САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РАН

Всероссийская молодежная геологическая конференция памяти В. А. Глебовицкого

Санкт-Петербург 2020

УДК 550.8 551
ББК 26.3
В85

В85 **Всероссийская молодежная геологическая конференция памяти В. А. Глебовицкого.** Сборник тезисов докладов всероссийской молодежной геологической конференции памяти В. А. Глебовицкого.— СПб.: Изд-во ВВМ, 2020.—481 с.

ISBN 978-5-9651-0915-9

В сборнике представлены тезисы докладов участников всероссийской молодежной геологической конференции памяти В. А. Глебовицкого. Доклады представлены 27–29 марта 2020 г. в Санкт-Петербурге студентами и молодыми учеными из академических и учебных организаций. Темы докладов освещают актуальные вопросы и задачи, связанные с петрологией магматических и метаморфических комплексов, прикладными и региональными геологическими исследованиями, геологией нефти и газа, физикой и химией минералов, геоэкологией и инженерной геологией, и пути их решения. Материалы сборника демонстрируют современные достижения студентов и молодых ученых в сфере наук о Земле.

Конференция проводится при финансовой поддержке:
Института наук о Земле СПбГУ
Центра Комплексных Морских Исследований СПбГУ
Профсоюзной организации студентов и аспирантов СПбГУ
Евразийского союза экспертов по недропользованию (ЕСОЭН)
Компании «Аналит»

Выражаем огромную благодарность Чистякову К. В., директору Института наук о Земле СПбГУ, и Лушпееву В. А., доценту кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ, за возможность издания этого сборника.

Благодарим Касторного Н. А. за предоставленное фото для оформления обложки сборника

ISBN 978-5-9651-0915-9 © Авторы, 2020

Выражаем благодарность Богатурову Д.С., председателю Профсоюзной организации СПбГУ, и Половкову В.В., доценту кафедры геофизики СПбГУ, за помощь в проведении конференции

Спонсоры конференции:

ST. PETERSBURG STATE UNIVERSITY

IMRC

ПРОФСОЮЗНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ СТУДЕНТОВ И АСПИРАНТОВ СПбГУ

ЕСОЭН

евразийский союз экспертов по недропользованию

АНАЛИТ

ГЕНЕРАЛЬНЫЙ ДИСТРИБЬЮТОР SHIMADZU

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Председатель

Лемешко Александр Борисович — магистрант, лаборант-исследователь Научно-исследовательской части Института наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург

Заместители председателя

Караман Анастасия Александровна — студентка 1 курса магистратуры направления геология ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Секретарь

Борисова Евгения Борисовна — студентка 1 курса магистратуры направления геология ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург, младший научный сотрудник Института геологии и геохронологии докембрия РАН

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

Председатель

Гуржий Владислав Владимирович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры кристаллографии ИНЗ СПбГУ, Санкт-Петербург

Заместитель председателя

Зайцева Татьяна Сергеевна — кандидат геолого-минералогических наук, врио зам. директора по научной работе Института геологии и геохронологии докембрия РАН

Балтыбаев Шаукет Каимович — доктор геолого-минералогических наук, зам. председателя ДС Института геологии и геохронологии докембрия РАН

Кузнецов Антон Борисович — доктор геолого-минералогических наук, член-корр. РАН, председатель УС Института геологии и геохронологии докембрия РАН

Чарыкова Марина Валентиновна — доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующая кафедрой геохимии СПбГУ

Гуржий Владислав Владимирович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры кристаллографии СПбГУ

Брусницын Алексей Ильич — доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой минералогии СПбГУ

Шишлов Сергей Борисович — доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой осадочной геологии СПбГУ

Лушпеев Владимир Александрович — кандидат технических наук, доцент кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ

Бурлуцкий Станислав Борисович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий кафедрой грунтоведения и инженерной геологии СПбГУ

Еремеева Анастасия Александровна — кандидат геолого-минералогических наук, старший преподаватель кафедры грунтоведения и инженерной геологии СПбГУ

Зеленковский Павел Сергеевич — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры экологической геологии СПбГУ

Москаленко Артем Николаевич — научный сотрудник Института Наук о Земле СПбГУ

Алфимова Надежда Аркадьевна — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры региональной геологии СПбГУ

Чернятьева Анастасия Петровна — кандидат геолого-минералогических наук, ассистент кафедры кристаллографии СПбГУ

Морозова Елена Борисовна — старший преподаватель кафедры региональной геологии СПбГУ

Кашкевич Марина Петровна — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики СПбГУ

Тарасов Андрей Вячеславович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики СПбГУ

Алексеев Иван Александрович — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ

Кольцов Александр Борисович — доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры петрографии СПбГУ

Виноград Наталия Анатольевна — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры гидрогеологии СПбГУ

Половков Вячеслав Владимирович —кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики СПбГУ

Лобач-Жученко Светлана Борисовна — доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Института геологии и геохронологии докембрия РАН

Ткаченко Максим Александрович —кандидат геолого-минералогических наук, старший преподаватель кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ

Оглавление

Петрология магматических и метаморфических комплексов 18

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ХИТООСТРОВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)
Акимова Е.Ю. Азимов П.Я., Серебряков Н.С. 19

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СТАВРОЛИТОВЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В МЕТАПЕЛИТАХ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ
Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К. 22

ОСОБЕННОСТИ ПИРОКСЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВА НУРАЛИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)
Гатауллин Р.А. 25

РАЗЛИЧИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ИМПАКТНЫХ ПОРОД В КРАТЕРЕ ЖАМАНШИН
Генин Д. А., Соловьева А. Д. 27

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ КОНЦЕНТРАЦИЮ РЗЭ КОШРАБАДСКОГО ИНТРУЗИВА
Джуманиязов Д.И., Мусаев А. , Каримова Ф.Б. , Нематуллаев С.Ю. 31

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ЩЕОЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, ЯКУТИЯ)
Жумадилова Д.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г. 34

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ПРИМЕРЕ ИЙОЛИТ-УРТИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА
Захарова А.А., Войтеховский Ю.Л. 39

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (ЛЕНИНОГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РУДНЫЙ АЛТАЙ, РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН)
Казенова Ф. С. 41

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ МАССИВА ШАЛТАС (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)
Кеслер В.Д. 43

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИНЫ СТАНОВЛЕНИЯ МАССИВОВ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОИДОВ СЕВЕРНОГО ДОМЕНА ПРИЛАДОЖЬЯ ПО МИНЕРАЛЬНОМУ ПАРАГЕНЕЗИСУ ЭКЗОКОНТАКОТОВЫХ РОГОВИКОВ
Кириллова П.А., Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К. 46

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ВАТЫНСКОЙ ПЛОЩАДИ (СВ КОРЯКИИ)
Куликова Е.М., Чернышов А.И. 49

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ХАЙРХАНСКОГО МАССИВА (ОЗЕРНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ)
Курумшиева К.Р. 51

РАННИЕ И ПОЗДНИЕ ЭКЛОГИТЫ ОСТРОВА СТОЛБИХА (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)
Максимов О. А. 54

ВАРИАЦИИ СОСТАВА АМФИБОЛОВ ИЗ МЕТАБАЗИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА: ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ПОРОД И УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА
Машкин Д.А., Азимов П.Я. 58

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЗЮВИТОВ И ПОРОД МИШЕНИ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (ПАЙ-ХОЙ)
Максименко Н. И. 56

ПЕТРОЛОГИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ ДОЛЕРИТОВ УКЬЮССКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)
Михайлов В. М. 61

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОНГОНИТОВ МАССИВА АРЫ-БУЛАК ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ФУГИТИВНОСТИ КИСЛОРОДА.
Новикова А.С., Алферьева Я.О., Чевычелов В.Ю. 64

ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛЮИДОВ И ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЗАЛЕГАЮЩИХ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (НА ПРИМЕРЕ БОГУНАЙСКОГО И ПАНИМБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ)
Рябуха М.А. 65

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ МАГМАТИТОВ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ
Семиряков А.С., Гринёв О.М., Бестемьянова К.В. 67

СВИДЕТЕЛЬСТВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОДАТНОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)
Сохорев К.К. 71

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ ЧАРОДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)
Трумм Т.В. 73

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ ДОТУЛУРСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Тукусер В.И., Сасим С.А. 75

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ И ПРИЛОЖЕНИЯ ЦИФРОВОЙ ПЕТРОГРАФИИ
Федотова Л.Р., Самодуров В.П., Василенок Е.А. 78

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КЕЛЕЙНОГУБСКОГО МАССИВА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА
Устинова В.В. 81

СМЕШЕНИЕ МАГМ В ПЛУТОНИЧЕСКИХ И ДАЙКОВЫХ УСЛОВИЯХ: РЕЗУЛЬТАТЫ 3D X-RAY ТОМОГРАФИИ И МИКРОРЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА
Яковлев В.А., Владимиров В.Г., Кармышева И.В. 84

Физика и химия минералов 87

РЕНТГЕНОГРАФИЯ МИНЕРАЛОВ ГИДРАТИРОВАННЫХ СУЛЬФАТОВ ЖЕЛЕЗА ПРИ НИЗКИХ И ТЕМПЕРАТУРАХ
Абдулина В.Р., Сийдра О.И. 88

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КУЛОГОРСКИХ ПЕЩЕР (ПИНЕЖСКИЙ Р-ОН, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛ.)
Борисова В.А. , Седова А.М., Франц Н.А. 89

IN SITU КР ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ ШОРТИТА ПРИ ВЫСОКИХ Р-Т ПАРАМЕТРАХ (ДО 5 ГПа, 350 °С)
Бородина У.О., Горяйнов С.В. , Крылов А.С. 90

СИНТЕЗ, КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА СИНТЕТИЧЕСКОГО АНАЛОГА ЯРОШЕВСКИТА $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$
Владимирова В.А., Сийдра О.И., Цирлин А.А. 92

ВУЛКАНОГЕННАЯ ПИРОКЛАСТИКА КАК ИСТОЧНИК ЦЕННЫХ И ТОКСИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ТОРФАХ П-ВА КАМЧАТКА
Водина Е.С. 94

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТА МЁССБАУЭРА НА ЯДРАХ ^{57}Fe и ^{119}Sn В ХАЛСИТЕ
Зиннатуллин А.Л., Бирюков Я.П., Вагизов Ф.Г. 98

СИНТЕЗ, СТРУКТУРА И МОРФОТРОПНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ГРУППЕ СОЕДИНЕНИЙ $M[(UO_2)(CH_3COO)_3](H_2O)n$ (M = Na, K, Rb, Cs; n = 0–1.0)
Калашникова С.А., Корняков И.В., Гуржий В.В. 100

СУЛЬФАТ-СКАПОЛИТ ГРИДИНСКОЙ ЗОНЫ МЕЛАНЖА (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)
Лезжов А. М. 101

ВЕРОЯТНЫЙ КОРЕННОЙ ИСТОЧНИК МИНЕРАЛОВ ПОДГРУППЫ КОЛУМБИТА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА МАЮКО (РЕСПУБЛИКА КОНГО)
Луфуанди Матондо И.П. 103

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА КАЛЬЦИТОВ КРЫМА
Максимов Г.С. 106

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕАКЦИЙ ДЕКАРБОНАТИЗАЦИИ С ОБРАЗОВАНИЕМ MG, Fe-Al-ГРАНАТОВ И CO_2-ФЛЮИДА ПРИ РТ-ПАРАМЕТРАХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ
Новоселов И.Д., Баталева Ю.В., Крук А.Н. 107

РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ МИНЕРАЛОВ РЯДА АКСИНИТ-(Mn)–ТИНЦЕНИТ
Пашкова И.С., Верещагин О.С. 111

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТА В УСЛОВИЯХ ГОРОДСКОЙ СРЕДЫ
Прокопец В.А. 114

АУТИГЕННЫЙ ГИПС В ДОННЫХ ОСАДКАХ СИПОВЫХ ОБЛАСТЕЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ
Рубан А.С., Рудмин М.А., Дударев О.В., Мазуров А.К. 117

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕНСКОГО СОСТАВА ГРАНАТОВ ИЗ СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КУСИНСКО-КОПАНСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ
Стативко В.С. 120

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА ИКАИТА ($CaCO_3*6H_2O$) ИЗ ОСАДКОВ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ
Уразмуратова З. Ф., Крылов А. А. 123

О ВЛИЯНИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ОБРАБОТКИ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ И КАЛЬЦИТА НА СВОЙСТВА ИХ ПОВЕРХНОСТИ
Хабарова И.А. 124

ГЕОХИМИЯ ОСАДКОВ ОЗЕРА САБАКТЫ
Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г., Кузина Д.М., Крылов П.С. 126

Региональные геологические исследования 129

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В РАЙОНЕ Г. АНАДЫРЬ (ЧУКОТКА)

Александров В.Н., Грабовский А.А., Морозова Е.Б., ...130

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ТРЕХМЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ ВОССТАНОВЛЕНИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ РАБОЧИХ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ НА КАМЕННОУГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
Антропова Е. Г., Архипов А. Л., Беженцев С. А....132

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНОЙ И ТВЕРДОЙ ФАЗ ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ГОРА КАРАБЕТОВА ТАМАНИ
Бакай Е.К., Царегородцева Т.К.....135

УГОЛЬ КАК КОМПЛЕКСНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ (НА ПРИМЕРЕ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ)
Гаврилов В. В., Мамурова М. М.....136

ДОПОЛНЕННЫЕ ДАННЫЕ ПО ОЦЕНКЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ В ВОДОСБОРНОМ БАССЕЙНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ
Гаврилова А. А. 139

КАМЕННЫЕ УГЛИ ОРЕНБУРЖЬЯ (ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ)
Галянина Н.П., Бутолин А.П.....142

РАЗРЕЗ ЮЖНОГО СКЛОНА ХРЕБТА ТАЛАССКИЙ АЛАТАУ ВДОЛЬ РЕКИ ЧИИМТАШ
Додонов К. С.....144

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД В СЕРПЕНТИНИТОВОМ МЕЛАНЖЕ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)
Зиндобрый В. Д., Куликова А.В., Буслов М.М. 146

УТОЧНЕНИЕ ГРАНИЦЫ СЕЙДОРЕЧЕНСКОЙ И ПОЛИСАРСКОЙ СВИТ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ ЗОНЫ
Касторный Н. А., Тагирова А. Р. 149

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЙ ПАРАГЕНЕЗИС КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНОЙ ЗОНЫ БАССЕЙНА РУЧЬЯ КРИВОЙ ЮЖНО-МУЙСКОГО БЛОКА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
Кунгулова Э. Н. 153

СТРУКТУРА И ДЕФОРМАЦИИ КАРАДЖИЛГИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ
Кушнарева А. В. 154

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОСОЛЕНОСТИ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА (ЕНИКАЛЬСКИЙ ПРОЛИВ) В САРМАТСКОЕ ВРЕМЯ
Меренкова С.И., Серегина И.Ф., Габдуллин Р.Р., Ростовцева Ю.В., Большов М.А. 156

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРБИДИТОВ ЮЖНОГО АЛТАЯ
Миннебаев К.Р., Буслов М.М. 159

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕНДЫМСКОГО ГОРИЗОНТА ТАТАРСТАНА
Михеева А. Д., Муллакаев А. И.....162

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО АКТЮЗСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
Москаленко А. Н. 164

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРИЗОНТА ПЕРМСКИХ БИТУМОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСКОВ И ПЕСЧАНИКОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)
Муллакаев А.И. 165

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ФЛОРИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАЗРЕЗОВ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ РАННЕ-ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ФЛОРЫ КУБАЕВСКАЯ ТЕРРАСА
Неверова Е.В.....166

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЕОДИНАМИКИ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ
Непеина К.С.....169

ДАТИРОВКА СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА КУЧЕРЛИНСКОЕ МЕТОДАМИ ВАРВОХРОНОЛОГИИ
Новиков В. С., Дарьин А. В., Максимов М. А. 174

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ РАННЕКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (РАЙОН РЕКИ НЕЛЕГЕР)
Пазухина А. А., Малышев С. В., Савельев А. Д. 176

СВЯЗЬ СОСТАВА ПОЧВ И ВОДНО-МЕХАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕР ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ (КУЛОГОРСКИЕ ПЕЩЕРЫ, ПИНЕЖСКИЙ Р-ОН, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)
Седова А. М., Борисова В. А., Франц Н. А.....178

НЮКОЗЕРСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БОЛЬШЕОЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ)
Семихина Е. В. 182

АРХЕОЦИАТЫ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ОЛДЫНДИНСКАЯ СВИТА РАННЕГО КЕМБРИЯ)
Скрипников М.С., Кузнецов А.Б., Ветлужских Л.И.....183

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ И СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА КУМОВКА (ПРЕДДОНЕЦКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ)
Смирнов П. В.....185

БАЗАЛЬНЫЕ ТОЛЩИ НИЖНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ ВОЗРАСТНЫЕ АНАЛОГИ В СОПРЕДЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ (ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ С УЧЕТОМ НОВЫХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ)
Солодова С.А.....188

ФОРАМИНИФЕРЫ СЕМЕЙСТВА CIBICIDIDAE ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
Трубин Я.С., Смирнов П.В.....191

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ОСАЖДЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ В УФИМСКО-КАЗАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
Фахрутдинов Э.И., Нургалиева Н.Г., Фокеева Л.Х. 194

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ПООЗЕРСКОЙ МОРЕНЫ ШУМИЛИНСКОЙ РАВНИНЫ (БЕЛАРУСЬ)
Филитович Е. С., Комаровский М. Е. 196

ТАЛЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ВОДЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЛОЖБИН НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ
Хилькевич Е. В.....199

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ
Царегородцева Т.К.....203

О СТРУКТУРЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ЗАРОНОВСКОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЛОЖБИНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ БЕЛАРУСЬ)
Цикунов Э.Е., Корьев Л.В. 205

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИТМУРУНДИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ
Чёрный Р. И., Сафонова И. Ю. 208

ЖЕЛЕЗИСТЫЙ ГОРИЗОНТ – ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОНОСНОЙ ЛАТЕРИТНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
Шипилова Е.С., Макарова М.А., Внучков Д.А., Мамедов В.И. 210

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СДВИГОВЫХ ЗОН
Шуклин И. А., Агеев А. С. 213

Геоэкология 217

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СНЕГОВОГО ПОКРОВА В ОКРЕСТНОСТЯХ КРУПНОГО НЕФТЕПЕРЕРАБАТЫВАЮЩЕГО ПРОМЫШЛЕННОГО КОМПЛЕКСА
Афлятунов Р.Ф., Галиева А. Р., Ереев Д.А. 218

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВО-ГРУНТОВ МУСОРОПЕРЕРАБАТЫ-ВАЮЩЕГО ЗАВОДА МПБО-2 ЯНИНО
Джораева А., Панова Е.Г. 221

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОТЕЦКА ВЛИЯНИЯ ПОЛИГОНА ТВЕРДЫХ БЫТОВЫХ ОТХОДОВ НА ПРИЛЕГАЮЩУЮ ТЕРРИТОРИЮ
Карпова Н.А. , Терещенко Н.В. 225

ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА НА РАСТИТЕЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-ТАЕЖНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЯНАО
Лисенков С.А., Опекунова М.Г. 227

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РТУТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ АКТАШСКОГО РТУТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РЕСПУБЛИКА АЛТАЙ)
Малов В.И., Густайтис М.А., Мягкая И.Н., Сарыг-оол Б. Ю. , Сурков О. Н. 230

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ КОМБИНАТА ПО ОБОГАЩЕНИЮ ЦИНКОВОЙ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШААБЕТ-ЭЛЬ-ХАМРА (АЛЖИР)
Омара Р. 234

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ РТУТИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ГОДОВЫМ КОЛЬЦАМ ДЕРЕВЬЕВ
Павлова А.А., Турсуналиева Е.М. 236

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ТОРИЯ И УРАНА НА ТЕРРИТОРИИ Г. ХАБАРОВСК
Ткачева А.В., Дорохова Л.А. 239

Инженерная геология и гидрогеология 242

ПРОГНОЗНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ СТРОИТЕЛЬСТВА ГОРОДА КАЗАНИ ПО АДРЕСУ ОРЕНБУРГСКИЙ ТРАКТ, Д.6
Адушева К.В. 243

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИЙ КАК

ОСНОВА РАЗРАБОТКИ ОБЩЕРАСПРОСТРАНЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ
Бекмурзиева Н.Р. 245

ОЦЕНКА И ПРОГНОЗ УСТОЙЧИВОСТИ ЛЕВОГО БЕРЕГА ПРОТОКИ «БЫСТРАЯ» В ЧЕРТЕ СЕЛА КАЛТАЙ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ
Бычков О.А. 246

ВЛИЯНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА СМАЧИВАНИЕ ГЛИН ВОДОЙ
Зайцев В.Д., Цагурия Г.М. 248

АНАЛИЗ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ
Зуфарова В.М. 251

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕР МОЛЕБНОЕ И ПРОВАЛЬНОЕ С. УСТЬ-КИШЕРТЬ
Казанцева А.С. 254

ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОЕКТНЫХ РЕШЕНИЙ ОСНОВАНИЕ-ФУНДАМЕНТ СООРУЖЕНИЙ МНОГОЭТАЖНОЙ ЗАСТРОЙКИ В СЛОЖНЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ И ПЛОТНОЙ ЗАСТРОЙКИ Г. КРАСНОДАРА
Козачухненко А.О. 257

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕНОСНЫХ ПЕСЧАНИКОВ ПАШИЙСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРСТАНА
Кузьмина И.Н., Лекарев Р.Р., Королёв А.Э. 261

ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОЦЕССА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЙ ПУТЕМ СОЗДАНИЯ ЕДИНОЙ БАЗЫ ДАННЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ОБЪЕКТОВ ПАО «ТАТНЕФТЬ»)
Малышева Ю.С., Латыпов А.И. 264

ФОРМИРОВАНИЕ ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ФОНЕ ГЛЕЕВОГО ПРОЦЕССА
Маннапова Л.М. 266

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ НА УЧАСТКЕ ЮЖНОГО СКЛОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА
Минакова Е.С. 269

ГИСТЕРЕЗИС СМАЧИВАНИЯ ГЛИН ВОДОЙ
Мохова В.В. 272

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮЖНОГО СКЛОНА КРЫМСКИХ ГОР
Пензев А.П., Лисицкий Д.В. 274

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН
Петрова Д.И. 277

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ В ОПОЛЗНЯХ ЮРСКИХ ГЛИНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ СКЛОНОВ ТАТАРСТАНА И УЛЬЯНОВСКОЙ ОБЛАСТИ
Петрова Д.И., Королёв А.Э. 279

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ ОПОЛЗНЕЙ В ЮЖНЫХ КАРПАТАХ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕГО РЕАЛИЗАЦИИ В РОССИИ
Прасолов А.А. 283

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ БУРЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД
Процук И.С. 286

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ: СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ
Солнцев Б., Щербаков И., Панкратова К.В. 288

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИЖЕВСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН
Тимербаева А.Д. Ибрагимов Р.Л. 290

ИСПЫТАНИЯ ГРУНТОВ В УСЛОВИЯХ ТРЁХОСНОГО СЖАТИЯ
Токушева А. 293

ОЦЕНКА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СТРОИТЕЛЬСТВА ОБЪЕЗДНОЙ ДОРОГИ В г. СУРГУТЕ И МЕРОПРИЯТИЯ ПО ОХРАНЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
Чернышова Н.А. 294

ВОЗДЕЙСТВИЕ ПОСТОЯННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ТОКА НА СВОЙСТВА ГЛИНИСТОГО ГРУНТА
Шараев Д.В., Хомутинников С.Н. 298

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕСУЩЕЙ СПОСОБНОСТИ СВАЙ ПО ДАННЫМ СТАТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ГРУНТОВ НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА КАЗАНИ
Яббарова Е.Н., Латыпов А.И. 298

Прикладная геология и геофизика 301

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ КУОЛАЯРВИНСКОЙ ЗОНЫ
Булаев С.К. 302

СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЙ И СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЧЕБНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ
Власенко М.С. 305

БАТИМЕТРИЯ И МОЩНОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ
Гинга М.С., Григорьева С.Д. 306

СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПО ДАННЫМ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ НА УЧЕБНОЙ ПЛОЩАДИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН
Губайдуллина Ю.В., Платов Б.В. 308

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ СТВОЛА СОЛЕДОБЫВАЮЩЕЙ ШАХТЫ НА СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИИ СОЛЕЙ
Золотарев А.С. 314

ПРИРОДА РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО NB-TA- ZR -HF-РЗЭ ОРУДЕНЕНИЯ В УГЛЯХ КУЗБАССА И МИНУСИНСКОГО БАССЕЙНА
Еремеева В.В., Вергунов А.В. 311

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДЫ ПРАВОУРМИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Карпова А.Г., Чикишева Т.А., Тукусер В.И. 317

ОСОБЕННОСТИ И ПРЕИМУЩЕСТВА ПРОВЕДЕНИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АВТОНОМНЫХ ДОННЫХ СТАНЦИЙ
Кудинов А.А. 320

ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ПОВЕРХНОСТНЫМИ ВОЛНАМИ РЭЛЕЯ
Кулакова Н.В. 322

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН
Левин И.С. 325

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНО-БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АМФИБОЛОВЫХ ГАББРО СЕРЕБРЯНСКОГО КАМНЯ
Михайлов В.В. 327

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА С ЗОНДИРОВАНИЕМ ИЗ ВОЗДУШНОГО ПРОСТРАНСТВА
Николаев М.Р. 330

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗНОСА БУРОВЫХ ИНСТРУМЕНТОВ
Пелипенко Н.А., Бакланов Р.Р. 331

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И СОВРЕМЕННОЙ МАЛОГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ В ОБЛАСТЯХ НЕОДНОРОДНОЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА
Переплеткин И.А., Кузнецов В.И 334

АНАЛИЗ АКЦЕССОРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ СВЕТЛИНСКОГО ПОЛЯ
Ратьковский Г.Е. 337

ВЫЯВЛЕНИЕ НИЗКООМНЫХ АНОМАЛИЙ В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ЛЕДЯНОЙ ГОРЫ ПО ДАННЫМ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
Репин И.С., Нифонтова Н.С. 340

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ДРАЖНОЕ (РС ЯКУТИЯ)
Реуцкая К.А., Гурин Г.В. 343

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ ДВУХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ ПО КАНАВАМ
Решетняк В.Н., Писоцкая Л.И. 346

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ УСТАНОВОК В МЕТОДЕ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СРЕД С РАЗЛИЧНЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ
Русаков Е.Д. 348

ГЕОМАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ, ВЫЗВАННЫЕ ЭЛЯЗЫГСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ (2020)
Рябова С.А. 351

СОЗДАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ С ЦЕЛЬЮ ОБОСНАВАНИЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ
Тарасенко А.К. 353

РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО РАЙОНА ГОРЫ ГЕНЕРАЛЬСКАЯ
Темников А.А. 356

МЕТОД МНОГОКАНАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН (MASW) В ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЯХ
Токарев В.А. 359

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ ГИС ПРИ ОЦЕНКЕ ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА
Шкилев В.М.....362

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СЪЕМКА С УЗЛАМИ ОКЕАНСКОГО ДНА (OBN): ТЕХНИКА ЗЕРКАЛА
Абделаал Мохамад Эссам Сайед.....366

Геология нефти и газа.....**368**

ИССЛЕДОВАНИЯ РЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВЫСОКОВЯЗКОЙ НЕФТИ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОМПЛЕКСНОЙ ТЕХНОЛОГИИ ПАРОТЕПЛОВЫХ ОБРАБОТОК И ХИМИЧЕСКИХ РАСТВОРИТЕЛЕЙ.
Беликов Г.С.....369

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ НОВОГО ЗОНДА ИНДУКЦИОННО-ГАЛЬВАНИЧЕСКОГО КАРОТАЖА
Велесов Д.В., Михайлов И.В.
..... 369

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ПЛАСТОВ БС$_8$ И БС$_9$ ПРАВДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Гаврилова К.А. 375

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ БС И БГС, ПРОВЕДЕНИЕ ГРП НА ВТОРЫХ СТВОЛАХ СКВАЖИН ПОВХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Ганиева Г.Р., Миникаева Д.Р. 378

И ЖИДКОСТИ МНОГОПЛАСТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ, ЭКСПЛУАТИРУЕМЫХ ОДНОЛИФТОВЫМИ УСТАНОВКАМИ ДЛЯ ОДНОВРЕМЕННО-РАЗДЕЛЬНОЙ ДОБЫЧИ
Гарифуллина В.И., Файзетдинова Р.Р., Назипова А.А.....380

УТОЧНЕНИЕ МЕТОДИКИ ОЦЕНКИ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИКУЛОВСКОЙ СВИТЫ ВК1-2 МЕСТОРОЖДЕНИЯ «НОВОЕ» ПО ДАННЫМ КЕРНА И ГИС
Гордашко Д. И. 383

ПРИМЕНЕНИЕ ОНТОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
Горелова А.А., Попова О.А., Филиппова З.М.....386

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГЛИНИСТОЙ КОРКИ НА ПРИМЕРЕ ЮРСКОГО НЕФТЯНОГО КОЛЛЕКТОРА
Евменова Д.М 390

ВЛИЯНИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ НА КОЛЛЕКТОРЫ КОМСОМОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Еловенко А.О., Фахрутдинов Э.И., Фокеева Л.Х. 393

ВЛИЯНИЕ МЕЖФАЗНОГО НАТЯЖЕНИЯ НА ДИНАМИКУ РАЗВИТИЯ МЕЖФАЗНЫХ ГРАНИЦ В ПОРИСТЫХ СРЕДАХ С РАЗЛИЧНЫМИ КОЭФФИЦИЕНТАМИ БЕСПОРЯДОЧНОСТИ
Закиров Т. Р., Гараева А.Н. 396

КИСЛОТНЫЙ ГИДРАВЛИЧЕСКИЙ РАЗРВЫВ ПЛАСТА (КГРП) ВЕРЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА НА СКВАЖИНАХ №1246, 8489 НА КУРМЫШСКОМ НЕФТЯНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН
Ишкинеев Б.Д., Мударисова Р.А., Фахрутдинов Э.И.....399

АНАЛИЗ ЭФФЕКТИВНОСТИ ЗАРЕЗКИ БОКОВЫХ СТВОЛОВ ПРИРАЗЛОМНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Кальметьева Я.М., Фокеева Л.Х. 403

ПОИСК ПРОПУЩЕННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ, СВЯЗАННЫХ С НЕСТРУКТУРНЫМИ ЛОВУШКАМИ, КАК ПЕРСПЕКТИВА ПОПОЛНЕНИЯ РЕСУРСНОЙ БАЗЫ УДМУРТСКОЙ РЕСПУБЛИКИ
Камаев Г.К., Истомина Н.Г. 405

1D МОДЕЛИРОВАНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ
Маргун В.Н. 407

АНАЛИЗ ТЕКУЩЕГО СОСТОЯНИЯ РАЗРАБОТКИ КИЗЕЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА БАВЛИНСКОГО НЕФТЯННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Матаева А.Ш., Фокеева Л.Х., Фахрутдинов Э.И. 408

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В СКВАЖИНЕ ОЗЕРНАЯ-10 (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА)
Мигунова С.В. Родченко А.П. 411

СОЗДАНИЕ КОНЦЕПТУАЛЬНОГО ПРОЕКТА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ
Минибаев Р.Р. 414

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СТРУКТУРНЫХ ЛОВУШЕК В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ НА ОСНОВЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СТРУКТУР МЕТОДОМ ОБЪЕМНОГО БАЛАНСИРОВАНИЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ КУЛЕШОВСКОГО ГН МЕСТОРОЖДЕНИЯ, САМАРСКАЯ ОБЛАСТЬ)
Минибаев Р.Р. 416

ВЫДЕЛЕНИЕ ПРОНИЦАЕМЫХ ИНТЕРВАЛОВ ПО АКШ МЕТОДОМ ПОЛНОЙ ЭНЕРГИИ
Михеенко И.С., Окс Л.С., Посысоев А.А. 419

