерального сырья» и «ИНГЕО». Этими же организациями осуществлялось финансирование разработки на всех этапах НИР и ОКР. В качестве субподрядчиков были привлечены организации: «ВНИИГИС», УГГУ, фирма «БЭТО», ВНИИМ им. Менделеева, Комбинат «Электрохимприбор» и физические лица

Первый аппаратно-программный комплекс КНД в авторском новом варианте был изготовлен и поставлен в НАК «Казатомпром» в 2002 г.

Каротаж индуцированных нейтронов выполняется в двух модификациях по мгновенным (КНД-М) и запаздывающим (КНД-З) нейтронам деления. Методика каротажа мгновенных нейтронов сводится к регистрации быстрых нейтронов деления ядер актиноурана  ${}_{92}\text{U}^{235}$  под действием тепловых первичных нейтронов (D-T) – генератора.

При каротаже запаздывающих нейтронов измеряют суммарный поток тепловых нейтронов, возникающих при делении ядер урана-238 на быстрых нейтронах и урана-235 на тепловых нейтронах. Каротаж нейтронов деления дает принципиально новую возможность идентификации урана в скважинах. В связи с этим представляет интерес изучения основных закономерностей распределения нейтронов деления, возникающих в урансодержащей среде под действием первичного нейтронного излучения. Для определения содержания урана могут быть использованы как мгновенные, так и запаздывающие нейтроны деления.

Опыт применения каротажа мгновенных нейтронов деления (КНД-М) показал преимущества этого метода перед гамма-каротажем (ГК): устойчивость к смещению радиоактивного равновесия, более точное определение мощностей продуктивных интервалов, отсутствие влияния эффекта «отжатия» радона. Очевидны преимущества КНД-М в условиях смещения радиоактивного равновесия в сторону радия и при предварительной и эксплуатационной разведке на блоках месторождений. Использование генераторов нейтронов позволило значительно снизить статистические погрешности измерений, однако остался нерешенным вопрос учета при интерпретации литологических факторов (влажности и т.д.). На сегодняшний момент поправки за влажность приняты общими по месторождениям

и вносятся на основании априорных полученных данных по монолитам керна. В случае достаточно больших вариаций влажности по продуктивным интервалам такой подход приводит к возникновению неконтролируемых погрешностей.

В результате исследований получено:

1. Исследованы основные закономерности переноса нейтронов деления в условиях скважин на месторождениях гидрогенного типа с учетом элементного состава, влажности, плотности, глинистости руд и содержания микропримесей, поглощающих тепловые нейтроны.

2. Выполнена оптимизация зондов аппаратуры, разработано методическое и интерпретационное обеспечение, программы регистрации, обработки и интерпретации методов ИНК-Т и КНД-М.

3. Разработана и запатентована современная многозондовая аппаратура КНД-М. Выпущена опытная партия.

4. Проведены комплексные работы по внедрению прибор в КНД-53 (60), которые включили в себя:

- градуировку скважинных приборов на моделях ОСО СОСВУРТ;
- проведение каротажа в КПС и оценка точности определения содержания урана;
- каротаж КНД-М и интерпретация комплекса методов по скважинам эксплуатационной разведки на технологических полигонах 5 месторождений. Всего каротаж КНД-М выполнен на 157 скважинах.

Разработанный программно-аппаратурный комплекс проведения КНД-М (КНД-48/53), реализующий двухзондовую методику измерений параметров уранового оруденения, позволяет за одну операцию спуска-подъема получить следующие данные:

1. При проходе снаряда к забою скважины. осуществлять гамма-каротаж со скоростью до 600 м/ч, по которому выделяется рудный интервал.

2. При обратном ходе проводить КНД-М каротаж со скоростью до 50 м/ч, по результатам которого определяются следующие параметры:

- диапазон измерений массовой доли природного урана: 0,005 – 0,5 %;
- диапазон измерений массовой доли радия (в эквиваленте урана): 0,005 - 1 %;
- диапазон проницаемости, пористости с погрешностью  $\pm 1-2$  % абс, глинистости с погрешностью определения, не превышающей погрешности их определения геологическими методами, влажности, измерение времени жизни нейтронов в пласте ( $\tau$ ).

Использование КНД-М на стадии геологоразведочных работ позволяет существенно сократить расходы за счет:

1. Увеличения доли бескернового бурения до 85-90 % от общего объема буровых работ.
2. Сокращения затрат на транспортировку кернового материала до лаборатории.
3. Сокращения лабораторно-аналитических работ.
4. Сокращения затрат на захоронение кернового материала.
5. Повышения достоверности подсчета запасов урана на гидрогенных месторождениях по промышленным категориям и, следовательно, сокращения доли геологического риска на стадии разработки ТЭО и проекта добывающего предприятия.

### Список литературы

1. Глушкова Т. А., Давыдов Ю. Б., Демехов Ю. В., Перельгин В. Т., Румянцев Д. Р., Савин Е. А., Талалай А. Г., Шинкарьок И. Е. Технология каротажа мгновенных нейтронов деления // Современные проблемы науки и образования. 2014. № 6. URL: <http://www.science-education.ru/120-16484>.

2. Т. А. Глушкова, Ю. В. Демехов, С. В. Мазур, А. И. Машкин, В. Т. Перельгин, Е. А. Савин, А. Г. Талалай Применение скважинных приборов каротажа нейтронов деления при разведке и эксплуатации месторождений урана // Известия вузов. Горный журнал. Екатеринбург. 2012. № 3. С.165–169.

3. Демехов Ю. В., Румянцев Д. Р., Савин Е. А., Талалай А. Г. Оценка степени неоднородностей и проницаемости коллекторов при построении 3D моделей, основанных на анализе фрактальных

свойств результатов каротажа // Мат-лы Межд. науч.-практ. конф. «Уральская горная школа – регионам», Екатеринбург, 08-09 апреля 2013 г. Екатеринбург, 2013. С. 104–105.

4. Савин Е. А. Магистерская диссертация на тему: Каротаж мгновенных нейтронов деления при разведке и разработке месторождений урановых руд. // ГОУ ВПО Уральский государственный горный университет. Екатеринбург, 2012.

## НЕСТАНДАРТНЫЕ ПРИЧИНЫ НИЗКОГО УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПОРОД КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

*Хотылев А.О.<sup>1</sup>, Козлова Е.В.<sup>2</sup>, Майоров А.А.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

<sup>2</sup>*Сколковский институт науки и технологий, центр добычи углеводородов, Москва*

e-mail: akhotylev@gmail.com

Необходимость установления причин низкого удельного электрического сопротивления пород возникла при изучении керна доюрского комплекса из нескольких скважин в восточной части Красноленинского свода (Западная Сибирь, ХМАО). Здесь при интерпретации кривых геофизических исследований скважин низкоомные интервалы были интерпретированы как водонасыщенные трещиноватые или брекчированные участки. Однако подобная интерпретация вошла в противоречие с отобраным каменным материалом. КERN представлен преимущественно массивными и слабо трещиноватыми метаморфическими породами. Впоследствии это не нашло подтверждения и на аналитическом уровне, так как проницаемость этих пород составляет совершенно незначительные величины. Видимо, удельное электрическое сопротивление (УЭС) должно контролироваться составом пород. Таким образом, была сформирована цель настоящей статьи: установить причины низкого удельного электрического сопротивления пород доюрского фундамента восточной части Красноленинского свода.

Измерение УЭС горных пород является важным элементом геофизического комплекса исследований скважин в нефтяных районах, так как это позволяет проводить оценку насыщения пласта – заполнен он нефтью или водой. Зоны низкого сопротивления в базовом случае рассматриваются как водонасыщенные пласты, а высокоомные интервалы – как потенциальные нефтенасыщенные зоны. Однако, еще в конце 1980-х годов была выявлена проблема низкоомных коллекторов, когда по данным геофизических исследований скважин юрские нефтенасыщенные коллекторы принимались за неперспективные водонасыщенные [1,2,3,5,6]. Применительно к породам фундамента, интерпретация зон низкого сопротивления пород несколько иная. Так как нефтенасыщения здесь не предполагалось, низкоомные зоны рассматривались как интервалы тектонического брекчирования или трещиноватости пород, заполненные водой.

На сегодняшний день показано, что сопротивление пород регулируется целой группой факторов: количеством, характером распределения, составом глинистых минералов; особенностями диагенетических и катагенетических преобразований; наличием низкоомных минералов; характером и степенью трещиноватости пород; типом флюидного заполнения пор и трещин; ориентировкой текстур (слоистости) пород по отношению к наклону скважины или направлению замера. Детально влияние этих факторов рассмотрено в работах [1–4] и ссылки в них. Низкоомными неглинистыми фазами, понижающими УЭС, являются оксиды титана, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит), гидроокислы железосодержащих минералов, крустификационные хлориты [1]. Очевидно, что состав минеральной матрицы осадочных неметаморфизованных отложений чехла и тектонизированных метаморфитов и магматитов фундамента будут различаться по составу, и, соответственно, контроль УЭС может осуществляться иными компонентами.

Исследованные породы фундамента Каменной вершины Красноленинского свода представлены плотными тонкополосчатыми темно-серыми, почти черными графит-серицит-кварцевыми метаморфическими сланцами с разной долей более светлых кварцевых песчаников и алевролитов. Возраст пород достоверно не установлен, предполагается, что это среднепалеозойские образования. Примерно в 1–2 км западнее изученных скважин расположен крупный раннепермский Каменный массив гранодиоритов диаметром 15–18 км, корни которого погружаются в сторону изученных скважин.

Текстура пород сланцеватая, плейчатая, линзовидно-полосчатая, структура грано-лепидобластовая неравномерно-кристаллическая, тонко-мелкокристаллическая. Породы нарушены структурами вязкого кливажа, реидными складками на крыльях микроразрывов. Преобладающая часть породы сложена тонким кварц-серицитовым матриксом с обилием линз, слоек и полос органического вещества (ОВ).

Слюды (по оптическим характеристикам – серицит, по данным РФА – гидрослюды) тонкочешуйчатые, размер чешуй не более 0,005–0,008 мм (50–55%). Кварц (от 30–35% в черных сланцах до 60–70% в более песчаных разностях) тонкокристаллический гранобластовый разнокристаллический – образует линзовидные выделения гранобластового строения с размером отдельных кристаллов до 0,08–0,1 мм. Границы кристаллов неровные заливистые, погасание неравномерное волнистое, строение отдельных индивидов блоковое. Протяженность линз кварца до 1,5 мм, в разной степени могут быть насыщены серицитом – от единичных листочков до серицит-кварцевого тонкозернистого агрегата, где у них равные пропорции. Прочая (*вторичная?*) минерализация представлена пиритом (не более 3–5%), который образует овальные и уплощенные просечки размером до первых мм вдоль сланцеватости породы.