ИЗУЧЕНИЕ ООЛИТОВЫХ КАРБОНАТОВ НИЖНЕКАЗАНСКОГО ВОЗРАСТА ВОСТОЧНОГО БОРТА МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ
Мударисова Р.А., Волков Ю.В., Успенский Б.В. 422

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
Низамова А.В., Морозов В.П. 425

НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПОИСКА И РАЗВЕДКИ ЗАПАСОВ ВМС
Новикова А.С., Еременко О.В. 428

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЮРСКОГО КОЛЛЕКТОРА ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОКАРОТАЖА В СКВАЖИНАХ С ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ ЗАВЕРШЕНИЕМ (ВОСТОЧНО-СУРГУТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)
Путинцева П.О. 431

ХАРАКТЕРИСТИКА СЕТИ ТРЕЩИН ПРИ ПОСТРОЕНИИ ТРЕХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ В ЕСТЕСТВЕННО ТРЕЩИНОВАТЫХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРА
Родригес Эскаланте Д. Л., Зинюков Р. 433

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ С ЦЕЛЬЮ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ СИСТЕМЫ РАЗРАБОТКИ ТИМАНСКОГО ОБЪЕКТА НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН
Садыков А.А. 434

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КОЛЛЕКТОРОВ НА ИХ ФИЛЬТРАЦИОННУЮ ХАРАКТЕРИСТИКУ
Серебрякова В.А., Гильманова К.Я. 437

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ГИДРАВЛИЧЕСКОГО РАЗРЫВА ПЛАСТА НА МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИОБСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Симаков Н.Ф., Фокеева Л.Х. 439

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ СЛОЖИВШЕГОСЯ КОМПЛЕКСА СЛАНЦЕВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ
Соколов А.Н. 442

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЯНОВСТАНСКОЙ СВИТЫ
Староселец Д.А., Смирнов П.В. 445

СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЕРМСКИХ, ТРИАСОВЫХ И НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО БОРТА ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ
Тахватулин М.Т. 447

ПРИМЕНЕНИЕ ВАРИОГРАММНОГО АНАЛИЗА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ
Тихомирова Е.А. 452

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СОСТАВУ НИЖНЕМЕЛОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГЫДАНСКОЙ НГО
Трушкина А.Е. 44755

БИТУМИНОЗНЫЕ СЛОИ И МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
Туфанова О.П., Сергеев Г.Д., Липатникова Е.Н. 459

ФИЗИКО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТУРНЕЙСКИХ НЕФТЕНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА
Файзетдинова Р.Р., Назипова А.А., Гарифуллина В.И. 462

ОЦЕНКА ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННОЙ МОДЕЛИ КОЛЛЕКТОРОВ
Федореева М.А. 464

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРКАТЕРИСТИКА ДОМАНИКИТОВ, КАК НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД
Хаюзкин А.С. 467

ВЛИЯНИЕ ГИДРОРАЗРЫВА ПЛАСТА НА ПРОДУКТИВНОСТЬ НИЗКОПРОНИЦАЕМЫХ КОЛЛЕКТОРОВ
Хисамутдинова Д.И. 470

СТРУКТУРА ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА И ХАРАКТЕР НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ ПОРОД НЕФТЕНОСНОГО КОМПЛЕКСА ВЕРЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРСТАНА
Хузина А.Ф., Королёв А.Э. 472

ВЕРИФИКАЦИЯ ЗАПАСОВ ЧЕРКАШИНСКОЙ СВИТЫ ПЛАСТОВ АС7-9 ПРИОБСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
Черепахина А. В. 475

ТЕХНИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ ПО ОСВОЕНИЮ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С БАЖЕНОВСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ
Шемелина О.Н. 478

Петрология магматических и метаморфических комплексов

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ХИТООСТРОВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Акимова Е.Ю.[1, 2], Азимов П.Я.[1], Серебряков Н.С.[3]
[1]ИГГД РАН, Санкт-Петербург, e.akimova@spbu.ru
[2]СПбГУ, Санкт-Петербург,
[3]ИГЕМ РАН, Москва

Корундсодержащие породы проявления Хитоостров, расположенного вблизи юго-западного берега Верхнего Пулонгского озера (Лоухский р-н, республика Карелия) и наиболее детально описанного из всех проявлений корунда в Северной Карелии, известны разнообразием парагенезисов и необычными составами минералов (Лебедев и др., 1974, Терехов, Левицкий, 1991, Серебряков, 2004, Bindeman, Serebryakov, 2011, Акимова и др., 2019 и т.д.). Тело корундсодержащих пород характеризуется сложным зональным строением: его краевые части сложены амфибол-гранат-биотит-плагиоклазовыми породами со ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту, которые переходят в породы с зональными корунд-ставролит-плагиоклазовыми псевдоморфозами по кианиту, а затем – в породы с крупными кристаллами корунда и ставролита: лейко- и мезократовые амфиболсодержащие (паргасит–натрожедритовые), натрожедритовые без паргасита и безамфиболовые (Серебряков, 2004). В корундсодержащих породах отмечается редкая ассоциация ставролит + роговая обманка (Серебряков, 2004).

Для понимания процесса формирования корундсодержащих пород проявления Хитоостров и их положения в общей метаморфической истории региона представляет интерес определение термодинамических условий их формирования. Для пород Хитоострова известны лишь отдельные оценки P-T параметров, полученные несколькими методами: 1) методом декрепитации газово-жидких включений определены температуры: 660–900°C для первичных включений и 300–500°C – для вторичных включений (Бушева, 1983); 2) методом классической минеральной геотермобарометрии (Grt-Bt, Grt-Hbl, Grt-St геотермометры в программе GeoPath) получены температуры 600–700°C, давления оценены в 6–8 кбар (Серебряков, 2004); 3) методом изотопно-кислородной термометрии получены температуры 400–475°C для пород с корундом, 375–500°C для пород без корунда (Устинов и др., 2008, Крылов, Глебовицкий, 2017); 4) методом термодинамического моделирования в программе Селектор-С установлено, что температуры формирования корундсодержащих пород – не менее 720°C, а давления – не менее 10 кбар (Высоцкий и др., 2008). Видно, что данные о температуре и давлении при формировании корундсодержащих пород, полученные разными методами, плохо согласуются друг с другом, вероятно, в силу высокой погрешности большинства использованных методов. Исследования флюидных включений дают широкий разброс температур – в том числе потому, что декрепитация не сопровождалась криометрическим анализом, оценки температур с помощью изотопно-кислородной термометрии явно сильно занижены, что, вероятно, связано с низкими температурами закрытия изотопного обмена в случае кислорода, а термодинамическое моделирование в программе Селектор-С дало не весь диапазон условий формирования корундовых пород, а лишь максимальные значения P-T параметров. При анализе результатов термобарометрии необходимо принимать во внимание устойчивость минеральных парагенезисов. Присутствие в этих породах роговой обманки, олигоклаза, ставролита свидетельствует, что обсуждаемые породы формировались при температурах, по крайней мере, не ниже 500–580°C. Поэтому целью данной работы стало уточнение диапазона P-T параметров формирования пород с использованием мультиравновесной термобарометрии.

Составы минералов определены методом ЭЗМА (ЭДС) в РЦ СПбГУ «Геомодель» (аналитики – В.В. Шиловских и Н.С. Власенко). P-T параметры образования пород рассчитаны методом TWEEQU (Berman, 1991) в программе TWQ 2.02b с базами данных JUN92 (Berman, 1988), включающей компоненты роговых обманок, и BA96A (Berman, Aranovich, 1996, Aranovich, Berman, 1996), и с дополнениями TWQ_Comb и TWQ_View (Доливо-Добровольский, 2006 а, б). В расчётах не использовались ставролит (из-за отсутствия в базах данных описания ставролитового твёрдого раствора) и натрожедрит (для минерала отсутствуют термодинамические данные). Для анализа отобраны результаты расчёта с наилучшей сходимостью всех реакций, характеризующейся наименьшими (5 и менее) значениями параметра Simple Averages / RMSD (Доливо-Добровольский, 2016). Все данные для образцов с разными минеральными ассоциациями представлены на сводной диаграмме (рис. 1).

Большая часть P-T параметров, полученных для разных минеральных ассоциаций, укладывается в интервал температур 600–750° при достаточно широком интервале давлений – от 6 до 13 кбар, что отражает процесс формирования корундсодержащих пород на регрессивной стадии метаморфизма, сопровождавшийся падением P и T. Полученный диапазон P-T параметров соответствует амфиболитовой фации нормальных и повышенных давлений, кианитовой фациальной серии, условия которой обычны для метаморфизма Беломорского подвижного пояса в палеопротерозое. Немногочисленные оценки температур, близкие к 800–900°C, вероятно, завышены, т.к. не соответствуют наблюдаемым минеральным ассоциациям.

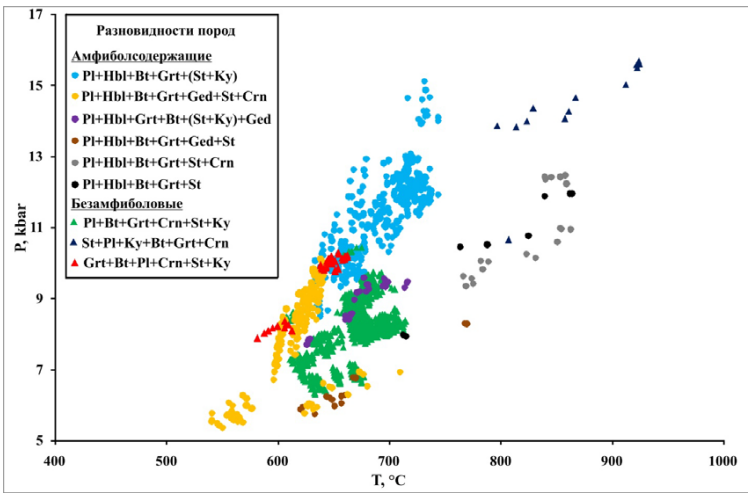


Рис. 1 Результаты мультиравновесной термобарометрии для образцов корундсодержащих пород. Во всех породах присутствуют Ilm и Rt.

Это исследование выполнялось при всесторонней поддержке В.А. Глебовицкого.

Акимова Е.Ю., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Редкие и необычные минералы корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // Труды Кольского научного центра РАН. **2019**. № 6 (10). С. 9-15.

Бушева Н.Л. Генетические особенности месторождения корунда в Северной Карелии // Известия вузов. Геология и разведка.**1983**. № 12. С. 90.

Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Яковенко В.В., Карабцов А.А. Аномально легкий изотопный состав кислорода минералов корундоносных образований северной Карелии // Доклады Академии Наук. **2008**. Т. 423. № 1. С. 85-88.

Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_View. **2006** а. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview

Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_Comb. **2006** б. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb

Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа PTQ_Avg: дополнение к программе PTQuick для вычисления "простых средних". **2016**. URL: http://dimadd.ru/ru/Programs/ptqavg

Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. Локальное распределение изотопов кислорода и обмен флюидом при формировании корундсодержащих пород Хитоострова // Доклады Академии наук. **2017**. Т. 473. № 5. С. 593-595.

Лебедев В.К., Калмыкова Н.А., Нагайцев Ю.В. Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы Беломорского комплекса // Советская геология. **1974**. № 9. С. 78-89.

Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента) // Автореферат дисс. к.г.-м.н. М.: ИГЕМ РАН, **2004**. 32 с.

Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье // Известия вузов. Геология и разведка. **1991**. № 6. С. 3–13.

Устинов В.И., Бакшеев И.А., Серебряков Н.С. Изотопный состав кислорода минералообразующих флюидов корундсодержащих метасоматитов Хитоостровского и Варацкого проявлений, Северная Карелия // Геохимия. **2008**. № 11. С. 1245-1248.

Aranovich L.Ya., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. **1996**. V. 126. № 1-2. P. 25-37.

Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O–K_2O–CaO–MgO–FeO–Fe_2O_3–Al_2O_3–SiO_2–TiO_2–H_2O–CO_2 // J. Petrol. **1988**. V. 29. P. 445-522.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique with petrologic applications // Can. Mineral. **1991**. V. 29. № 4. P. 833-855.

Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al2O3–TiO2–SiO2 // Contrib. Mineral. Petrol. **1996**. V. 126. № 1-2. P. 1–24.

Bindeman I.N., Serebryakov N.S. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably ^{18}O depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // Earth Planet. Sci. Lett. **2011**. V.306. P. 163-174.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СТАВРОЛИТОВЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В МЕТАПЕЛИТАХ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Борисова Е.Б. [1,2], Балтыбаев Ш.К. [1,2]
[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
jenyaborisova98@gmail.com

Ставролит $(Fe^{2+},Mg,Zn)_2Al_2[(Si,Al)O_4]_4O_4[OH]_2$ - один из распространенных метаморфических «индекс-минералов» с ограниченным P-T полем устойчивости, благодаря чему и стал широко применяться при геологическом картировании метаморфических зон с конца XIX века (т.н. «ставролитовая зона» по Barrow, 1893). Он типичен для высокоглиноземистых пород, в частности пелитов, преобразованных в низкотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма. Петрологическая информативность ставролита послужила стимулом для проведения ряда эмпирических и теоретических исследований с целью уточнения физических, химических и термодинамических свойств этого минерала.

Судя по природным данным (Кориковский, 1979; Ballèvre et al., 1989; Chopin et al., 2003 и др.) и экспериментальным калибровкам (Comodi et al., 2002 и др.), ставролитсодержащие парагенезисы стабильны в интервале давлений (P) от 1-2 до ~32 кбар и температур (T) от 450 до ~700°C. Температурное поле устойчивости ставролита и его парагенезисов наиболее широкое в интервале P от 3 до 8 кбар, но при повышении P ≥ 10-11 кбар оно быстро сужается, а его состав сдвигается в сторону более магнезиального члена этого твердого раствора.

Изученные нами ставролитсодержащие породы широко распространены в Северном Приладожье (юго-восточное окончание Свекофеннского пояса), где они представляют части разреза раннепротерозойских метаосадков ладожской серии. В районе описана региональная метаморфическая зональность с северо-востока на юго-запад от андалузитовой зоны через силлиманит-мусковитовую, силлиманит-калишпатовую, кордиерит-калишпатовую до высокотемпературной гранат-кордиерит-калишпатовой (Балтыбаев и др., 2000). Возникновение ставролитовых парагенезисов в вышеперечисленных зонах определяется не только изменением P и T, но и зависит от состава протолита. В данном сообщении рассматриваются количественно влияния этих параметров, применительно к специально подобранной авторской коллекции образцов ладожских метапелитов.

Моделирование фазовых равновесий выполнялось с помощью программы Perple_X v.688 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2019г) с базой термодинамических данных hp02ver (Holland, Powell, 2011) минералов и твердых растворов биотита, плагиоклаза, амфиболов, хлоритов, граната, шпинели, ортопироксена, светлых слюд, хлоритоида, ставролита, кордиерита, ильменита в модельной системе MnKFMASH (MnO-Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O). Входными данными служили результаты химического анализа метапелитов ладожской серии из восточного обрамления Коккасельского купола (обр. Б-05-177): SiO_2 67.25; Al_2O_3 12.98; Fe_2O_3общ 9.85; MgO 2.22; K_2O 2.84; Na_2O 1.52; CaO 0.45; MnO <0.1 масс.%. Предполагалось, что изучаемая система содержит водно-углекислотный флюид, мольная доля углекислоты (X_{CO2}) в котором принята 0.3 по данным изучения флюидных включений в синметаморфических кварцевых жилах из метапелитов (Балтыбаев и др., 2000).

На P-T диаграмме для образца Б-05-177 при T=500-900°C, P=1-7 кбар (рис. 1а) низкотемпературная (<500°C) область представлена ассоциацией

Qu[1]±Bt+Pl+Mu+Chl±Ilm±Tit±Ru, а высокотемпературная (500-700°C) характеризуются появлением Crd, St, Grt. Самые высокотемпературные парагенезисы содержат Opx, Sil, в них исчезают водосодержащие минералы, появляется расплав за счет анатексиса пелитов.

Ставролит появляется в области: T=510-635°C, P >2 кбар (рис. 1б). При увеличении T и P появляется Qu+Bt+St+Pl+Ilm+Grt парагенезис, устойчивый в широкой области: T=550-630°C, P >3.5 кбар. В Qu+Bt+St+Pl+Crd+Chl+Ilm парагенезисе с увеличением P и T сначала исчезает Chl, появляется Gt (при 540-550°C), а затем исчезает Crd. С ростом P в парагенезисе Qu+Bt+St+Pl+Ilm+Chl+And сначала исчезает And, появляется Gt, а затем исчезает Chl.

Критичным параметром, определяющим появление St, является магнезиальность (железистость) системы (X_{Fe}=(Fe/(Fe+Mg) или X_{Mg}=1-X_{Fe}). В ладожских метапелитах содержания MgO и FeO широко варьируют. Для пород разного состава была построена бинарная диаграмма, которая моделирует минеральные парагенезисы в зависимости от X_{Mg} (рис. 2). Эта диаграмма дает возможность предсказывать появление ставролитсодержащих парагенезисов не только в зависимости от температуры, но и от содержания MgO и FeO в породе при (P=const= 4 кбар), предполагаемом для этих пород. Положение образца Б-05-177 X_{Mg} = 0.18 показано на оси X стрелкой. Для этого состава с ростом температуры мы наблюдаем смену парагенезисов: Qu+Bt+Pl+Mu+Chl+Ilm±Ru±Tit → +St (560°C)→ –Mu (565°C) → +Grt (570°C) → –Chl (580°C) → +Crd, –St, +Sil (620°C) → частичное плавление (>670°C).

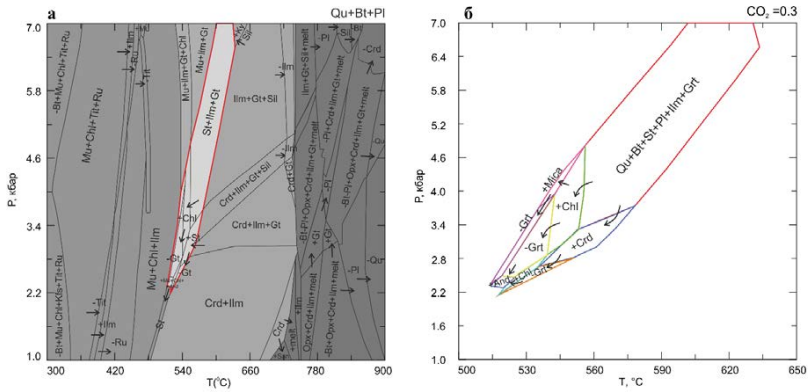


Рис. 1 а – P-T диаграмма для обр. Б-05-177. Красной линией выделена область присутствия ставролита; б – детализация области существования ставролитсодержащих парагенезисов. +/– означает появление/исчезновение минеральной фазы.

Если бы протолитом была порода другого состава, например, с X_{Mg} = 0.3 (более магнезиальная), то по сравнению с актуальным составом область устойчивости St сильно бы сузилась, а исчезновение Chl и появление Grt происходило бы в более высокотемпературной области, при этом при повышении T нельзя было бы ожидать появления Als.

[1] Сокращения для минералов: And – андалузит, Bt – биотит, Chl – хлорит, Crd – кордиерит, Ilm – ильменит, Gt/Grt – гранат, Mu – мусковит, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Qu-кварц, Ru – рутил, Sil – силлиманит, St – ставролит, Tit – титанит.

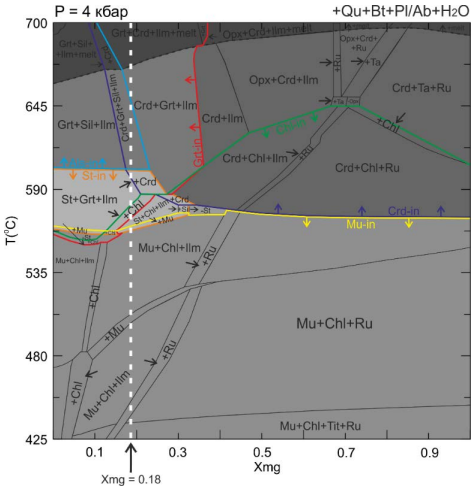


Рис. 2 Бинарная диаграмма, моделирующая минеральные парагенезисы в зависимости от магнезиальности породы и T (при P=const= 4 кбар). Оранжевая линия – появление St, красная – Grt, желтая – Mu, зеленая – Chl, синяя – Crd, голубая – Als (Sil).

Для более железистого протолита (напр., с X_{Mg} = 0.1) с ростом T мы должны наблюдать следующую смену парагенезисов: Qu+Bt+Pl+Mu+Chl+Ilm → +Grt, –Chl (550-555°C) → +St, –Mu (560-565°C) → –St, +Sil (600-605°C) → частичное плавление (>660°C). При данном составе область устойчивости St наиболее широкая, хотя X_{Mg} недостаточно для образования Crd.

В соседних пачках метапелитов из западного обрамления Коккасельского купола (около пос. Харлу) были отобраны и проанализированы образцы, не содержащие ставролит – биотитовый (обр. Б-19-314) и гранат-биотитовый сланцы (обр. Б-19-315). Моделирование последовательности метаморфического минералообразования в этих сланцах с использованием их валовых составов показало хорошую воспроизводимость реальных парагенезисов - при тех же PT-условиях, когда возникает ставролит, в этих породах он не образуется: для Bt-сланца характерен парагенезис Qu+Bt+Fsp+Ilm+Chl, а для Grt-Bt-сланца – Qu+Fsp+Grt+Ilm±Crd ±Sil.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А.., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. Санкт-Петербург: СПбГУ, **2000**. 198 с.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. Москва: Наука, **1979**. 264 с.

Ballèvre M., Pinardon J.-L., Kiénast J.-R. Vuichard J.-P. Reversal of Fe-Mg partitioning between garnet and Staurolite in eclogite-facies metapelites from the Champtoceaux nappe (Brittany, France) // Journal of Petrology. **1989**. V. 30. P. 1321–1349.

Barrow G. On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southeast Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism // Quarterly Journal of the Geological Society of London. **1893**. V. 19. P. 33–58.

Connolly J.A. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics // American Journal of Science. **1990**. V. 290. P. 666–718.

Comodi P., Montagnoli M., Zanazzi P.F., Ballaran T.B. Isothermal compression of Staurolite: A single-crystal study // American Mineralogist. **2002**. V. 87. P. 1164–1171.

Chopin C., Goffe B., Ungaretti L., Oberti R. Magnesio-staurolite and zinco-staurolite: mineral description with a petrogenetic and crystal-chemical update // Eur. J. Mineral. **2003**. V. 15. P. 167–176.

ОСОБЕННОСТИ ПИРОКСЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВА НУРАЛИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Гатауллин Р.А.
Башкирский государственный университет, Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа
rusgatln97@gmail.com

Нуралинский массив расположен на границе Республики Башкортостан и Челябинской области в Главном Уральском разломе, представляет собой линзовидное тело около 20 км в ширину и до 4 км в ширину (рис.1). На небольшой территории массива присутствуют почти все структурно-вещественные комплексы офиолитов, от ультрабазитов на западе, до габброидов и серпентинитового меланжа на востоке (Савельев и др, 2008). Целью работы являлось изучение пироксеновой минерализации перидотитов и пироксенитов южной части Нуралинского массива.

Изучение офиолитовых ультрамафитов зоны Главного Уральского разлома (в том числе массива Нурали) актуально из-за их слабой изученности как на хромиты, так и на благороднометалльное оруденение (Рыкус и др., 2009).

Породообразующее значение в ультрамафитах имеют пироксены, ими сложено от 5 об.% породы в случае перидотитов до 100об.% - в пироксенитах.

Большую часть массива слагают перидотиты. Подчинённое значение имеет пироксенит, слагающий жилы до 20 см толщиной. Основной породообразующий минерал дунита и перидотитов - оливин. Перидотиты содержат в значительных количествах также и пироксены - моноклинный и ромбический. Перидотиты и дуниты обладают петельчатой структурой, массивной текстурой, пироксениты - полнокристалической структурой, массивной текстурой.



Рис.1 Расположение изучаемого района по (Аулов и др., 2015)

В пироксенитах моноклинный и ромбический пироксен составляют вместе почти 100% породы. Содержания в пироксенитах оливина и хромшпинелида незначительны. Некоторые пироксениты затронуты серпентинизацией в незначительной степени (до 20%), но также встречаются апоперидотитовые серпентиниты с содержанием серпентина до 80%.

В перидотитах ортопироксен представлен в виде таблитчатых зёрен до 1 см. Ламели имеют более высокие интерференционные окраски чем ортопироксен (рис.2б.), сложены, клинопироксеном, амфиболом. Края соседних зёрен ортопироксена неровные, ребристые, но сглаженные на крайних к матриксу сторонах. В апоперидотитовом серпентините пироксен почти полностью замещен баститовыми псевдоморфозами. Остальные зёрна ортопироксена также изменены. Фиксируется неоднородное погасание некоторых зёрен, свидетельствующее о том, что они были подвергнуты пластическим деформациям. В пироксенитах размеры зёрен ортопироксена до 4 мм.

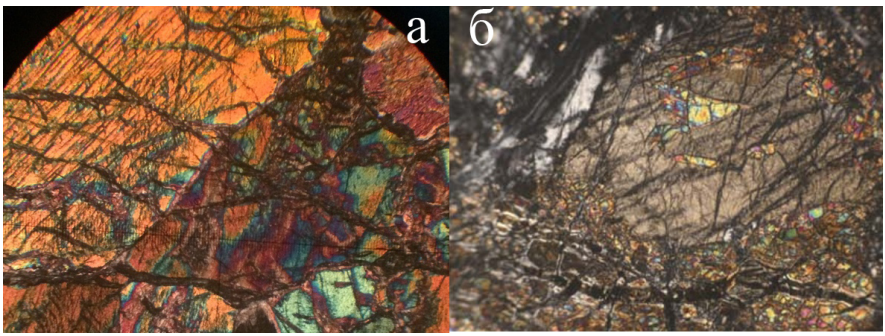


Рис. 2а Зерно клинопироксена (вверху слева) с ламелями соседствует с зерном оливина, рассечённым серпентинизированными трещинами. 2б – зерно ортопироксена с включениями клинопироксена окружено серпентинизированным оливиновым матриксом. Поля зрения – примерно по 1,5 мм.

В пироксените зерна клинопироксена почти повсеместно содержат ламели ортопироксена. Размеры зерен до 8 мм. Встречается серпентинизиция зерен клинопироксена отдельными блоками. Ламели тонкие и проходят через всю длину зерна (рис.2а.), в некоторых шлифах они выдержаны по ширине и более часты. Некоторые малые зёрна как бы смяты между крупными.

Ортопироксены из исследованных пород по химическому составу соответствуют энстатиту с малым содержанием волластонитового и ферросилитового миналов. Клинопироксены - эндиопсиду и диопсиду, доля волластонитового минала варьирует между 0,24 и 0,47 формируя две кучно расположенные группы фигуративных точек (рис.3).

Таким образом, пироксены из перидотитов и пироксенитов южной части массива Нурали затронуты вторичными изменениями различной степени, их состав варьирует от энстатита в случае ортопироксена до эндиопсида и диопсида, что типично для пироксенов из пород офиолитовой ассоциации. Наличие неоднородного погасания и ламелей как следов распада твёрдого раствора в пироксенах перидотитов свидетельствует о том, что породы в ходе своего образования претерпевали пластические деформации.

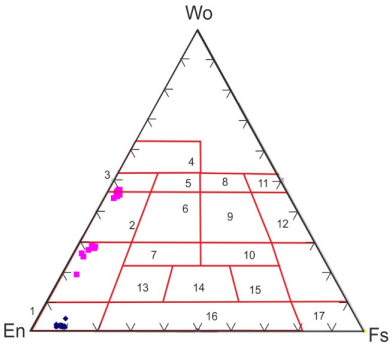


Рис. 3 Треугольная диаграмма миналов пироксенов. En - MgSiO3; Wo - CaSiO3; Fs - FeSiO3. Квадраты – фигуративные точки клинопироксенов, ромбы – ортопироксенов. Поля - по данным (Добрецов и др, 1971): 1 - энстатит, 2 - энстатит-диопсид, 3 - диопсид, 4 - фассаит, 5 - салит, 6 - авгит, 7 - субкальциевый авгит, 8 - ферросалит, 9 - ферроавгит, 10 - субкальциевый ферроавгит, 11 - геденбергит, 12 - феррогеденбергит, 13 - Mg-пижонит, 14 - пижонит, 15 - Fe-пижонит, 16 - гиперстен, 17 – ферросилит.

Аулов Б. Н., Владимирцева Ю. А., Гвоздик Н. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XII – Златоуст. Объяснительная записка. Москва: МФ ВСЕГЕИ, **2015**.

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А., Соболев В.С. Породообразующие пироксены - Москва: Наука, **1971**. 454 с.

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

Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала, **2008**. 320 с.

РАЗЛИЧИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ИМПАКТНЫХ ПОРОД В КРАТЕРЕ ЖАМАНШИН

Генин Д. А., Соловьева А. Д.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
st055429@student.spbu.ru

Астроблема Жаманшин расположена в Иргизском районе Актюбинской области Республики Казахстан (48°24′ с. ш. 60°58′ в. д.). Морфологически астроблема представляет собой вытянутую кольцеобразную структуру, диаметр внутреннего кольца которой равен 7x7 км (Флоренский и Дабижа, 1980). K-Ar возраст определен в 4,8 ± 0,8; 8,1 ± 0,9 и <1 млн. лет по импактным стеклам кратера Жаманшин (Kostik and Piliya, 1973; Florensky, 1975).

Также, результаты трекового датирования показали возраст 1,07 ± 0,05 млн лет (Storzer and Wagner, 1977). Таким образом, два сообщенных возраста указывают на то, что кратер образовался не ранее плиоцена (Glass, 1979). Данная астроблема имеет ряд особенностей (Gornostaeva, 2018), связанных с присутствием в ней жаманшинитов (импактитов первого рода, перекристаллизованных пород мишени) и иргизитов (тектитов, оплавленных кусочков стекла с минеральными и газовыми включениями) на одном участке, что выделяет кратер среди других схожих на Земле. Помимо упомянутых ранее импактных пород в Жаманшине присутствуют тагамиты (сливное стекло с микролитами), зювиты (обломочные пористые брекчиевидные импактиты) и лешательериты (преобразованный кварцевый песок) (Масайтис, 1983).

Для получения дополнительной информации о возрасте кратера применен также палеомагнитный метод по образцам из палеогеновых глин и по образцам жаманшинитов. В результате измерений по общепринятой методике было установлено, что намагниченность жаманшинитов и большинства обожженных глин обратная. Наиболее молодая продолжительная эпоха обратной полярности – эпоха Матуяма началась 2,42 и закончилась 0,69 млн. лет назад. В конце ее отмечается эпизод нормальной полярности Харамильо (1-0,85 млн. лет). После 0,69 млн. лет наступила эпоха Брюнес, отличающаяся прямой полярностью, продолжающаяся и поныне. Она прерывалась весьма кратковременными (значительно короче 10 000 лет) эпизодами обратной полярности. Поэтому с учетом определений геоморфологическим методом наиболее вероятно, что кратер Жаманшин образовался в эпоху Матуяма, но после эпизода Харамильо, т.е. он древнее 0,69, но моложе 0,85 млн. лет (Флоренский и Дабижа, 1980).

Результаты радиологических датирований кратера Жаманшин по импактитам, полученные в 70-ые годы прошлого века, указывают на различие возрастов пород, что противоречит природе импактного события, которое мгновенно с геологической точки зрения. Палеомагнитные исследования магнитосодержаших пород, которые могли бы указать на время формирования магнитных минералов после импактного события, не были уточнены. Целью данной работы является комплексное изучение магнитосодержащей фазы в импактитах Жаманшина, основанное на петромагнитных характеристиках и химическом составе для определения породы, по которой, в дальнейшем, возможно определение возраста события методами палеомагнитологии. В общей сумме изучено 23 образца: жаманшиниты (темные и светлые), иргизиты, зювиты, тагамиты, лешательериты.