ОВ присутствует в виде черных непрозрачных изотропных прожилков, линз и слоек, создавая и подчеркивая общую полосчатость и плейчатость породы. Мощность прожилков от 0,003 до 0,4 мм в раздувах, они образуют единую непрерывную сетку, доля в шлифах может оцениваться от 0,1 до 35–40% (свыше половины поля зрения непрозрачно). Насыщенные ОВ интервалы характеризуются наиболее интенсивным развитием сланцеватости и линзовидно-полосчатых текстур, но в целом низкой трещиноватостью и проницаемостью, не превышающей в среднем 0,01 Дарси, пористостью 0,5–5%. Минеральная матрица этих интервалов представлена тонкозернистыми алевритистыми песчаниками с долей кварца до 25–30% с активной перекристаллизацией последнего. Из всего изученного интервала (13 м) на такие углеродистые, насыщенные ОВ метапесчаники приходится практически 50 %. Здесь важно отметить, что интервалы с ОВ и без него имеют мощность до нескольких десятков см и чередуются друг с другом.

Органическое вещество изучаемых пород представлено природными битумами ряда кериты-антракосолиты. Битумы частично растворимы в органических растворителях, но основная их доля представлена черным углеродистым веществом – твердым нефтяным коксом, претерпевшим значительную термическую переработку. Такое преобразование – фактически крекинг – углеводородов может происходить в природных условиях при подъеме температуры как минимум до 150 °С за короткое в геологическом отношении время, например, при внедрении интрузива [4]. По остаточному водородному индексу и не критически высоким температурам  $T_{max}$  степень катагенеза эти битумов, предположительно, представленных керитами, можно оценить на уровне МК3-МК4 (окончание стадий мезакатагенеза, главная зона газообразования). Нерастворимые битумы – антракосолиты термически наиболее преобразованы и практически не содержат водорода, имеют очень высокую степень преобразованности (оценка на уровне апокатагенеза) и могут соответствовать графиту (или разупорядоченному графиту) по структуре. Последнее хорошо подтверждается оптическими характеристиками. При изучении в отраженном свете отчетливо фиксируется тонкочешуйчатое строение ОВ, причем чешуи размером не более 0,5–1 мкм начинают проявлять анизотропные свойства (гаснут и просветляются в отраженном поляризованном свете), что характерно уже для ОВ с упорядоченной структурой и преобразованного до стадии апокатагенеза.

Чтобы показать связь УЭС горной породы с ее составом и структурно-текстурными особенностями, были использованы данные о минеральном составе, фильтрационно-емкостных свойствах, о количестве и состоянии органического вещества в породе. Наиболее полно были изучены 23 образца из описанной выше толщи, а для создания статистически достоверной выборки по отдельным параметрам были привлечены собственные данные по другим породам фундамента Красноленинского свода (гранитам, кварцитам, сланцам). Для

определения минерального состава пород проведен рентгенофазовый анализ (РФА, 63 обр.). На цилиндрических образцах замерено сопротивление нескольких типов: УЭС образцов 100% насыщенных водой соленостью 17 г/л (109 обр.); УЭС при остаточном водонасыщении (89 обр.); сопротивление образцов, высушенных при 80°C на протяжении 14 дней (29 обр.). Количество ОВ подсчитано по данным пиролиза Рок-Эвал, для корреляций использован параметр ТОС (total organic carbon), отражающий количество органического углерода в породе в весовых % (37 обр.). Для оценки пористости и проницаемости использованы данные по коэффициентам пористости (Кп, 114 обр.) и проницаемости с поправкой Клинкенберга (Кпр, 85 обр.), полученные газоволюметрическим методом (АР-608).

Наиболее очевидным предполагалась ситуация, в которой УЭС будет контролироваться пористостью и проницаемостью пород. И действительно, для большинства проб увеличение пористости на 5% приводит к падению сопротивления на порядок (рис. 1А и В).

Однако, проницаемость (для зон брекчирования должна быть характерна именно высокая трещиноватость и проницаемость) у пород весьма низкая и, как видно не влияет на значение УЭС (рис. 1В). Тем не менее, есть ряд проб, у которых УЭС близко к 1 Ом\*м, что отвечало бы пористости около 15% и более, в то время как реальная их пористость не превышает 0,5%. Поэтому было высказано второе предположение, что на УЭС влияет состав минеральной матрицы. Для выяснения связи минерального состава пород и сопротивления были взяты данные по содержанию кварца (высокоомный компонент), пирита (низкоомный) и суммы глинистых минералов (гидрослоуды, хлориты, каолинит и смешаннослойные минералы группы монтмориллонита). Достаточно закономерно обогащенные кварцем (более песчанистые) разности показывают большее сопротивление, примерно на порядок выше, чем более глинистые литотипы (рис. 1С и F). При этом, с ростом количества глинистых минералов (рис. 1С) направленного изменения УЭС не происходит, а, значит, они не оказывают существенного влияния на сопротивление пород. Вопреки ожиданиям, с ростом количества пирита понижения сопротивления не наблюдается, и в образцах со значимым его количеством (более 2-5%) УЭС всех типов остаются такими же, как и в образцах с количеством пирита ниже предела обнаружения (рис. 1, D). Пирит в породе образует изолированные линзовидные просечки, из-за чего и не оказывает значительного влияния на проводимость: эффект был бы замечен только в том случае, если бы просечки соприкасались друг с другом, и возникали бы проводимые жилки и зоны.

Гораздо более интересной оказалась ситуация с зависимостью УЭС от количества органического вещества (рис. 1Е). Как хорошо заметно, при увеличении ТОС от 0,1–0,2% до 5% происходит уменьшение значений УЭС всех типов на 3 и более порядка.

При этом, несмотря на то, что отчетливая связь между пористостью и проницаемостью и сопротивлением пород тоже прослеживается (рис. 1, Е, F), образцы с наиболее низким УЭС не являются самыми пористыми и имеют крайне низкие значения проницаемости. То есть, эти низкие значения связаны именно с высоким содержанием ОВ, а не с фильтрационно-емкостными свойствами, количеством пирита, обилием глинистых минералов или иными параметрами. При этом, например, для пород баженовской свиты известно, что количество ОВ и УЭС обычно связаны устойчивой положительной зависимостью [5].

Причины такой необычной связи между органическим веществом и сопротивлением с большой вероятностью связано с тем, что ОВ представлено нерастворимыми углеводородами, а высокопреобразованными асфальтенами, приобретающими характеристики графита. В этих соединениях происходит упорядочивание структуры по сравнению с прочими УВ, из-за чего появляется электрическая проводимость. Высокая степень преобразованности фиксируется данными пиролиза, а также его последствия хорошо заметны в поляризованном свете: в скрещенных николях ОВ не черное и изотропное, а тонкочешуйчатое с погасанием отдельных чешуй. Предельным случаем дальнейшего преобразования ОВ будет графит, у которого табличное УЭС  $8 \cdot 10^{-6}$  Ом\*м. Важную роль играет и распределение ОВ по породе.

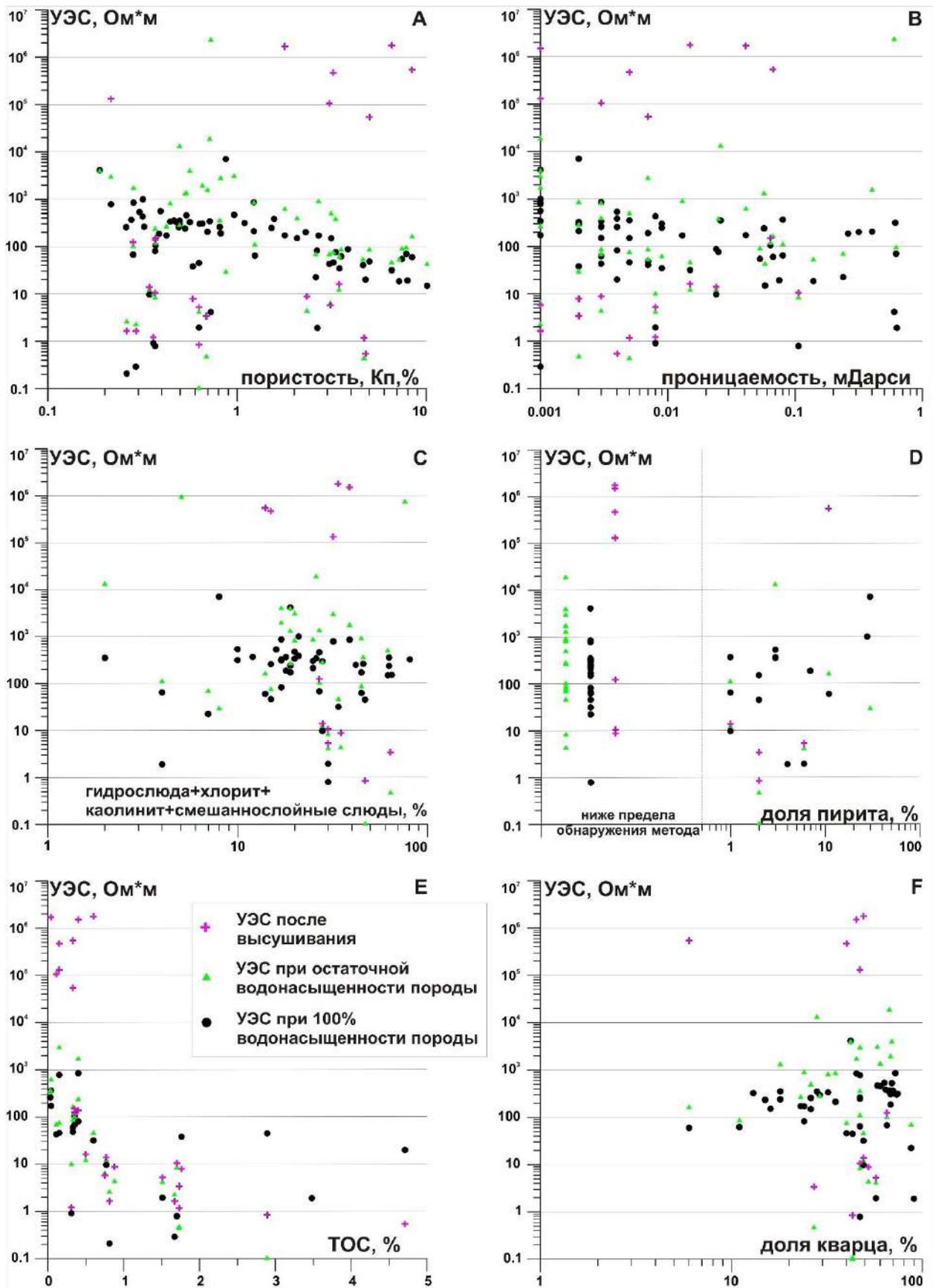


Рис. 1. Зависимость УЭС разного типа от фильтрационно-емкостных свойств пород, количества органического углерода (ТОС), пирита, кварца и глинистых минералов (в мас. %)

В отличие от пирита, которые образует мелкие короткие просечки, органическое вещество образует протяженные линзочки и просечки, часто сливающиеся в единые слои – за счет этого и возникает проводимость пород.

Мы считаем, что наблюдаемая зависимость связана с высокой степенью катагенетической преобразованности ОВ, что привело к упорядочиванию его структуры и даже графитизации, за счет чего оно обрело оптическую анизотропность и низкое УЭС.