Сканирование вторичными электронами методом WDX было проведено на спектрометре Oxford Instruments X-Max, установленном на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, в НРЦ СПбГУ «Геомодель»; спектроскопия комбинационного рассеяния –на рамановском спектрометре **Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800, в НРЦ СПбГУ «Геомодель»**; рентгенофлюоресцентный анализ XRF (WDX) – на базе ВСЕГЕИ; рентгенофазовый анализ XRC – в НРЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования»; мёссбауэровская спектроскопия проведена в ИГГД РАН на базе НРЦ СПбГУ “Магнитно-резонансные методы исследования” на спектрометре Bruker Elexsys E580 с источником ^{57}Co(Rh); показатель преломления определялся методом рефрактометрии, а плотность – методом гидростатического взвешивания.

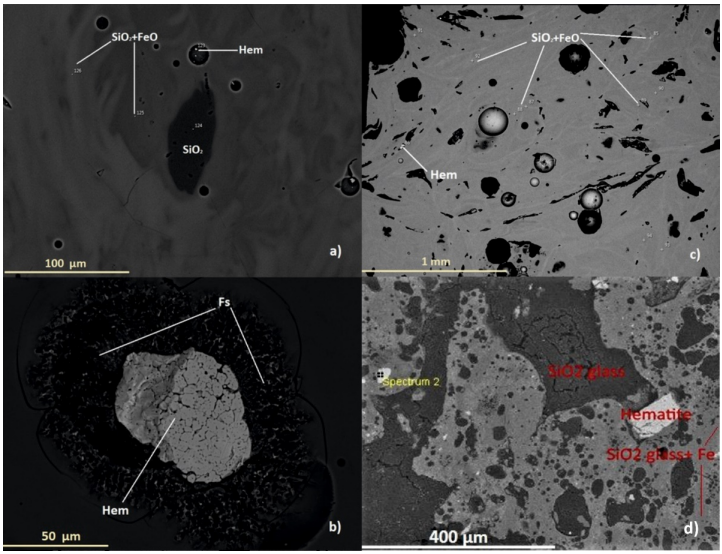


Рис. 1 Структура импактитов: a) тагамит; b) импактит первого рода; c) иргизит; d) зювит. Сканирование вторичными электронами.

По степени яркости объектов на фотографиях, сделанных на сканирующем электронном микроскопе, можно судить о количестве железосодержащей фазы, находящейся в аморфном состоянии или входящей в состав минеральных включений (чем светлее участок – тем больше в нем железа). Заметно различие содержания железа в микролитах и в аморфной массе образца (рис. 1). Тагамит отличается малой пористостью и высокой аморфностью структуры. Импактит первого рода имеет небольшое количество минеральных железосодержащих включений гематита (вероятно, еще магнетита и/или ферросилита), множество газовых включений. Иргизит имеет высокое содержание железа в аморфной форме – от 4,1 до 6 вес. %; содержание SiO_2 – от 76,5 до 78,9 вес. %. Плотность иргизита измерена в 2,1 г/см^3; показатель преломления – 1,5.

По данным анализа XRF, содержание SiO_2 меняется в пределах от 52 до 78 вес. %, вариация FeO от 4,75 до 11 вес. % в исследуемых образцах. Наибольшее содержание железа (около 10 вес. %) обнаружено в зювитах, равно как и наименьшее содержание кремния (около 53 вес. %). Помимо этого, в лешательерите обнаружено повышенное содержание CaO (около 22 вес. %) и пониженное содержание FeO (около 2 вес. %). Таким образом, наблюдается тренд обратной корреляционной зависимости SiO_2-FeO (рис. 2), из которого выбиваются образцы лешательерита.

Данные XRC подтвердили нахождение большей части пород в аморфном состоянии, за исключением жаманшинитов и зювитов, на спектрах которых выявляются включения железосодержащих оксидных и фосфатных минералов, помимо спектра стекла.

Для определения магнитной фазы и выделения минеральных видов оксидов железа в породах была проведена мёссбауэровская спектроскопия. В образцах выявлены оба варианта степени окисления железа (+2 и +3) с вариацией от 0,04 до 0,62. В немагнитных образцах наблюдаются ассиметричные широкие дублеты, в свою очередь, в магнитных образцах – секстеты с изомерным сдвигом 0,3 мм/с, и квадрупольным расщеплением 0,2-0,4 мм/с (Goncharov et al., 2019). По графику (рис. 2) можно выделить три группы пород. К

первой группе пород относится лешательерит с пониженным содержанием FeO и с содержанием Fe^{3+}: 100 %. Вторая группа: тагамит, иргизит, жаманшинит – отличается узким диапазоном содержания FeO (от 4,5 до 7,5 вес. %) и диапазоном изменения Fe^{3+}/Fe общ. до 55 %. К третьей группе относится зювиты: FeO – от 8,5 до 11,5 вес. %; Fe^{3+}/Fe общ. – от 55 до 65%.

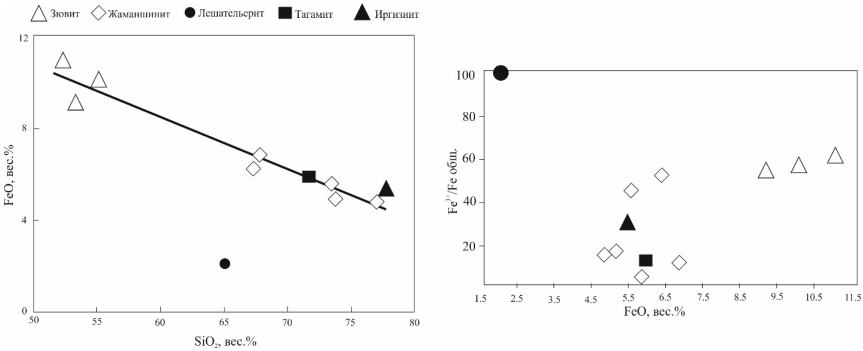


Рис. 2 Графики зависимости содержания SiO2, вес. % – FeO, вес. % и Fe3+/Fe общ. – FeO, вес. % в изучаемых образцах.

Масайтис В.Л. Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов. Ленинград: Недра, **1983**. 159 с.

Флоренский П. В., Дабижа А. И. Метеоритный кратер Жаманшин. Москва: Наука, **1980**. 128 с.

Glass B. P. Zhamanshin crater, a possible source of Australasian tektites? Department of Geology, University of Delaware, Newark, Delaware, **1979**.

Florensky P. V. The Zhamanshin meteorite crater (the northern Near-Aral') and its tektites and impactites: Academy of Sciences of the USSR, Geological Serial No. 10, **1975**.

Goncharov A.G., Sergienko E.S., Genin D.A. Mössbauer and EPR Studies of Iron Environments in Impact Assemblage of Zhamanshin Crater // Conf. ICAME. **2019**.

Gornostaeva T. A., Mokhov A. V, Kartashov P. M., Bogatikov O. A. Impactor Type and Model of the Origin of the Zhamanshin Astrobleme, Kazakhstan. **2018**. V. 26. № 1.

Kostik G. A., Piliya B. V. Neogenic volcanic glasses of the Zhamanshin landmark in the Near-Aral area // Izvestiya Akademii Nauk SSR, Seriya Geologicheskaya. **1973**. № 2.

Storzer D., Wagner G. A. Fission track dating of meteorite impacts // Meteoritics. **1977**. V. 12.

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ КОНЦЕНТРАЦИЮ РЗЭ КОШРАБАДСКОГО ИНТРУЗИВА

Джуманиязов Д.И.[1], Мусаев А. [1], Каримова Ф.Б. [1], Нематуллаев С.Ю.[2]
[1]Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз,
[2]ГУП «Самаркандгеологии» Госкомгеологии РУз
denisbey@list.ru

В Кошрабатском интрузиве соотношение метасоматических процессов с динамикой интрузивной деятельности позволяет выделить магматические и постмагматические метасоматические образования. В соответствие с физико-химической классификации метасоматитов, разработанной Д.С. Коржинским (1955) и его учениками (Жариков, 1959; Омельяненко, 1965) были выделены признаки систематики метасоматических пород. В магматическом этапе замещение одних минералов другими осуществляется по реакционному принципу Н. Боуэна под влиянием термохимического эффекта и валовых концентраций элементов, кристаллизующихся из насыщенного газово-флюидным комплексом легкоплавких компонентов силикатного магматического расплава. Эти процессы обычно интерпретируются кристаллооптическими свойствами минералов и их ассоциаций. Постепенное нарастание роли подвижных компонентов, в первую очередь калия и натрия, способствует началу щелочного, а также щелочно-галоидного метасоматоза. В зависимости от фациальных условий становления магматического очага это является причиной многообразных разновидностей метасоматических изменений и их последовательной смены друг друга.

Когда наступает позднемагматическая кристаллизация легкоплавкие щелочные и галоидные элементы становятся закономерными участниками кристаллизующихся минералов. Они определяют структурные и текстурные особенности кристаллизующегося расплава. Начиная с момента вхождения воды, углекислоты и галоидных элементов (F, Cl, P, S и др.) в состав образующихся петрогенных минералов наступает постмагматическая стадия формирования метасоматических пород в условиях высоких, средних и низких температур. В соответствии с этим выделяют высокотемпературные, среднетемпературные и низкотемпературные минеральные парагенезисы, сопровождаемые определенными рудогенными элементами, дающими возможность классифицировать метасоматиты на различные формационные типы (скарны, грейзены, апограниты, родингиты, роговики, вторичные кварциты и др.). На Чармитанском и Наукинском рудных полях можно встретить все перечисленные типы метасоматических формаций, развитых с различной степенью интенсивности проявления. Все эти формационные типы характеризуются тем или другим комплексом рудогенных элементов. В соответствии с задачей выполняемой темы исследований мы остановимся на характере распространения редких и редкоземельных элементов, имеющих повышенные концентрации, которых были установлены предыдущими исследователями и результатами выполняемых тематических работ авторов настоящего отчета. На данный момент выполнения проектного отчёта мы приведём два основных фактора концентрации РЗЭ в Чармитанском рудном поле.

Первый фактор – многообразие (полигенность) проявления концентраций РЗЭ в связи с различными формационными типами постмагматических изменений (скарнов-грейзенов, апогранитов, пегматитов, роговиков, родингитов, вторичных кварцитов и т.д.), с которыми наблюдается образование минералов, содержащих в своем составе редкие и редкоземельные элементы.

Второй фактор – характерный для более лейкократовых разностей граносиенитов Кошрабадского интрузива, среди которых особым характером выделяются метасоматиты

месторождения Урталик, где главным фактором концентрации редких земель выступает процесс альбитизации, приводящий к формированию эйситовой формации метасоматитов.

Можно констатировать широкое развитие в пределах Чармитанского рудного поля редкоземельной минерализации. Довольно высокие их концентрации вызывает интерес к попутному их извлечению при переработке золотоносных рудных тел. Минералогически они представлены фосфатными, окисными, карбонатными и гидрокарбонатными соединениями. Присутствие в Чармитанском рудном поле карбоната или гидрокарбоната иттербия, индивидуально проявленного, может указать на новое минеральное соединение неизвестное в литературе. По условию локализации TR минерализация Чармитанского рудного поля генетически и парагенетически связана с крупнозернистыми граносиенитами главной второй фазы интрузии Кошрабадского интрузива и прорывающими их гранитоидами дайковой фации третьей фазы.

В образовании редкоземельного оруденения в Чармитанском золото-вольфрамовом месторождении околорудные изменения березит-лиственитовой формации играли главную роль. Они развиты по экзоконтактовым роговикам и эндоконтактовым зонам приконтактового выщелачивания. По степени распространения комплекса редкоземельных минералов с промышленной значимостью, месторождение Чармитан можно с уверенностью отнести к золото-вольфрамово-редкоземельному типу.

При региональной альбитизации в завершающем этапе процессы пропилитизации происходит существенное перераспределение рудообразующих элементов. Это связано с наступлением процессов березит-лиственитовой метасоматической формации, сопряженной с процессом рудоотложения. Полихронность выделения рудных минералов вызывает смену ассоциаций последних в зависимости от режима физико-химических условий рудообразования по температуре, давлению, плотности растворов, изменению эффективной концентрации и растворимости рудообразующих элементов. На изученном участке месторождения «Урталик» проявлено редкое, редкоземельное и полиметаллическое оруденение. Редкие элементы цирконий и ниобий может иметь реститовый характер в последствии, приобретающий устойчивое состояние при рекристаллизации рудоносных минералов. При этом редкий элемент цирконий и редкоземельный элемент иттербий селективно концентрируются в цирконе и апатите соответственно. Редкие (Se, Te), благородные (Au, Ag), полиметаллические (Fe, Ni, As, Sb, Cu, Zn) элементы составляют их сульфиды.

Все эти свойства являются поисковыми признаками кислотных метасоматитов месторождения «Урталик» Чармитанского рудного поля. Они могут быть использованы для оценки рудоносности и других участков названного рудного поля.

Иттриевые редкие земли с главным рудным минералом ксенотимом встречаются реже или же пока установлены мало на Чармитанском рудном поле. Возможно, это следствие общей закономерности распространения редких земель в земной коре, где цериевые редкие земли всегда преобладают над иттриевыми. Все же на Чармитанском месторождении иттриевые земли развиты в ощутимых концентрациях. Здесь нередки комплексные церий – иттриевые земли, представленные цирконами с метамиктными включениями редкоземельных элементов в виде малаконов или циртолитов.

В кальцитах данного участка месторождения Чармитан содержания иттербия имеют близкие к апатитовым значениям – 0.59-0.92%. В целом, содержания иттербия в карбонатных соединениях коррелируются с содержаниями кальция. Среди иттербий содержащих кальциевых соединений месторождения встречены также разности, где содержание CaO достигает 76%, а концентрация в них Yb и Cb доходит до 1.3-1.98%, что в два раза превышает содержание Yb в обычных для рудного поля иттриевых карбонатах. При каких условиях происходит гидратация или диссоциация кальцита, приводящая к возрастанию CaO, нужно выяснить. Не исключено, что это происходит под контактово-

термальным воздействием даек гранитов последних фаз внедрения Кошрабатского интрузива.

Являются ли приведенные соединения кальция с иттербием собственными минералами иттербия, это вопрос, требующий тщательного изучения и имеющий большой научный интерес. Если учесть, что иттербий вместе с лютецием представляют самые тяжелые лантаноиды, являющиеся самыми дорогими металлами среди редких земель, то установление собственных минералов таких элементов, представляет огромный практический интерес. В связи с этим изучение характера распространения редкоземельных элементов Чармитанского рудного поля становится злободневной проблемой.

На Чармитанском рудном поле к минералам носителям, а в отдельных случаях концентратором редкоземельной минерализации являются следующие минералы: апатит, ауэрлит, ашарит, гранат, Известняк (кальцит) карбонаты (доломит, сидерит, анкерит, брейнерит и. т.д.) ксенотим, монацит, серианит, сфен, торит, фосфат иттрия, циркон, чертит, эпидот. Наличие таких впервые установленных минералов ауэрлита, ашарита, ксенотима, монацита, серианита, чертита характеризует металлогенический облик Чармитанского рудного поля, для которого широкое распространение тяжелого лантаноида иттриевой группы иттербия вызвано геохимической специализацией щелочных метасоматитов этой металлогенической провинции. Это дает возможность использования данную характеристику как критерий, имеющий прогнозное значение. Немало значение этого критерия в отношении его теоретического осмысления.

Начиная разработку тематики настоящего прикладного исследования, мы ставили целью сравнительный анализ условий проявления редкой и редкоземельной минерализации в Центрально-азиатском орогеническом поясе в восточной части которого имеется гигантское месторождение редкоземельного оруденения Баян-Обо во внутреннем Китае. Центральная часть этого пояса знаменит присутствием немалозначимого месторождения Ак-тюз в северном Тянь-Шане в Киргизии, где было налажено производство иттрия и сопутствующих к нему редкоземельных металлов. В этой ситуации установление редкоземельной минерализации в Чармитанском рудном поле, занимающем западную часть, отмеченного Центрально-азиатского орогенического пояса, представлял большой практический и теоретический интерес. В этом отношении проведенные к настоящему времени предварительные исследования показали наличие много общих черт механизмов концентрации РЗЭ в месторождениях орогенического пояса. Но возрастные взаимоотношения и особенности геологического строения их наложили много отличительные черты между сравниваемыми месторождениями.

Жариков В.А. Скарновые месторождения. -В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Москва: Недра, **1968**. С. 220-302.