*Результаты.* В результате исследований было показано, что низкое удельное электрическое сопротивление в метатерригенных толщах доюрского комплекса Красноленинского свода возникает из-за присутствия высокопреобразованного органического вещества в этих породах. Степень преобразования ОВ в разных типах отложений различно и отвечает стадиям мезакатагенеза МКЗ-МК4 и апокатагенезу. Для определения генезиса органического вещества запланированы дальнейшие исследования, призванные доказать сингенетичность ОВ вмещающим породам либо выявить признаки разрушения нефтяных залежей, связанных с динамометаморфизмом.

Среди прочих параметров значимое влияние на УЭС также оказывает пористость и водонасыщенность. Проницаемость и состав минеральной матрицы практически не изменяет его.

Таким образом, низкоомные интервалы в метаморфизованных терригенных толщах фундамента Красноленинского свода могут представлять собой не проницаемые водонасыщенные зоны дробления и брекчирования, а интервалы весьма плотных низкопористых, с низкой проницаемостью пород, обогащенных графитизированным органическим веществом.

### Список литературы

1. Ежова А.В. Методика оценки нефтенасыщенности низкоомных коллекторов в юрских отложениях юго-востока Западно-Сибирской плиты // Изв. ТПУ. 2006. Т. 309. № 6. С. 23–26.
2. Гусев С.И. Анализ причин, приводящих к снижению удельного электрического сопротивления продуктивных коллекторов // Нефтепромысловое дело. 2016. № 5. С. 36–40.
3. Мельник И.А., Ерофеев Л.Я. Физико-геохимическая модель низкоомного коллектора и ее практическое применение // Геологическое моделирование. 2014. №3. С. 46–50.
4. Меленевский В.Н., Борисова Л.С., Тимошина И.Д. Пиролитическая характеристика твердых битумов ряда кериты – антраксолиты. Геология нефти и газа. 2008. № 4. С. 40–45.
5. Мельник И.А. Причины образования нефтенасыщенных низкоомных коллекторов // Геология нефти и газа. 2018. №6. С. 33–40.
6. Скворцов М.Б., Дахнова М.В., Копилевич Е.А., Немова В.Д., Сурова Н.Д., Кирсанов А.М., Можегова С.В. Методологические подходы к оценке ресурсов нефти в отложениях баженовской свиты // ГЕОЕВРАЗИЯ 2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии. М. 2018. С. 120–124.

## 5. АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

### НЕФТЕНОСНОСТЬ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ И В СВЯЗИ С НИМИ (НА ПРИМЕРЕ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

*Майоров А.А., Хотылев А.О.*

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва*

*e-mail: alex.yora@gmail.com*

Гранитные массивы Западно-Сибирской плиты являются неотъемлемым элементом строения её доюрского фундамента. На Красноленинском своде (далее – КС) и прилегающих территориях на сегодняшний день известны массивы раннепермского и ордовикского [1, 2] возрастов, внедрившиеся в девон-каменноугольные и раннепалеозойские метаосадочные образования.

Несмотря на существенный перерыв между моментом внедрения массива и накоплением потенциально нефтеносных толщ мезо-кайнозойского осадочного комплекса чехла, гранитоиды являются достаточно активными и нередко весьма продуктивными компонентами нефтеносных систем Западной Сибири. Данная работа посвящена именно вопросу роли гранитоидных массивов в нефтеносности и нефтегенерации на примере ряда массивов Красноленинского свода и его ближайшего обрамления.

Нефтеносность гранитных массивов может быть условно представлена двумя принципиально разными типами. В первом случае образование залежей нефти непосредственно в гранитных массивах, где плутониты выступают относительно пассивными коллекторами и насыщены углеводородами, генетически никак не связанными с гранитами.

Во втором случае гранитный массив выступает своеобразным катализатором преобразований органического вещества (ОВ) и минеральной матрицы осадочного комплекса, что приводит к значительному увеличению продуктивности комплекса чехла. Механизм такого преобразования пока не очень понятен. Сегодня процесс предполагается на основе того факта, что над крупными гранитными массивами органическое вещество осадочного комплекса оказывается более преобразованным. Далее каждый из типов будет рассмотрен отдельно.

*Гранитоиды как коллектор.* Собственная пористость и проницаемость в гранитоидах может, по-видимому, возникать в результате ряда процессов: поверхностное разрушение с формированием кор выветривания, метасоматическая переработка, тектоническое дробление, контракция при остывании и кристаллизации массива.

Коры выветривания неоднократно описывались на породах фундамента Западной Сибири, в том числе и на гранитах. На изученном нами крупном массиве в центральной части КС коры развиваются только на самой высокой приконтактовой части массива, образующей полукольцевое поднятие. В центральной части массива, которой в рельефе фундамента отвечает впадина, коры не описаны. Особенностью кор выветривания является их площадное распространение и, видимо, неравномерная мощность. По керну скважин, вскрывающей гранитоиды одного из массивов в центральной части КС на 130 м от кровли, можно оценить, что общая мощность коры выветривания составляет не менее 9–12 м, что, в целом, отвечает данным прочих авторов [8].

Неизменные породы здесь представлены средне-мелкокристаллическими гранодиоритами I-типа с крупным титанитом и биотитом [7]. Гранитоиды коры выветривания отличаются коричневатой, бурой, отчетливой пятнистой окраской за счет развития коричневато-бежевого агрегата вторичных минералов по полевым шпатам. Для верхних частей разреза характерны пятнистые, порфириовидные неравномернокристаллические структуры, что может быть связано с небольшим эрозионным срезом. Биотит из-за выветривания значительно светлее обычного – золотистый, светло-

бронзовый, распределен неравномерно и может образовывать локальные обогащенные зоны и прожилки. На микроуровне породы коры выветривания отличаются вторичными преобразованиями минералов и весьма многочисленными трещинами, заполненными ОВ. Крупные идиоморфные кристаллы полевых шпатов (и плагиоклаза и калиевого полевого шпата) замещаются бурыми изотропными агрегатами глинистым минералом, причем замещение иногда идет не по всему объему кристалла, а только по отдельным зонам. Развиваются вторичные минералы, в том числе кальцит, образующие тонкие удлиненные прожилки в листочках биотита, в единичных случаях сидерит, по полевым шпатам – серицит. Стоит отметить, что в зоне коры выветривания полностью разлагается титанит, образующий крупные хорошо узнаваемые ромбические выделения размером до первых мм.

Коры выветривания в гранитоидах достаточно хорошо фиксируются в изменении фильтрационно-емкостных свойств пород: здесь в верхней части разреза коэффициент пористости уверенно держится на уровне 2–5%, что и отвечает интервалу коры выветривания. На кривых ГИС этот же интервал характеризуется более низким сопротивлением, чем нижележащие породы, что логично связано с насыщенностью минерализованной водой порового пространства выветрелой части разреза. При этом, проницаемые зоны, возникшие в связи с развитием коры выветривания, будут иметь плащеобразную форму и изменчивую мощность.

При этом, наличие коры выветривания далеко не всегда обеспечивает появление коллектора. На том же массиве, который обсуждался выше, нефтенасыщенными являются отнюдь не интервалы коры выветривания, а более глубокие горизонты. Сама же кора выветривания характеризуется величинами пористости до 5%, но пренебрежимо малыми значениями проницаемости, что не способствует ее превращению в хороший коллектор.

В классическом смысле коры выветривания в керне лучше всего выражены за счет изменения минерального состава, а также цвета и облика пород – в целом, эти изменения скорее микроуровня. При этом, на макроуровне в плутонических массивах, выведенных на современную дневную поверхность, очень часто развиты три ортогональные системы трещин (прототектоническая трещиноватость или системы трещин Клооса), по которым может формироваться характерная отдельность. Большинство исследователей связывают эти системы с процессом контракции – уменьшением объема пород при кристаллизации или снятии давления с выходом массива на поверхность уже после его застывания, хотя это мнение и не является общепринятым [4]. Такие трещины, преимущественно, открытые и, в отличие от тектонических трещин, не залеченные, распространены неравномерно и не повсеместно, что связано, скорее всего, с неравномерными темпами застывания массивов [4]. Проводя аналогии, можно предполагать, что в доюрское время, когда обсуждаемый массив был экспонирован на рельеф, его приповерхностная часть была иссечена системами прототектонических трещин, и с ними связаны высокопроницаемые зоны.

Метасоматическая переработка также значительно влияет на изменение фильтрационно-емкостных свойств пород. Она может приводить как к значительному увеличению их за счет растворения минеральных фаз, так и к уменьшению при кристаллизации новых [3]. В обсуждаемом массиве зона метасоматических преобразований в дополнение еще и сильно тектонизирована. Нам микроуровне хорошо заметно, что кристаллы кварца имеют блоковое строение и волнистое погасание, листочки биотита деформированы. Пространство между кристаллами кварца, полевых шпатов и биотита занято брекчиевидным, разнообломочным, в основном тонко- до микрокристаллическим грано-лепидобластовым серицит-глинисто-каолиновым матриксом с мелкими фрагментами кварца, полевых шпатов и более крупными пачками деформированного биотита. Матрикс (до 40%) образует флюидальные полосы, прожилки, фактически вмещающая в себя более крупные обломки кварца и полевых шпатов, описанных выше. В матриксе развивается субидиоморфный кальцит размером 0,08–0,15 мм (3–4%). Любопытно, что эти породы значительно отличаются от неизмененных разностей распределением петрогенных

оксидов, в то время как содержание более инертных редкоземельных элементов у них одинаково, что еще раз подтверждает вторичность наблюдаемых особенностей.

Для другого массива на КС метасоматическая переработка проявлена [5] в интенсивной калишпатизации пород, вторичном окварцевании, разложении биотита, формировании тонкокристаллических игольчатых амфибол-скаполитовых агрегатов, вторичного серицита и мусковита. Здесь похожие вторичные изменения затрагивают и вмещающие докембрийские плагиогнейсы, где также отмечается развитие скаполит-хлоритовых метасоматитов, с апатитом, рутилом, сульфидами.

Мы предполагаем, что обсуждаемые породы были, по-видимому, преобразованы двумя процессами. Развитие глинистого серицит-каолинитового матрикса связано, с большой вероятностью, с корой выветривания, а вот деформация кристаллов кварца и листочков биотита является результатом катаклазирования (дробления) и гидротермальной переработки пород.

Указать возраст этих вторичных преобразований по имеющимся данным невозможно, но по геохимическим маркерам, выделенным при изучении пластовых вод этого участка, фиксируется прогрев на близлежащих участках до 170 градусов. Возможно, это признак того, что гидротермальная деятельность была уже после накопления осадочного чехла.

Что касается фильтрационно-емкостных свойств, то в изученных породах метасоматоз приводил к росту пористости не более чем на 0,3–0,5% и проницаемости на 0,1–0,2 мДарси, что, к сожалению, недостаточно для появления коллектора. Проницаемые зоны, связанные с метасоматозом, могут иметь крайне сложные и незакономерные очертания [9], а иногда быть и пластообразными – вдоль разрывов, контролирующих миграцию гидротерм.

Однако, ни развитие коры выветривания, ни метасоматические процессы не могут обеспечить появление притоков углеводородов и газа из слабоизмененных низкопроницаемых и низкопористых гранодиоритов в нескольких десятках метров ниже зоны коры выветривания. Такие притоки отмечались в гранодиоритах обсуждаемого массива, и они, скорее всего, связаны с тектоническими нарушениями. Прямых доказательств этому нет, так как керн не поднимался с приточных интервалов. Но на микроуровне отмечается, что вниз по разрезу в кристаллах кварца появляется волнистое погасание и грануляция, что является признаком деформаций. Более того, здесь же по сейсмическим данным фиксируются крупные линеаменты и линейные уступы в рельефе фундамента, что можно рассматривать как признак разрывных нарушений. Таким образом, эти притоки контролируются системой разломов в породах фундамента, а проницаемые зоны имеют пластообразную форму и ориентированы субвертикально или крутонаклонно.

Наличие вышеописанных факторов приводит к довольно неравномерному распределению параметров пористости и проницаемости в изученном плутоническом массиве. Так как области, подверженные влиянию вторичных процессов, будут иметь разный характер и положение в пространстве, в зависимости от типа процесса, то максимальные значения коллекторских свойств могут быть получены в областях наложения влияния нескольких процессов. Такая сложная картина с неравномерным и почти незакономерным распределением пористости и проницаемости по гранитам достаточно типична. На известнейшем месторождении «Белый Тигр» во Вьетнаме высокопроницаемые интервалы могут сверху прикрываться массивными неизменными разностями [9].

*Гранитоиды как катализатор.* Второй тип взаимодействия гранитов фундамента и углеводородных систем связан с непосредственным влиянием плутонических массивов на осадочные нефтематеринские и нефтеносные комплексы.

Влияние гранитоидов на породы чехла может происходить за счет высокого собственного теплового потока кислых плутонитов, связанного с повышенными содержаниями урана, тория и калия в них [8]. Генерация теплового потока напрямую зависит от содержания упомянутых элементов и от вертикального размаха интрузива, поэтому наибольший прогрев отмечается над самыми крупными массивами. Одновременно с этим по нашим данным над мелкими массивами прогрев ОВ не фиксируется, что еще раз

подчеркивает связь размеров массива со степенью преобразования ОВ и может являться доказательством участия собственного теплового поля гранитов в преобразовании осадков. В эту же модель хорошо вписывается и преобразование ОВ над одним из массивов центральной части Красноленинского свода: массив имеет форму гарполита, погружающегося на восток [7], и по нашим данным максимальная степень преобразования ОВ отмечается над погружающимся корнем массива (где его вертикальная мощность максимальна) в местах выхода массива на поверхность фундамента. Над обширным же языком основной части гарполита, где его мощность относительно мала, активного преобразования ОВ не отмечается. Аналогичная ситуация с прогревом молодых осадков над более древними гранитными массивами складывается и над Салымским и, возможно, Ляминским массивами.

Крупные плутонические массивы являются своеобразными катализаторами развития и гидротермальных процессов, тоже приводящих к преобразованию ОВ. Массивы, как единые крупные и относительно однородные объекты в структуре сложно гетерогенного фундамента, видимо, являются устойчивыми блоками. В результате, при позднейших деформациях (даже регионального масштаба) по контактам интрузивных массивов с вмещающими породами возникают разрывные нарушения, обеспечивающие движение гидротерм. Более того, такие разрывы в фундаменте прослеживаются и выше в осадочном чехле, обеспечивая перемещение там флюида. Здесь стоит отметить, что перемещение гидротерм вверх будет происходить по этим разрывам, при этом сами разрывы нередко ориентированы наклонно, что затрудняет интерпретацию керновых данных. А уже внутри осадочного комплекса чехла их миграция может быть и латеральной – по пластам высокопористых фаций. Это сочетание приведет к тому, что подводящие каналы могут быть сосредоточены по границам массива (по разломам), а вот преобразование ОВ будет иметь место уже на большей площади за счет латеральной миграции. Судя по размаху гидротермальных систем в рогожниковском комплексе [3], затронутыми могут оказаться площади на расстоянии до 10 км и более от питающего канала (разлома).

Независимо от гидротермальных процессов и преобразований органического вещества, разломы могут контролировать перемещение углеводородов на существенно более поздних стадиях. Такой контроль миграции нефти и газа системой приконтактных разрывов подтверждается нашими данными по гранитоидам Красноленинского свода, где максимальные притоки УВ из фундамента и из осадочного чехла приходятся на контур плутонического массива. И по этому же контуру в сейсмических данных читаются несколько систем разрывных нарушений в фундаменте и чехле, которые и обеспечивают каналы для миграции. При этом, приточными являются не все системы разломов, а только те, что сегодня являются открытыми, то есть расположенные косо к общему региональному сжатию (сдвиги). В системе разломов, направленной поперек сжатия, то есть закрытой, активных притоков не фиксируется. Такая зависимость проницаемости системы разрывов от конфигурации полей напряжений позволяет предполагать, что даже если сама система разрывов не менялась во времени (что, с большой вероятностью, неверно), система циркуляции флюида в ней могла быть различна на разных этапах развития территории.

*Выводы.* Плутонические массивы кислого состава играют важную роль в строении и функционировании углеводородных систем Западной Сибири. Их участие может быть двух принципиально разных типов: пассивная роль коллектора и более активная роль катализатора процессов преобразования ОВ осадочных комплексов чехла. Коллекторские свойства гранитоидов формируются в результате различных и разновременных вторичных (выветривание, метасоматоз, тектонизация) и первичных (прототектоника) процессов. Сложное переплетение во времени и пространстве этих процессов приводит к возникновению сложных и плохо прогнозируемых коллекторов.

Активные функции катализатора гранитных массивов проявляются в их тепловом воздействии за счет радиогенного теплового потока на породы чехла, а также в формировании вдоль контактов проводящих зон, обеспечивающих транспорт

гидротермальных растворов из фундамента в осадочный чехол. Результатом является и преобразование осадочных толщ с дозреванием органического вещества за счет гидротермального прогрева, и формирование линейных проницаемых зон, обеспечивающих миграцию флюидов по разрезу в том числе и осадочного чехла.

### Список литературы

1. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Коротеев В.А. Первые сведения о раннепалеозойских гранитоидах в фундаменте Западной Сибири // Доклады АН. 2013. Т. 453. № 6. С. 650–653
2. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. Возраст и состав гранитоидов из фундамента Красноленинского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Известия УГГУ. 2018. Вып. 2(50). С. 7–14
3. Кирюхин А.В., Шадрин С.В., Пузанков М.Ю. Моделирование термогидрогеохимических условий формирования продуктивных резервуаров в вулканогенных породах // Вулканология и сейсмология. 2013. №2. С. 90–104.
4. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал // Труды Геологического института. 2018. Вып. 619. 331 с.
5. Рихтер Я.А. Гидротермальные процессы в породах фундамента // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Науки о Земле. 2016, Т. 16. Вып. 2. С.116–126
6. Тугарева А.В., Мороз М.Л., Чернова Г.А., Белова Е.В. Гранитоидный магматизм в пределах Фроловской мегавпадины Западной Сибири // Известия ВУЗов. Нефть и газ. 2018. № 6. С. 33–40. DOI:10.31660/0445-0108-2018-6-33-44
7. Хотылев А.О. Строение доюрского комплекса Красноленинского свода (Западная Сибирь): состав, структура и нефтеносность // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сб. ст. VII Всероссийской молодежной конференции, Уфа, 23–27 сентября 2019 г. Уфа: РН-БашНИПИнефть, 2019. С. 32–36.
8. Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Роль радиогенной теплогенерации в формировании поверхностного теплового потока // Геотектоника. 2016. №2. С. 43–61.
9. Шустер В.Л. Нефтегазоносность палеозойского фундамента Западной Сибири // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2010. №2. С. 2.

## ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ НОВОЙ КОМПРЕССОРНОЙ СТАНЦИИ АБОВЯНСКОГО СПХГ

*Г.А. Мкртчян, Н.В. Овсепян, С.С. Карапетян*

*Институт Геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, г. Гюмри*

*e-mail: MGohar56@mail.ru*

Абовянское специальное подземное хранилище газа (СПХГ) расположена недалеко от столицы Армении Еревана. Для территории новой компрессорной станции Абовянского СПХГ проводились инженерно-геофизические и сейсмометрические исследования. Геофизическими методами определены удельное электрическое сопротивление (УЭС) грунтов и наличие «блуждающих токов», оценена коррозионная агрессивность грунтов [4]. Определены сейсмические условия территории, намеченной под строительство. Работы выполнялись в соответствии с межгосударственными стандартами, согласно требованиям действующих нормативных документов о правилах производства работ [1,2,3].

В настоящей статье приводятся результаты сейсмометрических исследований на территории новой компрессорной станции Абовянского СПХГ.

Согласно нормативным документам сейсмостойкого строительства Республики Армения [1] исследуемая территория находится во второй зоне с ожидаемой сейсмической опасностью  $I=8$  баллов или  $PGA=0,3g$ . Ожидаемая сейсмическая интенсивность на конкретной территории, намеченной под строительства новой компрессорной станции Абовянского СПХГ определена на основе анализа инженерно-геологических материалов с учетом результатов полевых инженерно-сейсмометрических инструментальных исследований. В расчете использованы не только разрезы пробуренных скважин, физико-механические свойства слагающих территорию грунтовых разновидностей, а также результаты инженерно-сейсмометрических инструментальных исследований. Анализу подверглись результаты 40 скважин. На основе этого анализа территория в основном сложена из щебенисто-дресвяных грунтов с примесью глыб эффузивных пород андезитобазальтов с супесчаным заполнителем до 35%, максимальная мощность которых составляет 3,8м (скв.52, рис. 1). Ниже этих грунтов залегают выветрелые базальты, максимальная мощность которых составляет 5м (скв.6, рис. 1) и 5,3м. (скв.19, рис.1), ниже которых залегают плотные долеритовые базальты мощностью более 25м. Поверхностный, почвенно-растительный слой супесчаного состава с максимальной мощностью 0,4м не учитывается.

Первые два типа грунтов можно отнести ко второй категории (суммарная максимальная мощность не превышает 10м и составляет 9,2м), грунты третьего типа (плотные долеритовые базальты) -первой категории сейсмичности [1].

На основе требований [1] все 40 скважины можно отнести к грунтам первой категории сейсмичности. С применением методики инженерно-геологических аналогий [2] вся территория, отведенная под строительство новой компрессорной станции Абовянского СПХГ, можно отнести к зоне сейсмичности  $I=7$  баллов или  $PGA=0,3g \times 0,8=0,24g$ .

Для обоснования результатов, полученных по методу инженерно-геологических аналогий [2], проведены инженерно-сейсмометрические исследования. С помощью малоглубинной сейсморазведки определены скорости распространения сейсмических волн по трем профилям (рис. 1). Измерения проводились с помощью горизонтально ориентированного сейсмоприемника СМ-3 – вертикальный удар. Ударные волны создавались импульсным возбуждением. Для обеспечения необходимой мощности возбуждения импульсное воздействие создавалось с помощью падающего груза. После обработки полученного материала рассчитывались средние скорости прохождения поперечных волн.