Жариков В.А., Омельяненко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. Москва: Недра, **1965**. С. 119-194.

Коржинский Д.С. Петрология туринских скарновых месторождений меди. Труды института геологических наук. вып. 68 сер. рудных месторождений № 10. Изд. АН СССР, **1948**. 148 с.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ЩЕОЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА АРБАРАСТАХ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ, ЯКУТИЯ)

Жумадилова Д.В.[1,2], Прокопьев И.Р.[1,2], Дорошкевич А.Г.[2]
[1]Новосибирский государственный университет, Новосибирск,
[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск
didi30750@gmail.com

Арбарастахский массив располагается на территории Республики Саха (Якутия), на Алданском щите, в бассейне р. Арбарастах (левый приток р. Идюм). Массив впервые был обнаружен в 1940-х гг. при проведении геологической съемки 1:100000 масштаба и впоследствии исследован для оконтуривания аэроаномалий урановой и уран-ториевой природы (Горшко и др., 1994). Характерной чертой Арбарастахского массива является его концентрически-зональное строение, выраженное в закономерном чередовании пород с разным составом и разными условиями залегания (Глаголев и др., 1974). Щелочной массив прорывает метаморфические породы нижнего архея и обрамляется ореолом фенитов. Ядро массива представлено штокообразным телом пироксенитов. К центральной части массива приурочены выходы фоскоритов, залегающих как в форме мелких жил, так и крупных линзообразных тел. Породы состава ийолит-уртитов и мельтейгитов развиты в небольших масштабах в краевых частях ядра массива. Для пород карбонатитовой серии характерны дуговидные и полукольцевые в плане формы залежей, а также разнообразные штокверки и жильные зоны. Также в массиве встречаются дайки ультраосновных пород, которые, судя по геологическому соотношению с другими фазами, образовались позднее карбонатитов. Завершающей стадией магматизма являются дайки и малые интрузивные тела сиенитов. Возрастные характеристики щелочных пород массива отвечают неопротерозою (Геол. карта…, 1986). В данной работе будут описаны основные силикатные фазы массива.

Петрографическое и минералогическое изучение пород показало, что наряду с пироксенитами, основная фаза массива представлена якупирангитами. Якупирангиты образуют мелко-среднезернистую породу, часто флогопитизированную. Структура породы - неравномернозернистая, местами порфировая, размеры зерен варьируют от 3 мм до 1 см; текстура - массивная, иногда со шлировыми обособлениями кристаллов флогопита. Содержание SiO_2=30-40 масс.%, количество Na_2O+K_2O=3-10 мас.%. Главные породообразующие минералы: клинопироксен (70%), амфибол (15%), биотит (10%) и апатит (5%). Второстепенные минералы: кальцит, барит, баритоцелестин, стронцианит, скаполит, нефелин. Акцессорные минералы: циркон, титанит. Клинопироксен замещается биотитом, амфиболом и кальцитом; по составу является промежуточным между эгирином и диопсидом - $Di_{40}Aeg_{50}Hed_{5\text{-}10}$. Минерал содержит примесь TiO_2 до 0,4 мас. %. Амфибол по составу относится к группе щелочных амфиболов − рихтериту. Слюда в якупирангитах представлена тетраферрифлогопитом. Кристаллы флогопита чаще всего зональные, что обусловлено различным содержанием Fe, Mg и Ti (рис. 1а). Апатит по составу относится к группе фторапатита: содержание F до 4 мас. %, SrO до 1,6 мас. %, $LREE_2O_3$ до 3,9 масс.%. Нефелин и замещающий его скаполит образуют редкие зерна неправильной формы. Титанит образует удлиненные конвертовидные кристаллы, циркон призматические зерна, размером до 100 мкм. Кальцит содержит стронций (SrO до 1,3 мас. %), в породе занимает интерстиционное положение, либо замещает пироксен и амфибол.

Ийолиты и ийолит-уртиты представляют собой массивные породы с равномернозернистой, среднезернистой структурой. Содержание SiO_2=34-35 мас. %, количество Na_2O+K_2O= 13-13,5 масс.%. Породообразующими минералами являются

нефелин и клинопироксен; второстепенными - кальцит, апатит, скаполит, ильменит, биотит, титанит; акцессорными – циркон и бадделеит (рис. 1б).

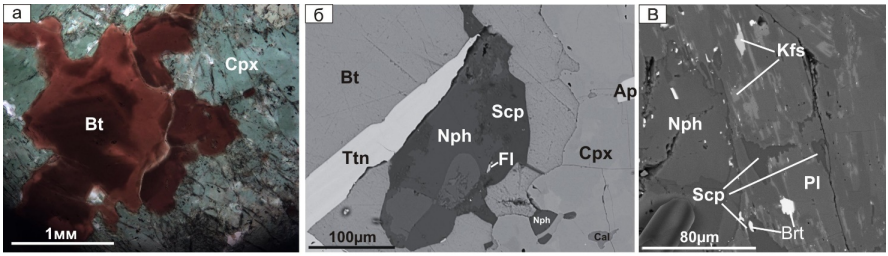


Рис. 1 Минеральный состав силикатных пород массива Арбарастах: а – фото шлифа с зональным флогопитом в якупирангите; б – СЭМ-фото ийолита: неоднородность в составе нефелина и его замещение скаполитом; в – СЭМ фото сиенита: пойкилитовые включения калишпата (с разным содержанием BaO) в плагиоклазе, замещение кристаллов плагиоклаза скаполитом. Названия минералов приведены согласно Whitney and Evans (2010).

Нефелин образует изометричные зерна, которые формируют мозаичную структуру. Характерным для нефелина является его замещение скаполитом по краю зерен и неоднородность, обусловленная примесями CaO до 5,8 мас. % и FeO_t до 0,4 мас. % (рис. 1 б). Слюда в ийолитах представлена зональным флогопитом, что обусловлено увеличением содержания железа и титана от центра к краю (TiO_2=0,5-2 мас. %). Фторапатит образует призматические зональные кристаллы, обогащенные SrO до 1,4 мас. %, Ce_2O_3 до 2,7 мас. %, La_2O_3 до 0,7; Nd_2O_3 до 1 масс.%. Вариации содержания LREE и Na являются причиной зональности в минерале. Титанит в породе образует клиновидные и удлиненные кристаллы, которые содержат в своем составе примеси FeO_t до 2,3 мас. %, ZrO_2 до 2,5 мас. % и Nb_2O_5 до 1,7 мас. %. Титанит часто встречается в срастании с ильменитом. Кальцит в породе встречается редко и образуется как вторичный по пироксену или биотиту. В химическом составе кальцита отмечаются содержания SrO до 0,6 мас. %. Циркон и бадделеит в ийолитах образуют ксеноморфные зерна размером до 100 мкм, в составе которых присутствует примесь HfO_2 до 1,7 мас. %.

Породы среднего состава представляют собой фельдшпатоидные сиениты, которые являются наиболее поздней силикатной фазой массива. В породах содержание кремнезема составляет 57-59 мас. %, а сумма щелочей равна 12 мас. %. Породообразующими минералами являются полевые шпаты, нефелин, клинопироксен, второстепенными - биотит, апатит, лейцит, барит, стронцианит, мусковит, скаполит, банальсит, акцессорными - пирохлор, титанит и ильменит. Калиевый полевой шпат образует пойкилитовые вростки в альбите (рис. 1 в). В качестве примесей в полевых шпатах всегда присутствуют BaO до 10 мас. % и FeO до 0,3 мас. %, а для нефелина характерными являются CaO до 4,6 мас. % и SrO до 1,5 мас. %. В некоторых образцах в виде вростков встречается бариевый полевой шпат - банальсит, с содержанием BaO до 40 мас. % (рис. 1 в). Пироксен по составу соответствует эгирин-диопсиду $Di_{40-50}Aeg_{30-40}Hed_{10-20}$. Апатит относится к группе фторапатита и содержит в своем составе оксиды Sr, La, Ce, Nd до 1, 5-2 масс.%. по составу принадлежит к группе флогопита с содержанием TiO_2 до 2,5 мас. %. Скаполит замещает фельдшпатоидные минералы. Мусковит, барит и стронцианит в породе редки и образовались, вероятно, в ходе поздних гидротермально-метасоматических процессов. Титанит и ильменит образуют тесные срастания - кайма титанита вокруг ксеноморфных

кристаллов ильменита. Титанит содержит примесь FeO_t до 2,2 мас. %, а в составе ильменита отмечается примесь MnO до 2 мас. %. Пирохлор в сиенитах имеет размеры до 150 мкм, и по содержанию оксидов титана (до 15 мас. %) и урана (до 20 мас. %) может быть отнесен к группе уранпирохлора.

Петрографические и минералогические исследования пород массива Арбарастах показали, что порядок формирования силикатных фаз массива соответствует нормальной последовательности кристаллизации щелочных магматических комплексов: якупирангиты (Cpx+Ap)-ийолиты (Bt+Nef)-сиениты (Kfs+Ab+Nef). Химический состав клинопироксенов отвечает известным щелочным комплексам в мире и характеризируется изменением состава от диопсида к эгирину, при этом имеет тренд резкого перехода от диопсида к эгирину, без значительного участия Fe^{2+} в процессе кристаллизации пород, что отвечает окислительным условиям формирования (рис. 2а). О высокой фугитивности кремнезема и кислорода мы можем также судить по характерным для ийолитов и сиенитов каймам титанита вокруг ильменита. На рисунке 2б показана последовательная эволюция флогопита в щелочных силикатных породах массива: наблюдается тенденция увеличения Fe и уменьшения Mg; в якупирангитах слюда представлена тетраферрифлогопитом, который является типичным для метасоматитов и поздних карбонатитов. Петрографические наблюдения показали, что флогопит в якупирангитах является наложенным и, вероятно, мог являться продуктом метасоматических преобразований под действием карбонатитового расплава.

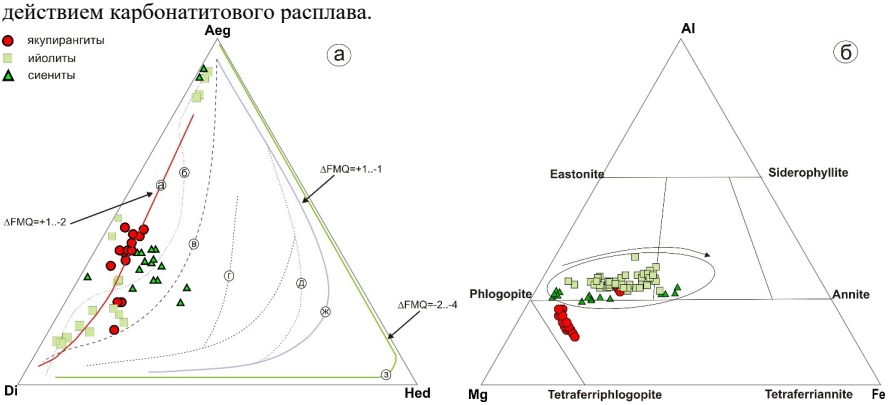


Рис. 2 Состав клинопироксенов силикатных пород массива Арбарастах (а). Тренды эволюции клинопироксенов в некоторых щелочных комплексах мира: а - Катценбукель, Германия; б - Мурун, Росиия; в - Ловозеро, Россия); г - Ально, Швеция; д - Голдвел, Канада; е - Норд Орог, Гренландия; ж - массивы Витимской провинции, Россия; з - Илимауссак, Гренландия. Состав флогопита щелочных силикатных пород массива Арбарастах (б).

Изучение геологии района выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН (0330-2016-0002). Полевые работы, петрографические и минералогические исследования проведены в рамках проекта РНФ 19-17-00019.

Геологическая карта СССР. 1:1000000 (новая серия). О-52(53)- Томмот: Объяснительная записка/ ВСЕГЕИ. Л., **1986**. 128 с.

Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива // Тихоокеанская геология. **1994**. №2. С. 54-63.

Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков Л.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. Москва: Наука, **1974**. 175 с.
Whitney D.L. and Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. **2010**. V. 95. P. 185–187.

АМФИБОЛЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ДАХОВСКОГО ВЫСТУПА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

Заентина А.В., Савельев Г.М.
Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону adelaina91@mail.ru

Амфиболы в силу мобильности кристаллической структуры выступают хорошим индикатором условий кристаллизации магматических расплавов и преследующих трансформаций породы.

Объектом исследований являются амфиболы из кристаллических пород Даховского поднятия, представляющего собой выход герцинского кристаллического фундамента в северо-западной части Большого Кавказа, образованный метаморфической толщей, вмещающей гранитоидный массив. В составе массива присутствуют диоритовые породы (которые рассматриваются либо как ранняя фаза внедрения (Государственная геологическая карта), либо как гибридные образования, возникшие за счет взаимодействия плагиогранодиоритовой магмы с базитовыми метапородами, продукты кристаллизации которого представлены преимущественно роговообманковыми кварцевыми диоритами (Гамкрелидзе, 2004), гранодиориты, образующие основную площадь поднятия, и граниты и лейкограниты завершающей фазы.

Было обработано около 40 анализов амфиболов из диоритов, экзоконтактовых пород на контактах гранитоидов с амфиболитами, ксенолитов в гранитах. Исследование амфиболов проводилось с применением электронно-зондового микроанализа в Центре коллективного пользования научным оборудованием Южного федерального университета «Центр исследований минерального сырья и состояния окружающей среды» на растровом электронном микроскопе VEGA II LMU (фирмы Tescan) с системой энергодисперсионного микроанализа INCA ENERGY 450/XT (детектор Silicon Drift). Расчет проводился по кислородному методу с расчетом на 24 кислорода с применением программы для расчетов «PetroExplorer».

В диоритах амфиболы и их срастания образуют порфировидную структуру породы, представлены хорошо ограненными кристаллами роговой обманки размером до 3 мм; ассоциируют с магнезиальным биотитом. Составы незатронутых наложенными низкотемпературными процессами амфиболов отвечают группе кальциевых амфиболов и виду магнезиальной роговой обманки (Рис. 1). Содержание Ca изменяется от 1,575 до 1,991, Mg - от 2,277 до 2,740 ф.е. Состав измеренных амфиболов близок к формуле: $(K_{0,166}Ca0_{,122})_{0,288}(Mn_{0,041}Fe^{2+}{}_{0,141}Na_{0,365}Ca_{1,453})_{2,0}(Al_{0,485}Fe^{3+}{}_{0,688}Fe^{2+}{}_{1,087}Mg_{2,740})_{5,0}(Al_{1,238}Ti_{0,08}Si_{6,677})_{8,0}O_{22}(OH_{2,000})_{2,0}$.

Наложенные метасоматические преобразования приводят к развитию вторичных эпидота, пренита (при этом пренит находится в виде прожилков и «ряби» по первичному плагиоклазу), альбита и локальной хлоритизации.

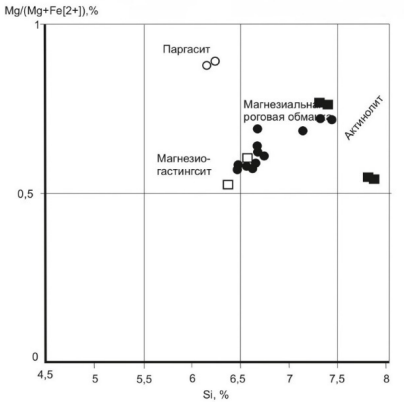


Рис. 1 Положение амфиболов на классификационной диаграмме. ○– амфиболы из метасоматитов, □- амфиболы из ксенолитов, ■– амфиболы из амфиболитов, ●- амфиболы из диоритов

Внешне сходные с диоритами массивные породы присутствуют в составе ксенолитов среди гранитов. На контактах с вмещающими породами присутствуют ксенолиты размером десятки сантиметров в поперечнике (часто с характерными линзовидными и угловатые очертаниями), иногда постепенно переходящие в шлировые текстуры в гранитах. В них амфиболы практически всегда в той или иной мере затронуты процессами эпидотизации и хлоритизации. Изучение наименее измененных амфиболов показало, что их состав (замеры проводились в центрльной части кристаллов) изменяется в интервале от магнезиальной роговой обманки до магнезио-гастенгсита (Рис. 1) в соотвествии с составами:

- $(K_{0,222}Ca_{0,256}Na_{0,300})_{0,8}(Mn^{2+}_{0,062}Fe^{2+0,137}Ca_{1,801})_{2,0}(Ti_{0,156}Al_{0,030}Fe^{3+}_{0,173}Fe^{2+}_{2,392}Mg_{2,249})_{5,0}(Al_{1,549}Si_{6,451})_{8,0}O_{22}(OH_{2,000})_{2,0}$
- $(Na_{0,285}K_{0,185})_{0,5}(Mn^{2+}_{0,046}Fe^{2+}_{0,086}Na_{0,011}Ca_{1,857})_{2,0}(Ti_{0,106}Al_{0,251}Fe^{3+}_{0,460}Fe^{2+}_{1,791}Mg_{2,392})_{5,0}(Al_{1,389}Si_{6,611})_{8,0}O_{22}(OH_{2,000})_{2,0}$.

В экзоконтакте Даховского массива вблизи Центрального разлома в районе балки Коваленко обнажаются амфибол-плагиоклазовые породы метасоматического происхождения, с размером отдельных кристаллов амфибола до 15 мм и других минералов до 5 мм, обладающие массивной неравномернокристаллической струкутурой, на границе с вмещающей породой преобртающие гнейсовидную текстуру. Амфиболы в метасоматитах по результатам микрозондовых анализов относятся к группе высокощелочных кальциевых и виду паргасита (Рис. 1), отвечают формуле: $(Ca_{0,861})_{0,861}(Fe^{2+}_{0,057}Na_{0,925}Ca_{1,018})_2(Fe^{3+}_{0,389}Fe^{2+}_{0,442}Al_{0,654}Mg_{3,515})_5(Al_{1,84}Si_{6,16})_8O_{22}(OH)_2$.

В экзоконтактовых амфиболитах амфиболы представлены магнезиальными роговыми обманками и актинолитами (Рис. 1). Роговые обманки соответствуют группе кальциевых амфиболов и виду магнезиальной роговой обманки. В наименее измененных разностях содержание Ca изменяется от 1,739 до 1,77, а Mg от 3,444 до 3,478 ф.е. Изменение состава сопровождается снижением магнезиальности, вплоть до образования актинолита. В целом состав измеренных амфиболов изменяется в диапазоне от магнезиальной роговой обманки до актинолита: $(Na_{0,124})_{0,1}(Fe^{2+}_{0,151}Na_{0,076}Ca_{1,773})_{2,0}(Al_{0,085}Ti_{0,037}Fe^{3+}_{0,375}Fe^{2+}_{1,020}Mg_{3,484})_{5,0}(Al_{0,582}Si_{7,418})_{8,0}O_{22}(OH_{2,000})_{2,0}$

$(Ca_{0,276})_{0,3}(Mn^{2+}_{0,062}Fe^{2+}_{0,253}Ca_{1,684})_{2,0}(Fe^{2+}_{2,325}Mg_{2,675})_{5,0}(Si_{7,976})_{8,0}O_{22}(OH_{2,000})_{2,0}$

Результаты исследований позволяют выделить группу амфиболов, отражающих особенности минералого-петрохимических особенностей диоритов, и группы, несущие черты разного рода метасоматических изменений. Неизменённые амфиболы диоритов соответствуют по составу роговой обманке и характеризуется повышенным содержанием магния. Аналогичные особенности присущи амфиболам из ксенолитов, позволяет предполагать захват этих пород гранитоидными магмами (видимо, при дроблении краевой части герцинского блока при формировании тектонического меланжа (Попов, 2019), их магензиальность существенно ниже, чем в амфиболах метапород экзоконтакта. Амфиболы метасоматических пород указывают на присутствие как минимум двух разных метасоматических процессов: на контакте с гранитоидами развиты контактово-метасоматические актинолитсодержащие ассоциации, а в зоне Центрального разлома – специфичные ассоциации, отражающие метасоматоз с привносом натрия на накопление алюминия, проявленные в присутствии паргаситовых пород.

Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Москва: Научный мир, **2004**. 464 с.

Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской федерации масштаба 1:200000. Серия кавказская. Лист L-37-XXXV (Майкоп) / Под редакцией К.О. Ростовцева. Санкт-Петербург: **2004**. 240 с.

Попов Ю.В., Жабин А.В., Пустовит О.Е. Минеральный состав серпентинитов тектонического меланжа Даховского кристаллического выступа (Большой Кавказ) // Геология и геофизика Юга России. **2019**. Т. 9. № 4. С. 38-48.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ПРИМЕРЕ ИЙОЛИТ-УРТИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Захарова А.А., Войтеховский Ю.Л.
Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург
zakharova.alena27614@gmail.com

Петрографические структуры наряду с химическим составом являются важнейшей характеристикой горной породы. В то время как химический состав легко определяется количественно, анализ структур горных пород до сих пор остается преимущественно описательным с использованием атласов структур и текстур (Половинкина, 1966). Математический анализ, история которого насчитывает более 150 лет, в основном основывается на морфометрических характеристиках и используется для решения вопросов, связанных с генезисом горных пород (Гульбин, 2004).

Ранее одним из авторов (Войтеховский, 2014) был предложен метод строгого количественного анализа структур, основанного на статистиках межзерновых контактов. Метод основан на распределении вероятностей P_{ij} (встречаемости бинарных межзерновых контактов), которое можно представить в виде следующего равенства (1), где m_i, m_j – слагающие породу минералы:

$$\sum_{i,j=1}^{n} p_{ij} m_i m_j = [m_1 m_2 \dots m_n] \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & \cdots & p_{1n} \\ p_{21} & p_{22} & \cdots & p_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ p_{n1} & p_{n2} & \cdots & p_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \cdots \\ m_n \end{bmatrix} = 1$$

В матрице $[P_{ij}]$ заложены коэффициенты квадратичной формы от n переменных, где n – число минералов в горной породе. Квадратичной форме соответствует квадратичная поверхность, которая определяется путем приведения матрицы к диагональному виду. Метод имеет собственный принцип номенклатуры: структура S_n^m соответствует диагональной матрице D, в которой на n позициях стоят m положительных единиц.

Метод структурной индикатрисы был применен авторами к структурам ийолит-уртитов Хибинского массива. Границы между породами этой группы до сих пор четко не определены (Марин, 2014), поэтому ийолит-уртиты интересны для подобного исследования. Каменный материал был получен с месторождения Коашва, Восточный рудник. Результаты расчетов вручную показаны в табл. 1.

Таблица 1 Сопоставление типа структуры, породы и глубины взятия образца

№ шлифа	Тип структуры	Порода	Глубина, м (скв. 2843)
3	S_4^2	ийолит	14
4	S_4^3	ПШ-уртит	100
5	S_4^3	ийолит	87
7	S_4^3	уртит	64,5
8	S_4^3	ПШ-уртит	91,4
9	S_4^2	уртит	н/д
10	S_4^2	уртит	28
11	S_4^2	уртит	56
12	S_4^2	ийолит	2,5

На данный момент основной задачей стоит автоматизация метода структурной индикатрисы, так как подсчет количества контактов вручную – процесс довольно трудоемкий. Ранее авторами была предпринята попытка автоматизации анализа с помощью прибора МИУ-5М.

Минералогическое интеграционное устройство (МИУ-5М) представляет собой аналитический прибор, который предназначен для количественного анализа структуры минеральных агрегатов под микроскопом. МИУ впервые было использовано для попытки автоматизации подсчета межзерновых контактов. Результаты работы показаны в табл. 2.

Таблица 2 Сопоставление результатов расчетов вручную и на МИУ

Шаг сканирования	1000 мкм	500 мкм	Расчеты вручную
Шлиф 3	S_4^3	S_4^2	S_4^2
Шлиф 5	S_4^3		S_4^3
Шлиф 7	S_4^2	S_4^2	S_4^3
Шлиф 9	S_4^2		S_4^2
Шлиф 10	S_4^2		S_4^2

В ходе сканирования шлифа на МИУ одна и та же граница между минералами пересекается несколько раз; так как размер зерна может быть намного больше шага сканирования. При пересчете данных авторы руководствовались тем, что пропорции между числом границ будут сохраняться даже при увеличении количества контактов. Как

видно из таблицы 2, использование МИУ дает противоречивые результаты. Основной проблемой является то, что анализ на МИУ добавляет к исключительно топологическому метрический подход (программа учитывает расстояние между точками и косвенно размер зерен), а также малое количество исследованных шлифов.

В ходе поиска способов автоматизации расчетов авторами была разработана методика использования аналитического аппарата программы ArcGIS для получения матрицы вероятностей межзерновых контактов. Методика основана на создании таблицы атрибутов, в которой каждому типу границ присваивается определенное имя, а затем полученные данные по каждому типу автоматически суммируются.

В настоящий момент использование ArcGIS представляется наиболее перспективным, так как значительно упрощается процесс подсчета (элементы матрицы вероятностей получаются путем автоматического суммирования различных типов границ) и исключаются ошибки, связанные со слишком малым размером зерен.

Преимущество описанного выше метода заключается в универсальности подхода к определению и типизации петрографических структур, который не требует генетических предположений. В отличие, например, от «модели идеального гранита» (Вистелиус, 1972), в которой определяется степень соответствия структуры породы «идеальному» граниту, кристаллизующемуся из тройной эвтектики.

Вистелиус А.Б. Идеальный гранит и его свойства: вероятностная модель, статистическая идентификация, естественные породы // Международный геологический конгресс, XXIV сессия, симпозиум 104. Москва: Наука, **1972**. С. 26-37.

Войтеховский Ю.Л. Петрографические структуры: определение, классификация и преобразования // Математические исследования в естественных науках. КНЦ РАН. **2014**. № 10. С. 59-68.

Гульбин Ю.Л. Методы количественного анализа и моделирование структуры минеральных агрегатов / Санкт-Петербург: СПГГИ (ТУ), **2004**. 146 с.

Марин Ю.Б. Петрография: Учебник / СПб: НМСУ «Горный», **2014**. 408 с.

Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород / Москва: Недра, **1966**.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (ЛЕНИНОГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РУДНЫЙ АЛТАЙ, РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН)

Казенова Ф. С.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

feride.kazenova@mail.ru

В работе дана характеристика пород Успенского участка, расположенного на территории Глубоковского района Восточно-Казахстанской области. Успенская залежь Ново-Лениногорского месторождения тяготеет к области сочленения пологопадающих структур Лениногорского рудного поля и Успено-Карелинской зоны смятия и локализована в крутопадающих структурах последней, отделяясь от залежей Лениногорского рудного поля кулисной системой разломов взбросо-сдвигового характера. В геологическом строении района участвуют средне-девонские образования лениногорской, крюковской, ильинской и сокольной свит, прорванные кислыми, средними

и основными субвулканическими телами и дайками основного и среднего состава. (Яковлев и др., 1959).

Породы Успенской залежи гидротермально изменены и содержат сульфидную вкрапленность. Метасоматиты представлены кварц-серицитовыми и хлорит-эпидотовыми образованиями. В большинстве случаев метасоматиты унаследовали структуры первичных изверженных, вулканических и вулканогенно-обломочных пород. В зависимости от структур и состава субстрата можно выделить следующие типы пород:

1. Измененные диориты и андезиты хлорит-эпидотового и серицит-хлорит-эпидотового состава. Породы имеют зеленовато-серый цвет, тонкозернистую структуру и массивную текстуру. В наименее измененных породах можно наблюдать реликты вкрапленников клинопироксена, частично или полностью замещенные хлоритом. В зависимости от состава субстрата, в измененных породах может изменяться процентное соотношение хлорита, серицита и эпидота. Среди вторичных минералов также наблюдается магнетит в количестве 5-7 %.
2. Измененные риолит-порфиры. Для минералогического состава типично присутствие значительного количества кварца в сочетании с серицитом. Породы с тонкокристаллической основной массой, состоящей из одинаковых по величине, мелких сферолитов кварца и небольшого количества КПШ. Ассоциация, установленная в шлифах данного типа пород, может быть результатом низкотемпературного метаморфизма, поствулканических изменений типа низкотемпературных фаций вторичных кварцитов и березитизации.
3. Измененные вулканогенно-обломочные породы. Они представлены туфами среднего, кислого и смешанного состава. Структура пород кристаллолитокластическая, от алевритовой до псефитовой; текстура массивная. Среди метасоматических изменений наблюдаются окварцевание, серицитизация, хлоритизация и эпидотизация.

Почти во всех породах наблюдается редкая вкрапленность пирита, который нередко оказывается лимонитизированным, благодаря чему они приобретают бурые окраски.

Таким образом, на изучаемой территории выделено два типа метасоматитов: пропилиты и березиты. Данные изучения образцов и шлифов помещаются в каталог, в котором в лаконичной форме отражены наблюдаемые факты и соображения о возможном формационном типе метасоматитов (табл. 1). Сопоставление петрографических данных с геологическими особенностями участка и результатами химического анализа может оказаться решающим при выяснении вопроса о формационной принадлежности метасоматитов.

Таблица 1 Каталог петрографического изучения шлифов измененных пород

№ п/п	№ шлифа	Исходная порода	Метасоматический парагенезис	Возможный тип метасоматического процесса
1	КК-137	Андезит	Эпидот, хлорит, серицит	Процесс пропилитизации
2	КК-147			
3	КК-143	Диорит		
4	КК-154/1			
5	КК-151/2			
6	К-005			
7	КК-144	Туф	Кальцит, эпидот, хлорит, серицит	
8	К-011/2		Эпидот, хлорит, серицит	
9	КК-134			
10	КК-129/4			
11	КК-145/2			

12	К-010			
13	К-016	Риолит-порфир	Кварц, серицит	Изменения типа низкотемпературных фаций вторичных кварцитов и березитов
14	К-006			
15	КК-136			
16	КК-140/2			
17	КК-150/2			
18	КК-152			
19	КК-154/2			

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Издание первое. Серия Алтайская. Лист M-44-XVIII (Лениногорск). Объяснительная записка / Составители: Г.Ф. Яковлев [и др.], редактор: В.П. *Кузоватов Н.И. и др.* Систематика и классификация магматических пород: Учебное пособие. Томск: Томский государственный университет, **2012**. 97 с.

Нехорошев. Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, Москва: **1959**. 115 с.

Уткин Ю. В. Вулканогенные обломочные породы (систематика, строение, генетические типы). Томск: ЦНТИ, **2002**. 148 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ МАССИВА ШАЛТАС (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Кеслер В.Д.

Томский государственный университет, Томск mr.vit2405@mail.ru

Массив Шалтас располагается в Карагандинской области (Центральный Казахстан). Породы массива относятся к акчатаускому гранитоидному комплексу. Комплекс простирается с Центрального Казахстана до Монголии (Бухарова, Коноваленко, 2009).

Целью работы является проведение геохимической типизации гранитоидов и восстановление геодинамических обстановок их формирования.

Исследования геохимических особенностей гранитоидов массива Шалтас базировались на основе результатов анализов масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (15 образцов) и рентгенофлуоресцентного анализа. Анализы выполнены в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем».

Для геохимической типизации используется индекс ASI (индекс насыщенности аллюминием), который расчитывается по формуле $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ (Zen, 1986). Также проведено нормирование редкоземельных элементов к хондриту (МакЛеннан С.М., Тейлор С.Р., 1998); для восстановления геодинамических обстановок были использованы диаграммы K_2O - SiO_2, $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$ - SiO_2, Al_2O_3 - SiO_2 (Maniar et al., 1989).

Породы комплекса, на исследуемом участке, по петрографическим и минералогическим признакам разделяются на три фазы: фаза I, фаза II, жильная фаза.

Граниты S-типа являются всегда пералюминиевыми, индекс ASI изменяется от 1,01 до 1,99 (Zen, 1986).

Расчет индекса ASI (табл. 1) позволил классифицировать породы всех фаз внедрения, как гранитоиды S-типа. Для наглядности, на основании расчетов составлена диаграмма (ASI-SiO_2) (рис. 1).

Таблица 1 Расчет индекса насыщенности алюминием

	1 фаза						2 фаза				жильная фаза					
№	1	2	3	5	8	12	6	7	13	14	4	10	11	15	16	17
SiO_2	73,3	72,1	73,0	72,2	73,0	73,1	62,8	64,7	67,8	64,7	57,7	57,3	55,5	59,2	59,7	60,0
ASI	1,4	1,5	1,7	1,1	1,7	1,6	1,6	1,6	1,3	1,7	1,9	1,7	1,5	1,6	1,6	1,5

На основании данного исследования можно предположить, что граниты массива образовались путем переплавления осадочного материала.