Средние скорости прохождения поперечных волн по всем профилям получились  $V_S=830-1550\text{м/с}$ . Согласно [1] в грунтах первой категории скорость поперечных волн должна быть  $V_S>800\text{м/с}$ .



По записям ударных импульсов, зарегистрированных на 15 точках наблюдениях (рис. 1), построены спектры Фурье (рис. 2), определены преобладающие периоды грунтов. Все полученные результаты занесены в таблицу 1.

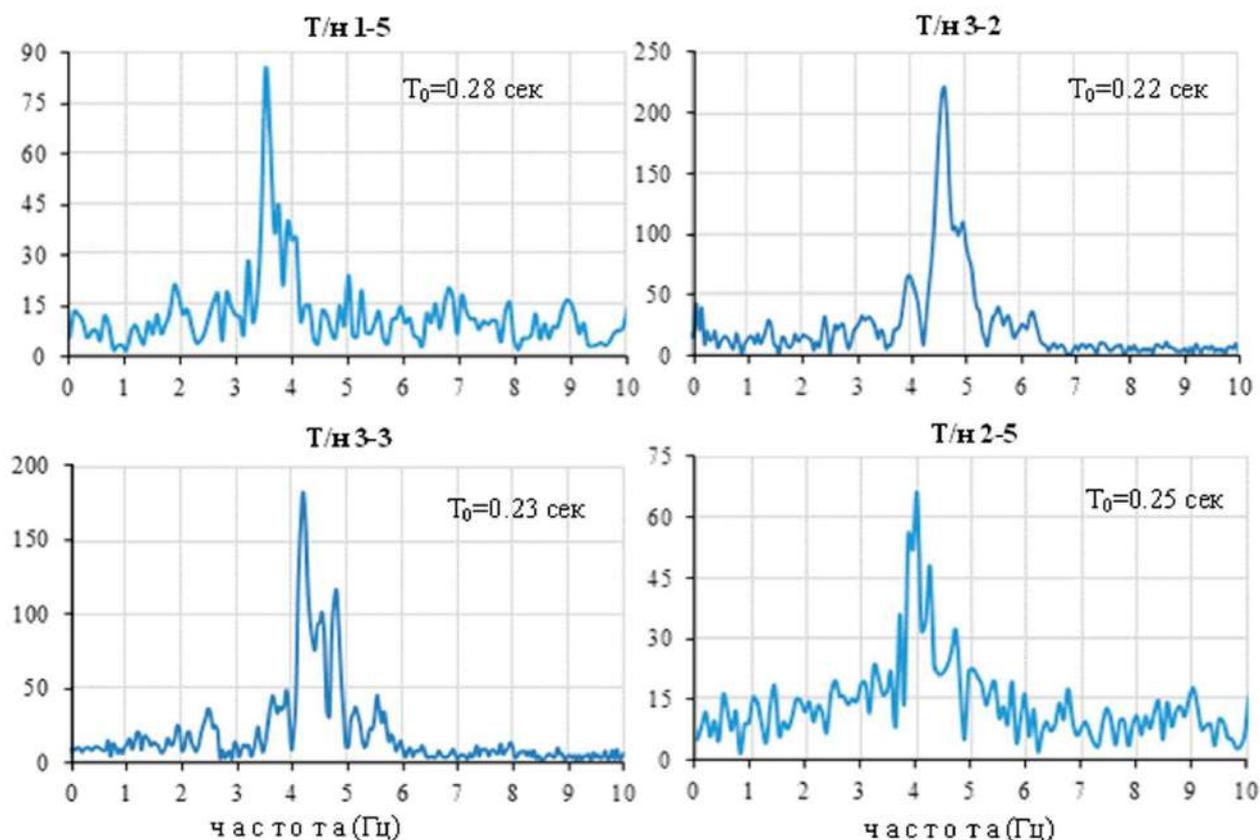


Рис. 2. Спектры Фурье преобладающих периодов по некоторым точкам наблюдений

Таблица 1

Результаты наблюдений микросейсм

Точки наблюдения микросейсм	Преобладающие периоды $T_0$ (сек)	Точки наблюдения микросейсм	Преобладающие периоды $T_0$ (сек)	Точки наблюдения микросейсм	Преобладающие периоды $T_0$ (сек)
Т/н 1-1	0,2	Т/н 2-1	0,21-0,23	Т/н 3-1	0,21-0,22
Т/н 1-2	0,22	Т/н 2-2	0,21	Т/н 3-2	0,22
Т/н 1-3	0,21	Т/н 2-3	0,22	Т/н 3-3	0,23
Т/н 1-4	0,23	Т/н 2-4	0,19-0,23	Т/н 3-4	0,18
Т/н 1-5	0,28	Т/н 2-5	0,25	Т/н 3-5	0,23

Как видно из Таблицы 1, все значения преобладающих периодов соответствуют грунтам первой категории по сейсмическим свойствам СНИП РА II-6.02-2006.

Таким образом, на основе проделанных исследований можно сделать следующие выводы;

- грунтовые условия, слагающие данную территорию, относятся к грунтам первой категории по сейсмическим свойствам;
- ожидаемая сейсмическая опасность исследованной территории следует принимать  $I=7$  баллов или  $PGA=0,24g$ ;

- средние скорости прохождения поперечных волн по всем профилям получились  $V_S = 830 \div 1550$  м/с;
- собственные преобладающие периоды грунтов получились в диапазоне  $T_0 = 0,18-0,28$  сек.

В дальнейшем, во избежание резонансных явлений, следует определить собственный период колебаний самого компрессора и сопоставить с значениями полученных собственных преобладающих периодов грунтов.

### **Список литературы**

1. Сейсмостойкого строительства нормы проектирования, СНПА II- 6.02-2006, Мин. Град. РА, Ереван 2006. 120 с.
2. Бабаян Т.О., Карапетян С.С. Разработка методики сейсмического микрорайонирования на примере территорий объектов Армении. Сб. науч. тр. конф., посв. 50-летию основания ИГИС НАН РА. Изд. "Гитутюн" НАН РА, 2011. С. 299–310.
3. Федоров С.А., Баулин Ю.И., Бабаян Т.О. и др. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства, Госстрой СССР, Главстройпроект, ПНИИИС, Наука, М., 1985. 72 с.
4. Чилингарян А.З., Карапетян К. А., Чилингарян Т.А. Результаты исследований состояния и свойств грунтов методом блуждающих токов. Сборник статей VI Всероссийской молодежной геологической конференции, Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий, Уфа, 2018. С. 249–253.

## АНАЛИЗ СПЕКТРАЛЬНЫХ АМПЛИТУД МИКРОСЕЙСМ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛИЯНИЯ ШИРАКСКОЙ КОТЛОВИНЫ НА ГРАНИЧАЩИЕ БАЗАЛЬТЫ

*Н.В. Овсепян*

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, г. Гюмри*

*e-mail: narine.hovsepyan.86@mail.ru*

Несколько исследований доказали, что осадочные отложения вблизи поверхности могут значительно усилить сейсмические волны и тем самым повысить уровень ущерба, нанесенного во время землетрясения [1,5]. Как таковой, он воздействует на низкочастотные сейсмические волны и может оказывать более распространенное влияние и влиять на более крупные конструкции, которые, как правило, более чувствительны к низкочастотным движениям. Глубокие осадочные котловины могут оказывать большое влияние не только на грунтах над ними, но и на граничащие территории. Волны землетрясения, проходящие с высокой скоростью через жесткие кристаллические породы коры, преломляются и резко замедляются при входе в котловину. Это увеличивает амплитуду волн землетрясения.

В мире существуют большие города (Нью-Йорк, Мехико, Сан-Франциско, Салоники), которые находятся в котловинах, наполненных озерно-речными отложениями. Но в отличие от них, геологическое строение Ширакской котловины очень сложное, в которой находится город Гюмри [1,2]. Она наполнена высокопластичными озерными глинами мощностью 300–400 м, подстилаемыми коренными породами и покрытыми 25–45 метровыми озерно-речными, супесчано-суглинистыми, песчаными, галечно-гравелистыми отложениями и туфами общей мощностью до 45 метров.

В отмеченных котловинах мощность озерно-речных отложений в несколько раз меньше, чем в Ширакской и к краям котловин постепенно уменьшается.

Целью статьи является определение радиуса влияния Ширакской котловины на базальты с удалением от восточного края котловины (пункт регистрации Победа) в сторону с. Айгабац.

На данном этапе исследований были использованы записи микросейсм зарегистрированных американскими специалистами университета Ламонт Доерти (США) совместно с сотрудниками ИГИС НАН РА, после Спитакского землетрясения 1988 года [5]. Регистрации микросейсм производились по трем направлениям в 10-и точках на базальтах и в 9-и точках, расположенных в котловине [6]. Для регистрации использовались сейсмоприемники SH-1 и SV-1 фирмы Kinematrics, с собственными периодами колебаний 5сек., и регистраторами EDA PRS4 [5].

На рис.1 указаны пункты регистрации микросейсм, от с. Айгабац, к городу Гюмри (П1÷П11).

Село Айгабац расположено на расстоянии 7км от Ширакской котловины, на мощных коренных базальтах (более 100 метров). Пункты 1÷10, как и исходный пункт Ага, расположенные на базальтах, перекрыты плотными галечно-гравелистыми отложениями, мощностью до 3 метров [1, 2], которые по существу не влияют на амплитудно-частотный состав мощных базальтов. Пункт Победа находится в центре города Гюмри, на расстоянии более 2км от края котловины. В этом пункте регистрации производились на залегающих над озерными глинами среднечетвертичных суглинисто-супесчаных грунтах мощностью 5.7м, переслаиваемых песками общей мощностью 4.5м (УГВ-около 9 м) [2]. Согласно нормам сейсмостойкого строительства РА [3], отмеченный грунтовый разрез относится к третьей категории по сейсмическим свойствам.

По этим записям были построены спектры Фурье, рассчитаны величину максимальных амплитуд колебаний.



Рис. 1. Расположение пунктов регистраций микросейсм по профилю г. Гюмри – с. Айгабац.

В таблице 1 приведены максимальные амплитуды микросейсм по трем направлениям (R-север-юг, T-запад-восток и Z-вертикальное) в 12-и пунктах, как и расстояния каждого пункта от исходного пункта Ага (рис. 1, рис. 2).

Таблица 1

Сравнение максимальных амплитуд микросейсм

Пункты наблюдения П/н №	Расстояние пунктов от Айгабац (м)	Максимальные амплитуды микросейсм ( $A_{max}$ )		
		Z	R	T
Ага	0	$0.81 \cdot 10^{-6}$	$0.88 \cdot 10^{-6}$	$0.9 \cdot 10^{-6}$
1	575	$0.9 \cdot 10^{-6}$	$1.1 \cdot 10^{-6}$	$0.93 \cdot 10^{-6}$
2	1075	$0.94 \cdot 10^{-6}$	$0.92 \cdot 10^{-6}$	$0.98 \cdot 10^{-6}$
3	2075	$0.98 \cdot 10^{-6}$	$0.89 \cdot 10^{-6}$	$0.92 \cdot 10^{-6}$
4	3075	$1.4 \cdot 10^{-6}$	$0.96 \cdot 10^{-6}$	$1.1 \cdot 10^{-6}$
5	5825	$2.5 \cdot 10^{-6}$	$1.8 \cdot 10^{-6}$	$1.22 \cdot 10^{-6}$
6	6825	$3.9 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$2.7 \cdot 10^{-6}$
7	7575	$3.8 \cdot 10^{-6}$	$1.9 \cdot 10^{-6}$	$2.3 \cdot 10^{-6}$
8	8075	$12 \cdot 10^{-6}$	$6.3 \cdot 10^{-6}$	$5.8 \cdot 10^{-6}$
9	8625	$12 \cdot 10^{-6}$	$6.1 \cdot 10^{-6}$	$5.1 \cdot 10^{-6}$
10	9200	$19 \cdot 10^{-6}$	$7.2 \cdot 10^{-6}$	$9.4 \cdot 10^{-6}$
11(Поб)	11200	$5.4 \cdot 10^{-6}$	$2.1 \cdot 10^{-6}$	$2.6 \cdot 10^{-6}$

Таким образом, согласно таблице 1, исходя из полученного достаточно большого количества экспериментальных данных, величины спектральных амплитуд микросейсм по трем направлениям в 5-и пунктах (АГА и П1÷П4) самые низкие, что характерно базальтам.

А в пунктах П5÷П7 наблюдается увеличение амплитуд в 2-3 раза (3-5 раза-при Z), по сравнению с отмеченными выше грунтовыми условиями, что по-видимому связано с некоторым влиянием котловины до расстояния 2.8км (считая от ее контакта с базальтами).

Приближаясь к котловине, начиная с 8-го пункта до 10-го пункта, спектральные амплитуды в вертикальном (Z) направлении увеличиваются примерно в 14-20 раз, а в направлениях север-юг (R) и запад-восток (T) увеличиваются в 7-10 раз, что обусловлено влиянием котловины на базальтовые отложения непосредственно на их контакте.

Для наглядности полученных результатов построен график максимальных спектральных амплитуд микросейсм по трем направлениям (Z, R, T), в зависимости от расстояния пунктов регистраций начиная от села Айгабац до города Гюмри (рис. 2).

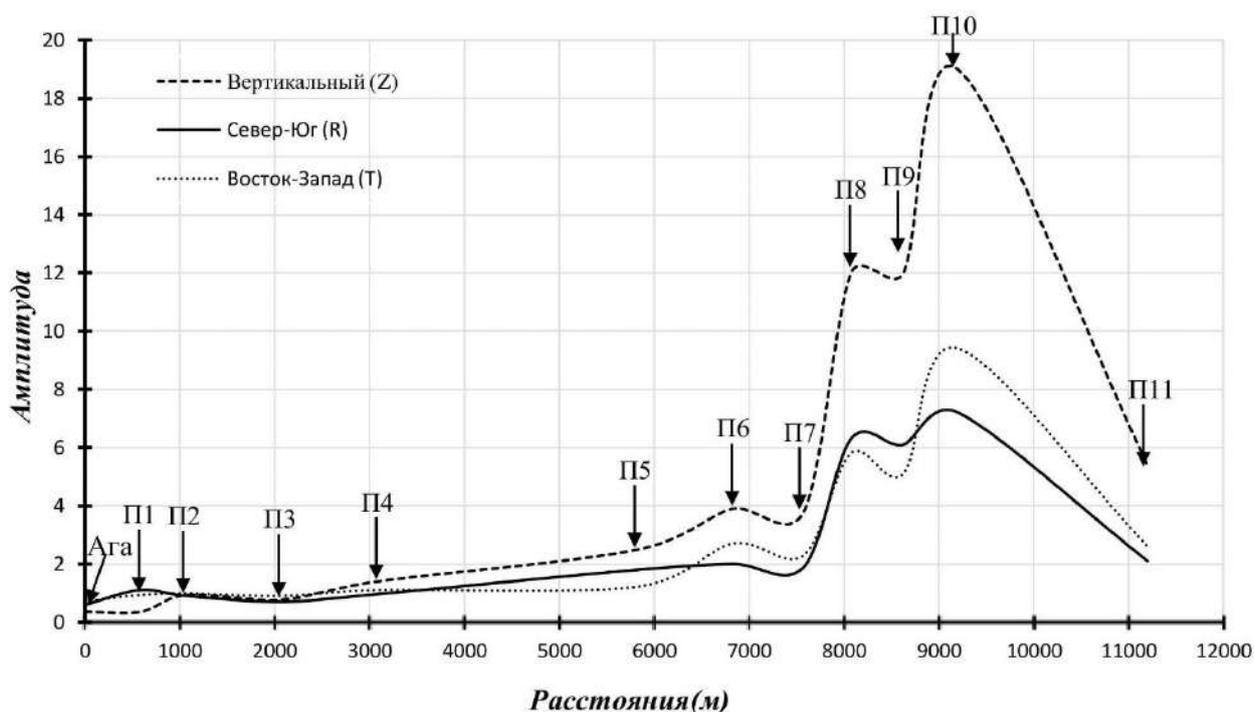


Рис. 2. График (трех компонентов - Z, R, T) спектральных амплитуд микросейсм

Из графика очевидно, что во всех трех компонентах наиболее высокие значения спектральных амплитуд получились от 8 пункта до 10 пункта. И особенно в этих пунктах вертикальное составляющее примерно два раза больше, чем горизонтальные (восток-запад, север-юг) компоненты, у которых спектральные амплитуды почти равны.

По сравнению с пунктами П8÷П10, где грунты первой категории, в пункте Победа (как и в других пунктах, расположенных в котловине) спектральные амплитуды оказались значительно ниже. Это явление нуждается в дальнейших исследованиях.

### Заключение

В зависимо от своих размеров и сложностях, глубокие геологические структуры могут влиять на сотрясение на границах с ними территориях. Поэтому важны исследования не только непосредственно на территории котловины, но и в его окружениях.

Можно считать, что в зоне контакта котловины с базальтами, начиная с 10-го пункта до расстояния 1100м, спектральные амплитуды в вертикальном (Z) направлении увеличиваются примерно в 14-20 раз, а в направлениях север-юг (R) и запад-восток (T) увеличиваются в 7-

10 раз. По мере отдаления от места контакта котловины с базальтами, в пунктах П5÷П7 влияние на мощные базальты уменьшается, но сохраняется до расстояния 2.8км. Максимальная спектральная амплитуда вертикального компонента приблизительно в два раза больше, чем амплитуды горизонтальных (восток-запад, север-юг) компонентов, у которых максимальные амплитуды получились почти равные.

### Список литературы

1. Абрамян Г.А., Бабаян Т.О., Карапетян С.С., Оганесян С.М. Эффект усиления колебаний в Ширакской котловине. Юбилейная научная конференция, посвященная 35-летию основания ИГИС НАН РА. Гюмри, 8-11 окт., 1996, Тезисы докладов. Гюмри, 1996. С. 80–81.
2. Бабаян Т.О. Особый характер преобладающих периодов колебаний грунтов г. Гюмри. Современные проблемы геологии и географии. Сборник научных трудов конференции, посвященной 90-летию со дня рождения профессора В.А. Аветисяна. 27-29 окт. 2008, Министерство Науки и Образования, Ереванский Гос. Университет, Ереван-2008. С. 278–281.
3. СНРА II-6.02.2006.
4. Armenia Earthquake Reconnaissance Report. Earthquake Spectra. The Professional Journal of the Earthquake Engineering Research Institute. Special Supplement. Editors Loring A. Wyllie, Jr. John R. Filson, California, USA, 1989. С. 175.
5. E.H. Field, A.C. Clement, K.H. Jakob, V. Aharonyan, S.E. Hough, P.A. Friberg, T.O. Babayan, S.S. Karapetyan, S.M. Hovanessyan and H.A. Bahamian. Earthquake Site-Response Study in Giumri (Formerly Leninakan), Armenia, Using Ambient Noise Observations. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, No.1, February, 1995. С. 349–353.
6. Овсепян Н.В. Сравнительный анализ преобладающих периодов колебаний грунтов по записям микросейсм и афтершоков Спитакского землетрясения 1988г. Ученые записки. Выпуск А Математические, естественные, технические науки, экономика и география. С. 164–172.

## ПРИМЕНЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ БИОТЕХНОЛОГИЙ В ОЧИСТКЕ ЗАГРЯЗНЁННЫХ НЕФТЬЮ ВОДОЁМОВ

*А. М. Урусова*

*Институт нефти и газа им. М. С. Гуцериева УдГУ, Ижевск*

*e-mail: urusova1999@icloud.com*

На сегодняшний день широко обсуждаются вопросы, касающиеся загрязнения окружающей среды (ОС). Одним из самых серьёзных и опасных загрязнителей является нефть. Это проявляется в ухудшении состояния ОС, необходимости значительных финансовых вложений для ее восстановления, резкого снижения продолжительности жизни людей. Именно поэтому на сегодняшний день эта тема имеет актуальность. В данной работе представлена сравнительная характеристика нескольких препаратов, которые могут эффективно, качественно и экологически безопасно очистить поверхность водоемов от нефти и её продуктов.

Для решения данного вопроса была поставлена цель найти эффективный метод очистки от нефти и её продуктов водоемов, сравнив его с другими аналогами.

Очистка воды от нефтепродуктов может состоять из физико-химических, химических, механических и биологических способов. Использование каждого метода зависит от масштабов и первоисточника загрязнения, объема нефтяных выбросов.

Сжигание нефтепродуктов позволяет утилизировать отходы, но приводит к загрязнению атмосферы вредными продуктами сгорания нефти.

Механический способ позволяет удалить нефть с поверхности водоёма путём отстаивания, фильтрации, и улавливанием специальными устройствами - нефтеловушками, отстойниками, а также вручную. Такой способ очистки позволяет утилизировать до 65% нефтепродуктов. Недостатками данного метода очистки являются: высокие расходы и низкая эффективность очистки небольших загрязнений, при которых нефть образует тонкую пленку на поверхности.

Химический способ – это очистка с помощью реагентов, которые связываясь с нефтью, образуют прочные, легко отделяемые от среды загрязнения. В качестве реагентов чаще всего используют поверхностно-активные вещества (ПАВ) и водонефтяные эмульсии. Также используют специальные адсорбенты, например, оксид алюминия. Такой способ очистки обеспечивает высокую степень удаления нефтепродуктов (до 95%).

Физико-химический способ позволяет удалить из воды нефтепродукты на основе использования угольных фильтров и волокнистых материалов.

Биологический метод играет самую большую роль среди всех методов очистки воды. Он основан на использовании специальных микроорганизмов, питающихся нефтью и разрушающих её. В настоящее время известно более тысячи микроорганизмов, способных перерабатывать углеводороды (УВ) различных классов. В результате остаются легко разлагающиеся вещества и нетоксичные продукты разложения нефти. Данный метод позволяет достигнуть высокой степени очистки воды.

Биопрепараты- вещества, которые помогают решать целый ряд задач в области охраны ОС. Наиболее эффективные биологические препараты, состоящие из различных дрожжей рода *Candida* и бактерий – Ленойл и Деворойл.

Оба препарата имеют широкое воздействие на УВ и легко внедряются в нефтяной слой, возвращая нормальные процессы аэрации.

Основными преимуществами препаратов являются:

- Они эффективны в разложении нефтепродуктов, которые присутствуют в почвах и водоемах;
- Они эффективны в борьбе с определенной фракцией нефти;
- Микроорганизмы умеют быстро и легко приспосабливаться как к солёной воде, так и пресной;

- Не являются опасными факторами для жизнедеятельности флоры и фауны, так как питаются исключительно нефтепродуктами;
- Не являются токсичными и патогенными.

Для выбора наиболее эффективного препарата при очистке воды от нефтезагрязнения было определено 5 главных характеристик, от которых зависит их результативность:

1. Углеводород-окисляющие бактерии
2. Температура жизнедеятельности бактерий
3. Продолжительность очистки
4. Эффективность очистки
5. pH среды

В качестве лабораторных условий принимались:

- Колба, объемом 1 литр, заполненная водой и загрязняющим углеводородом;
- Вода, пробы которой были взяты из пруда «Ижевский», объемом 950мл на каждое исследование;
- Нефть, пробы которой были взяты с Ижевского месторождения, объемом 50мл на каждое исследование.

Температура жизнедеятельности бактерий является одной из определяющих характеристик. Эффективность деятельности бактерий зависит от выбора оптимальной температуры, то есть определяет скорость поедания УВ бактериями. Температура жизнедеятельности бактерий определялась путем наблюдения за активностью бактерий при повышении или понижении температур (рис. 1).

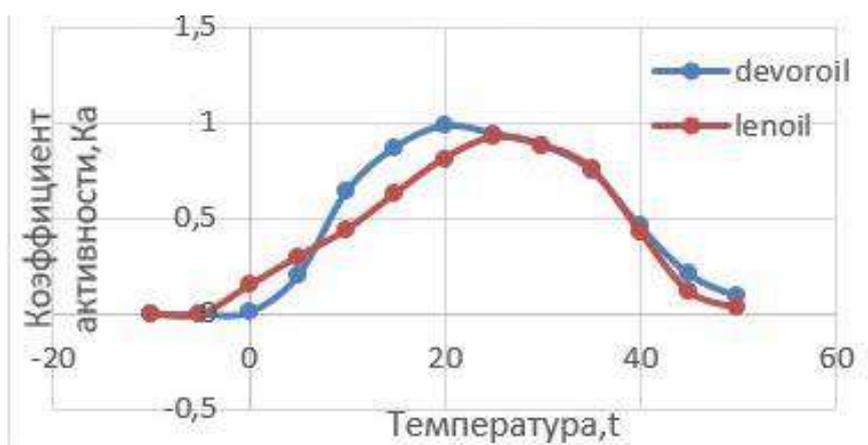


Рис. 1. График зависимости жизнедеятельности организмов от температуры окружающей среды.

Продолжительность очистки – это время, за которое выполнялась очистка определенным типом бактерий. Так как скорость распределения УВ в природных условиях достаточно велика и загрязнения влекут за собой серьезный вред флоре и фауне, то необходимость уменьшения времени очистки водоёмов от нефти и её продуктов является одной из основополагающей характеристикой биотехнологий.

Продолжительность очистки определялась при нормальных условиях:

- Давление:  $P=760 \pm 7$  мм. рт. столба;
- Температура:  $t=20 \pm 2^\circ$ ;
- Влажность:  $=50 \pm 5\%$ ;
- Одинаковый объем препаратов.

Эффективность очистки-сравнительная характеристика взвешенных частиц УВ в воде до и после применения препарата. Эффективность очистки определялась соотношением оставшейся фазы нефтепродукта к очищенной фазе воды.

pH среды-мера активности ионов водорода в растворе, количественно выражающая его кислотность. Кислотность среды определялась при помощи pH-метра в разных условиях: при повышенных условиях (pH>7 – щелочная среда), в нормальных условиях (pH=7 – нейтральная среда) и пониженных условиях (pH<7 – кислотная среда) (рис. 2).

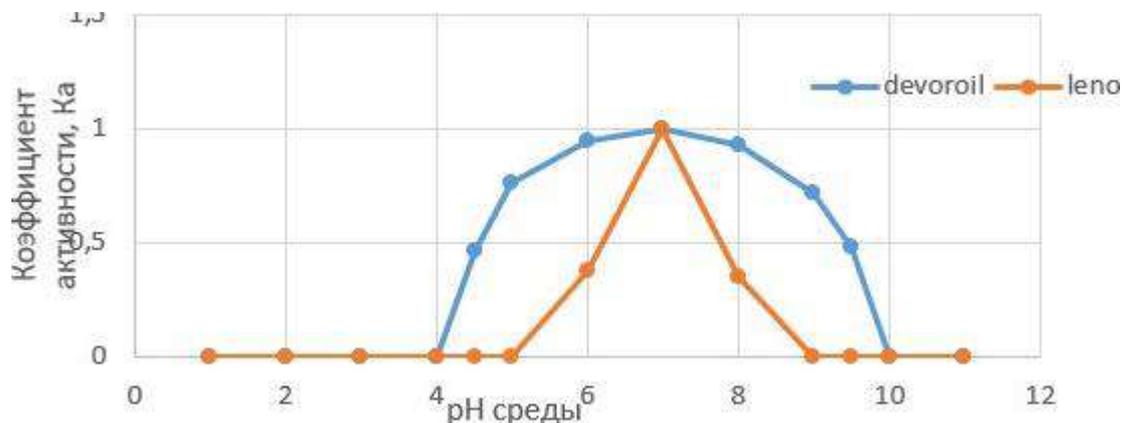


Рис. 2. График зависимости жизнедеятельности организмов от кислотности среды.

Коэффициент активности для эффективного применения методов должен быть более 40% (Ka>40%)

Для определения характеристик было проведено 20 лабораторных исследований (по 2 исследования на определение каждой характеристики). Лабораторные исследования проводились на базе Удмуртского Государственного Университета Института Нефти и Газа им. М. С. Гучериева. Данные исследования приведены в таблице.

Таблица

<i>Сравнительная характеристика биопрепаратов</i>		
	Деворойл	Ленойл
Углеводород-окисляющие организмы	5 видов бактерий и дрожжей	Ассоциация микроорганизмов
Температура жизнедеятельности	5-45 C°	3-37 C°
Продолжительность очистки	1-2 месяца	1-2 месяца
Эффективность очистки	85-92%	85-99%
pH среды	4,5-9,5	6-8

По полученным данным бесспорно можно утверждать, что биопрепарат Ленойл имеет более эффективную степень очистки, на что указывает коэффициент эффективности очистки. Но более широким спектром применения обладает Деворойл, о чем говорит больший температурный диапазон жизнедеятельности организмов и больший диапазон кислотности среды.

В ходе эксперимента было рассчитано количество препаратов, потребовавшееся для очистки загрязнения, а также экономическая эффективность каждого из них:

В качестве исследуемого природного объекта был взят пруд Ижевский.

Природные условия:

- Температура окружающей среды  $t = 22,3 \text{ C}^\circ$ ;
- Давление  $P = 765,4 \text{ мл.рт.столба}$ ;
- Водородный показатель  $pH = 7,8$
- Влажность = 62%
- Площадь водоёма исследуемой части  $S_v = 6.000.000 \text{ м}^2$
- Объем водоёма исследуемой части  $V_v = 21.000.000 \text{ м}^3$

- Объем нефти вещества  $V_n = 1000 \text{ м}^3$
- Площадь распространения нефти  $S_n = 10.000 \text{ м}^2$
- Толщина нефтяной плёнки  $H_n = 0,025 \text{ м}$

Для очистки биопрепаратом Деворойл примерно 1 тонны нефти на воде, где толщина нефтяной пленки не более 25мм, при площади загрязнения  $10.000 \text{ м}^2$  потребуется:

$$D = 1,236 * 0,025 * 10000 = 309 \text{ кг.}$$

Средняя цена препарата составляет 17000 руб/кг. Сумма затрат:

$$S = 309 * 17000 = 5253000 \text{ руб.}$$

Для очистки такого же водоема и с теми же условиями потребуется препарата Ленойл в 2,3 раза больше, что связано с характеристиками препаратов.

Средняя стоимость препарата составляет 12000 руб/кг. Сумма затрат:

$$S = 309 * 2,3 * 12000 = 8528400 \text{ руб.}$$

Для механического метода очистки такого же водоема при тех же условиях стоимость работ будет составлять 18000000 руб. Эффективность очистки составляет 63-88%.

По предварительным расчётам наиболее экономичный метод очистки водоёма приходится на применение препарата Деворойл. Однако не стоит забывать о том, что степень очистки водоёма будет эффективнее при применении препарата Ленойл. Так же следует отметить, что очистка водоёма биопрепаратами минимум в 3 раза экономичнее, чем механическим способом и эффективнее.

Очистка воды, берегов, дна водоемов, земли сейчас выполняется при помощи механического метода. После проведения очистки то, что было собрано на водоёмах, помещается в нефтешламные амбары. Но они также являются небезопасными для окружающей среды.

Современные биотехнологии являются решением исследуемой экологической проблемы. Биопрепараты, которые состоят из бактерий и дрожжей, способны полностью разлагать нефть. К достоинствам биопрепаратов относится их экономичность, высокое качество очистки, экологическая безопасность и скорость очистки.

По результатам выполненной работы можно сказать, что биопрепарат Ленойл является лучшим по эффективности очистки. Но более широким спектром применения обладает Деворойл, о чем говорит больший температурный диапазон жизнедеятельности организмов и больший диапазон кислотности среды.

### Список литературы

1. Воробьёв Ю.Л., Акимов А.А.. Предупреждение и ликвидация аварийных разливов нефти и нефтепродуктов.
2. Гвоздиков В.К., Захаров В.М. Технические средства ликвидации разливов нефтепродуктов на морях, реках и водоёмах.

## АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТИ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПАРАМЕТРА КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ

*Т.А. Чилингарян, К.А. Карапетян, А.З. Чилингарян*  
*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Гюмри*  
e-mail: tatev-chiling@yandex.ru

При исследовании и анализе результатов многолетних (в течении 1994–2001 гг.) стационарных электрометрических (метод сопротивления) наблюдений на геофизическом пункте Исаакян (Республика Армения) сделана попытка определения временных изменений (многолетнего среднего) параметра кажущегося сопротивления  $\rho_k$ .

Наблюдения проводились по трем азимутам относительно общего центра. Для этого выбран средний параметр  $\rho_m$  [3, 7, 8]

$$\rho_m = \rho_n \cdot \rho_t, \quad \rho_t = \rho_x = \rho_y, \quad \rho_n = \rho_z.$$

Как показывает статистика, динамические ряды включают три компонента: тенденцию (долговременное движение), кратковременное систематическое движение и несистематическое случайное движение [1,2,4]. Изучая динамические ряды, в данном случае годовое движение месячного среднего для параметра  $\rho_k$  (многолетний средний), была поставлена цель разделить эти компоненты и выявить основные закономерности изменений при долговременном движении, т.е. выявить общую тенденцию в изменениях, освобождаясь от случайных факторов. С этой целью ряды динамики подвергались статистической обработке. Была проведена одномерная энергетическая фильтрация исходных значений  $\rho_k$  по известной методике, приведенной в [6,10,].

Были вычислены месячные среднеарифметические многолетних наблюдений (многолетние средние значения) по следующей формуле:

$$\rho_m = \frac{1}{m \cdot n} \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^n \rho_{m_{ij}},$$

где  $\rho_m$  - многолетняя месячная среднеарифметическая,

$\rho_{m_{ij}}$  - значения дневных наблюдений данного года,

$n$  - число дней в месяце;  $m$  - число лет.

Как показывают результаты расчета (рис.1; кривая У), наблюдается синусоидальное изменение эмпирического ряда, который представляет периодическое изменение. Следовательно, чтобы найти временное движение параметра кажущегося электрического сопротивления ( $\rho_k$ ), можно использовать аналитическое выравнивание динамических рядов при помощи ряда Фурье [2,5,9]. Принимая, что синусоидальные колебания динамического ряда представляют гармонические колебания, можно разложить функцию по ряду Фурье. При изучении динамики изменений по ряду Фурье находим простые гармонические колебания, которые, складывая друг на друга (суммируя), получаем фактическое периодическое изменение динамического ряда. При помощи ряда Фурье можно показать динамику явления в функциональном виде, в зависимости от времени  $t$ :

$$y_t = a_0 + \sum_{k=1}^m (a_k \cos kt + b_k \sin kt)$$

Параметры ряда Фурье находят методом наименьших квадратов по следующим формулам:

$$a_0 = \frac{1}{n} \sum y; \quad a_k = \frac{2}{n} \sum y_k \cos kt; \quad b_k = \frac{2}{n} \sum y_k \sin kt.$$

В представлении ряда Фурье ряд Фурье последовательные значения  $t$  выражены в градусах и определены от 0 до  $\frac{2\pi}{n}$  ( $n = 12$ , число месяцев в году). Показатель  $k$  в данных формулах определяет гармонику ряда.

Обычно, при выравнивании по ряду Фурье рассчитывают несколько гармоник и затем определяют, какая из них наилучшим образом отражает периодичность изменения ряда. В данном случае нужно, чтобы сумма квадратов разностей фактических и выравненных значений была наименьшей

$$(y_1 - \bar{y}_1)^2 + (y_2 - \bar{y}_2)^2 + \dots + (y_n - \bar{y}_n)^2 = S = \min, \text{ или } \sum (y - \bar{y}_t)^2 = \min.$$

На рис.1 представлены фактическая ( $Y$ ) и выравненные кривые ( ${}_1\bar{Y}_t, {}_2\bar{Y}_t, {}_3\bar{Y}_t, {}_4\bar{Y}_t$ ).

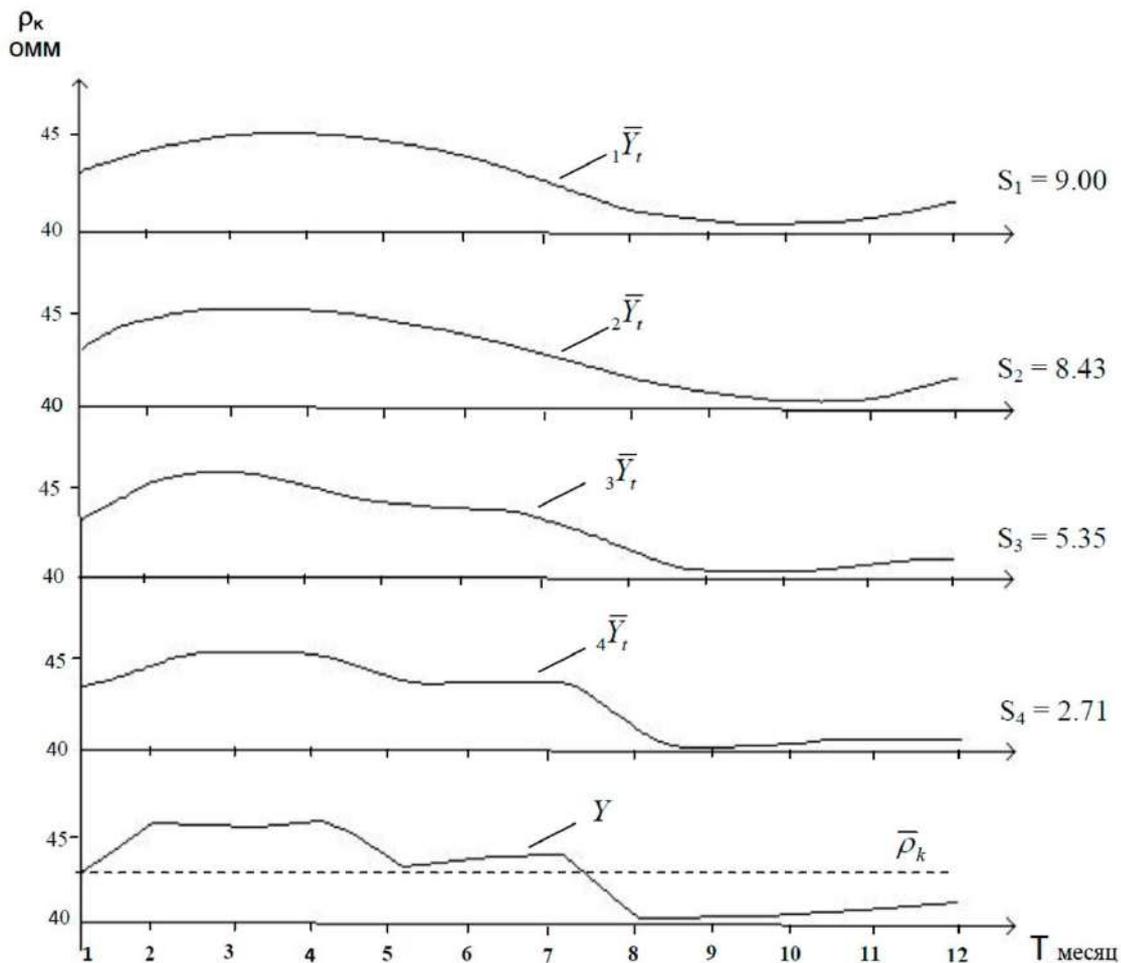


Рис. 1. Временное изменение среднемесячных (многолетний средний) значений параметра  $\rho_k$ ,  $Y$ - наблюдаемые значения. ( ${}_1\bar{Y}_t, {}_2\bar{Y}_t, {}_3\bar{Y}_t, {}_4\bar{Y}_t$ ) – теоретические кривые соответственно для 1-4 гармоник ряда Фурье.  $S_1, S_2, S_3, S_4$  – суммы квадратов разностей наблюдаемых и теоретических данных соответственно для 1–4 гармоник ряда Фурье.

Нетрудно заметить, что теоретические значения, вычисленные по формуле четвертой гармоники (кривая  ${}_4\bar{Y}_t$ ) более близки к эмпирическим, чем в остальных случаях. Об этом свидетельствуют также суммы квадратов разностей фактических и выравненных данных для гармоник с 1-й по 3-ю.

$$\sum (y_{-1}\bar{y}_t)^2 = 9; \quad \sum (y_{-2}\bar{y}_t)^2 = 8.43; \quad \sum (y_{-3}\bar{y}_t)^2 = 5.35,$$

а для четвертой гармоники -  $\sum (y_{-4}\bar{y}_t)^2 = 2.71$  .

Таким образом, формула четвертой гармоники, которая характеризует временное изменение параметра  $\rho_k$  (среднегодовое), имеет вид

$${}_4\bar{y}_t = 42.85 + 0.38\cos t + 2.73\sin t + 0.16\cos 2t + 0.33\sin 2t - 0.55\cos 3t + \\ + 0.48\sin 3t + 0.63\cos 4t - 0.04\sin 4t$$

В результате исследований можно сделать следующие заключения:

- статистическая обработка и Фурье- анализ данных показывают, что при многолетних наблюдениях изменение параметра  $\rho_k$  имеет периодический характер;
- исследования показали, что при оценке динамических рядов параметра кажущегося электрического сопротивления  $\rho_k$  можно ограничиться четвертой гармоникой;
- при данной методике обработки можно определить общую тенденцию изменения параметра  $\rho_k$  при долговременных наблюдениях.

Полученные результаты имеют практический интерес при стационарных наблюдениях параметра  $\rho_k$ , а также при прогнозировании.

### Список литературы

1. Баталёва Е. А., Рыбин А. К., Баталёв В. Ю. Вариации кажущегося сопротивления горных пород как индикатор напряженно-деформированного состояния среды. Геофизические исследования. 2014. Т.15. № 4. С. 54–63
2. Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Сравнение периодограмм наложенных эпох и спектров Фурье экспериментальных рядов. Сейсмические приборы. 2011. Т. 47. № 3. С. 44–70
3. Дещеревский А.В., Журавлев В., Сидорин А.Я. Спектрально-временные особенности сезонных изменений кажущегося сопротивления. Физика Земли. 1997. № 3. С. 53–63
4. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложение. М.: Мир, 1971. 317 с.
5. Иванова В.М., Калинина В. Н., Нещумова Л. А. Математическая статистика. М.: Высшая школа, 1981. 371 с.
6. Carle S.F. Integration of Geological Interpretation into Geostatistical simulation. Proc. IAMG' 97. 3-rd Annu. Conf. Int. Assoc. Math. Geol., Barcelona, Sept. 22–27, 1997. P. 711–716
7. Gamoyan V.B., Tamrazyan A.A., Harutiunyan H.V. The results of cycled electrometric observation on geophysical station “Karnut”. Int. Conf. of Continental Collision Zone Earthquake and Earthquake Hazard Reduction, Yerevan, 1993. P.24
8. Karapetyan K., Chilingaryan A., Avetisyan S. The time variations of the apparent resistance parameter. XXIII IUGG 2003 Abstract, JSA06/02P/D-034/Poster, Sapporo, Japan, 2 July, 2003. P. 1.
9. Lines Larry, Castagna John P., Treitel Swen Geophysics in the new millennium. Geophysics. 2001. V. 66. No.1. P. 14
10. Peveraro R. Some trends in information technology in geophysics. Publ. Inst. Geophys. M. 21, 1998. P. 71

## Организации-участники

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Институт геологии Коми научного центра им. Н.П. Юшкина УрО РАН, г. Сыктывкар

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, г. Гюмри,

Республика Армения

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

ООО «РН-БашНИПИнефть», г. Уфа

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь

Сколковский институт науки и технологий, центр добычи углеводородов, Москва

Удмуртский государственный университет», Институт нефти и газа им. М.С.

Гуцериева, г. Ижевск

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург



## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УРАЛА И ПОВОЛЖЬЯ–2020

Сборник статей Всероссийской молодёжной  
конференции

Уфа, 20–22 октября 2020 г.

Институт геологии

Уфимского федерального исследовательского центра

Российской академии наук

450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. Тел.: (347) 272-82-56.

Эл. почта: [ig@ufaras.ru](mailto:ig@ufaras.ru)

Издательство «Перо»

109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 15, ком. 536

Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36

Подписано к использованию 11.11.2020.

Объем 3,5 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 852.