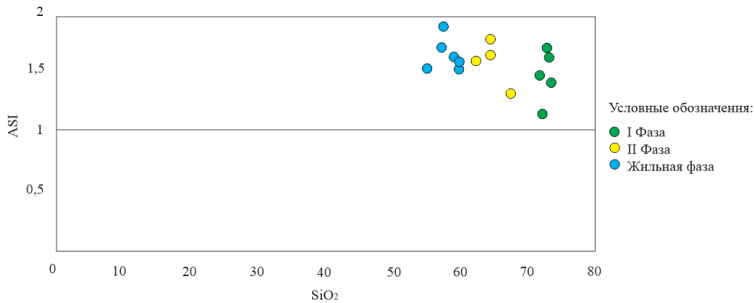


Рис. 1 Диаграмма насыщенности алюминием (Zen, 1986).

Морфологические особенности нормированных спектров редкоземельных элементов (рис.2) фиксируют отрицательные аномалии европия, что позволяет предполагать образование гранитоидов комплекса в условиях верхнекорового магматизма (Тейлор, 1998).

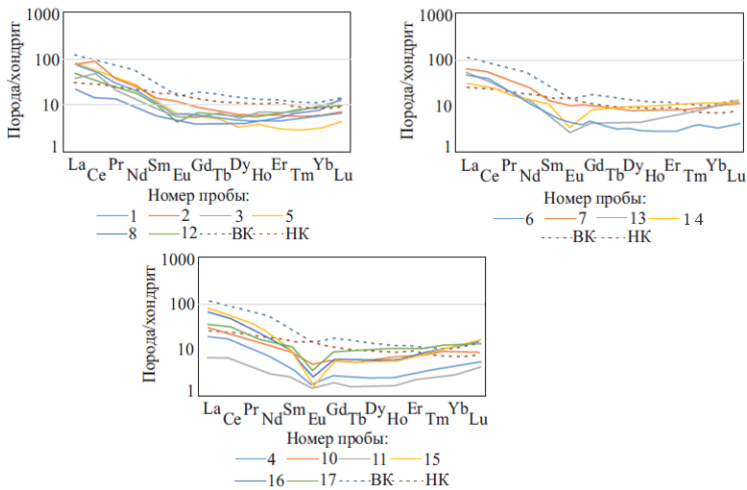


Рис. 2 Распределение редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (Rollinson, 1994). ВК- Верхняя кора, НК- Нижняя кора, 1,2,3,4,8,12 - номера образцов первой фазы внедрения, 6,7,13,17 - второй фазы внедрения, 4,10,11,15,16 - жильной фазы внедрения.

Расположение фигуративных точек на диаграмме K_2O-SiO_2 показывают, что породы комплекса не входят в область океанических плагиогранитов. При этом на диаграммах $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ - SiO_2 и Al_2O_3-SiO_2 фигуративные точки попадают в область посторогенной геодинамической обстановки (рис. 3).

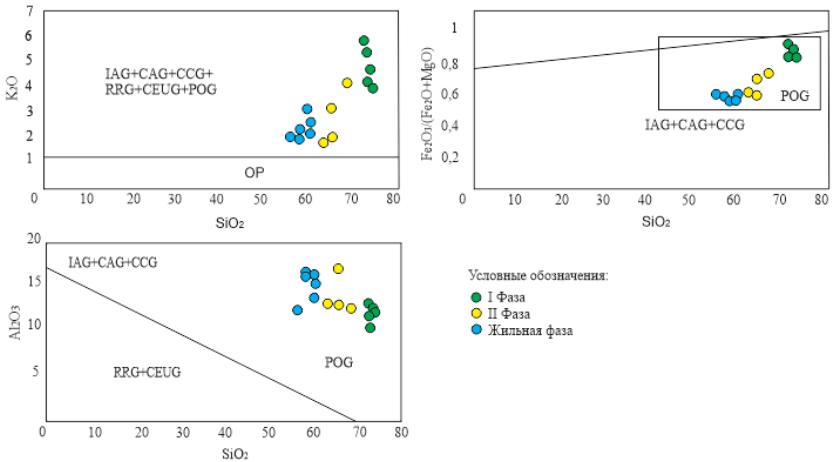


Рис. 3 Дискриминационные диаграммы геодинамических обстановок (Maniar P. D., Piccoli P, M., 1993). Поля на диаграммах: IAG - гранитоиды островных дуг; CAG - гранитоиды континентальных дуг; CCG - гранитоиды обстановок континентальной коллизии; POG - посторогенные гранитоиды; RRG - гранитоиды, связанные с рифтами; CEUG - гранитоиды континентальных эпиорогенных поднятий; OP - океанические плагиограниты.

По результатам исследования можно заключить следующее: граниты были образованы в условиях верхнекорового магматизма по протолиту осадочного происхождения, это подтверждают расчеты индекса ASI (рис. 1) и распределение редкоземельных элементов (рис. 2). Граниты всех фаз формировались в условиях посторогенной геодинамической обстановки (рис. 3).

Бухарова О.В., Коноваленко С. И. Типохимизм биотита пород гранит-лейкогранитовой формации как критерий оценки потенциальной хрусталеносности массивов // Вестник Томского государственного Университета. **2009**. № 324. С. 384-389.

МакЛеннан С.М., Тейлор С.Р. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Москва: Мир, **1998**. 384 с.

Chappeil B,W., White A. J.R. Two contrasting granite types // Pacif. Geol. **1974**. V. 26. P. 174.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. **1989**. V. 101. P. 643.

Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. P.: London: Longman Group UK Ltd., **1993**. P. 384.

Zen Ean. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints // J. Petrol. **1986**. V. 27. P. 1117.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИНЫ СТАНОВЛЕНИЯ МАССИВОВ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРОИДОВ СЕВЕРНОГО ДОМЕНА ПРИЛАДОЖЬЯ ПО МИНЕРАЛЬНОМУ ПАРАГЕНЕЗИСУ ЭКЗОКОНТАКОТОВЫХ РОГОВИКОВ

Кириллова П.А.[1,2], Анисимов Р.Л.[1], Балтыбаев Ш.К.[1,2]
[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург,
[2]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

В Северном Приладожье широко развиты раннепротерозойские магматические (плутонические) породы. Данная территория входит в Раахе-Ладожскую шовную зону, протяженностью более 400 км, которая представляет зону сочленения протерозойского Свекофеннского пояса и южной, юго-западной окраины архейского Карельского кратона. Наличие региональной сутуры послужило основанием для выделения в Приладожье двух доменов к северу и югу от тектонического шва: Северного и Южного. Структурные соотношения пород в зоне стыка этих доменов интерпретируются как система надвигов (Балтыбаев и др., 2020).

Плутонические породы широко развиты в Южном домене. Но в Северном домене, где их несравнимо меньше, с рядом интрузивных тел связаны различные полезные ископаемые, в том числе, например, титаномагнетитовые руды, которые промышленно осваивались еще в 19 веке. Несмотря на длительную историю изучения промышленно значимых габброидов Северного домена, до сих пор отсутствуют достоверные данные о глубине их становления. Это можно объяснить с малочисленностью хорошо калиброванных минеральных геобарометров для магматических пород (в отличие от метаморфических), а также с методическими сложностями применения существующих геобарометров из-за возможной разноглубинной кристаллизации магматических минералов. Очевидно, что при многостадийной кристаллизации магматических минералов их составы должны отражать широкий PT-спектр параметров, а не только PT-условия становления интрузивных массивов.

Нами предпринята попытка оценить глубину внедрения магмы и затем формирования магматической камеры с последующей кристаллизацией в ней пород наиболее крупного массива Северного домена – Кааламской интрузии. В экзоконтактовой зоне этой интрузии были обнаружены хорошо сохранившиеся роговиковые породы в метаморфизованной осадочной толще ладожской серии. Эти контактовые породы, по нашим представлениям, должны были «законсервировать» в геохимических параметрах минералов P (давление), T (температуру) и X (состав) окружающей магматическую камеру среды.

Роговики образуются при прогреве вмещающих пород внедрившейся интрузией. Они обычно имеют мелкозернистую грано- или порофирокластовую структуры, массивную текстуру, что способствует сохранению «роговиковых» минералов при наложенных метаморфических преобразованиях. Благодаря этому можно по ним оценить давление и температуру вблизи от магматической камеры в момент внедрения интрузии.

Рассматриваемые нами интрузивные породы (Кааламо, Велимяки и ряд других) относятся к раннеорогенному этапу развития структур региона и имеют практически идентичные U-Pb изотопные возрасты – около 1.89 млрд лет (Богачев и др., 1999). Магматические тела объединяются в один раннеорогенный комплекс не только по близости времени кристаллизации пород, но и из-за близких составов магм, схожей стадийности кристаллизации пород и одинаковым или близким структурным соотношениям интрузий с вмещающим гнейсами и сланцами ладожской серии.

Большинство исследователей выделяют в массиве Кааламо три группы пород, соотносящиеся как интрузивные фазы гомодромной последовательности: 1) к первой фазе внедрения относятся верлиты, оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты и меланократовые габбро; 2) второй - габбронориты, габбро, меланодиориты; 3) третья фаза характеризуется более кислыми разностями: диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами (Иващенко и др., 2020).

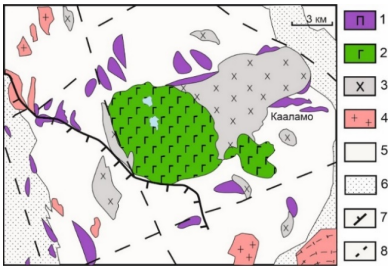


Рис. 1 Упрощенная схема геологического строения интрузии Кааламо по опубликованным данным (Лавров, Кулешевич, 2016) с изменениями. 1- преимущественно клинопироксениты; 2- габбро, габбро-нориты; 3 - диориты; 4- граниты; 5- ладожская серия; 6-сортавальская серия; 7- надвиг; 8-разломы.

В юго-западной части недалеко от контакта Кааламской интрузии с вмещающими породами ладожской серии Г.В.Саранчина обнаружила ороговикованную породу, которая использована нами в данной работе.

Роговик представляет собой темно-серую породу, состоящую из граната, образующего крупные ксеноморфные выделения (порфиробласты) (до 40%), силлиманита, представленного удлиненными щепковидными кристаллами, а также фибролитом (до 25%), кордиерита и плагиоклаза, которые образуют достаточно изометричные ксеноморфные зерна (суммарно до 20%). Также отмечается ильменит и сульфиды (суммарно 10-20%), незначительное количество кварца. В породе присутствуют реликты ставролита, образующего симплектитоподобные выделения (около 10%). Отмечается замещение ставролита гранатом. Самые поздние минералы представлены биотитом, хлоритом и мусковитом, развитым по зонам трещиноватости; их содержание незначительно.

Моделирование прогрева вмещающих пород интрузии и расчет минеральных парагенезисов показали, что наблюдаемый минеральный парагенезис роговика возможен в узком температурном интервале (рис. 2). Этот интервал можно ограничить температурными границами устойчивости ставролитового парагенезиса и гранат-силлиманит-кордиеритового. Выявленный температурный интервал дает возможность однозначно определить возможный барический режим формирования наблюдаемого в роговиках парагенезиса – 3.8-4.5 кбар (рис. 2).

Расчет температурного поля при внедрении интрузии показал (рис. 3), что выявленные для роговика PT-параметры достигаются «мгновенно» в геологических масштабах времени - через первые десятки и сотни тысяч лет после внедрения магмы основного состава.

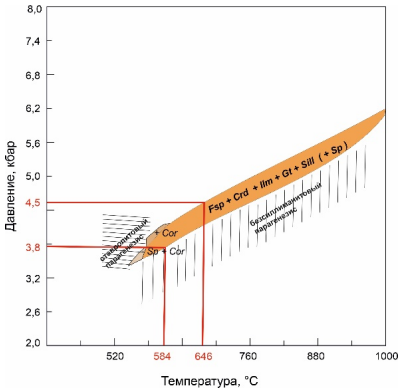


Рис. 2 Оценка PT-параметров формирования минеральных парагенезисов в роговике, образованном при внедрении интрузии Кааламо. Использована программа Perplex, J.Connolly, версия 6.88, 2019 г.

Таким образом, при внедрении магм возникающие роговиковые парагенезисы во вмещающих породах оказываются уникальными консервантами PT-условий становления интрузий. В рассмотренном случае роговик в зоне прогрева вмещающих пород Кааламской интрузией указывает на давление становления массива ~4 кбар, что соответствует глубинам порядка 10-12 км.

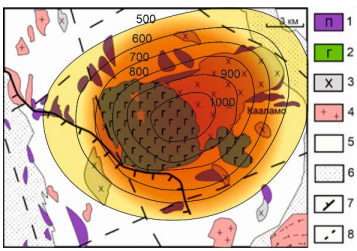


Рис. 3 Расчетное температурное поле, создаваемое во вмещающих породах при внедрении первой (пироксениты, габбро) и второй (габбро, диориты) фаз Кааламской интрузии. Для расчета применялась программа 2D, 3D моделирования HEAT3D (Ken Wohletz, Los Alamos National Laboratory). Показаны конфигурации изотерм (500-1000ºC) через 250 тысяч лет после внедрения интрузии, другие обозначения как на рис. 1.

Благодарности. Выполнение данного исследования стало возможным благодаря полевым исследования Г.М.Саранчиной (полевые сезоны 1948-1970 гг.), в ходе которых был обнаружен представленный в данном сообщении роговик. Сохранить столь редкий образец удалось благодаря старанием работников Музея кафедры Петрографии СПбГУ, нынешнему смотрителю которого - Е.В.Путинцевой авторы выражают большую признательность за предоставленный каменный материал. Исследования проводились в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0132-2019-00013.

Балтыбаев Ш. К. Геологическое строение зоны сочленения Свекофеннского орогена и Карельского кратона, Северный и Южный домены Приладожья. С. 10-15. / В кн.:

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, **2020**. 435 с.
Богачев В. А., Иваников В. В., Козырева И. В. и др. U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестн. СПбГУ. **1999**. Вып. 3. С. 23–33.
Иващенко В.И. Кааламский комплекс. С. 76-85. / В кн.: Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, **2020**. 435 с.
Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия) // Отечественная геология. **2016**. №3. С. 46-56.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ВАТЫНСКОЙ ПЛОЩАДИ (СВ КОРЯКИИ)

Куликова Е.М., Чернышов А.И.
Томский государственный университет, Томск kulikova-elizaveta@bk.ru

В работе приводятся результаты геохимического изучения пород мафит-ультрамафитовых массивов Ватынской площади (Северо-Восток Корякии). Исследуемая территория располагается в северо-восточной части Корякского нагорья. Массивы по своему внутреннему строению являются концентрически-зональными и близки к мафит-ультрамафитовому Гальмоэнанскому массиву, а также к платиноносным массивам Урала (Сидоров, 2001; Кутырев, 2019). Внутренние ядра массивов сложены дунитами, которые к периферии сменяются породами верлит-клинопироксенитовой ассоциации, непосредственно в эндоконтакте массива фрагментарно картируются габброиды (Куликова, 2018).

Геохимическое изучение ультрамафитов и габброидов Корякских массивов проводилось с целью выявления особенностей распределения в них редкоземельных (РЗЭ) элементов, отражающих их природную принадлежность, а также возможность отражения их пластического деформирования. Также проведено сравнение с распределения этих элементов в подобных породах Гальмоэнанского массива.

Неоднородность петрографического состава ультрамафитов и габброидов подтверждается распределением в них редкоземельных элементов на бинарных диаграммах. Анализ распределения редкоземельных элементов в ультрамафитах и габброидах Корякских массивов позволил установить закономерности и эволюционную направленность изменения их содержаний в процессе становления массивов.

В дунитах РЗЭ характеризуются близким характером распределения. Отмечаются повышенные содержание легких элементов (рис. 1), которые снижаются к средним. Средние и тяжёлые элементы обнаруживают примерно одинаковые характеры распределения, и лишь в отдельных случаях наблюдается тенденция к увеличению тяжёлых элементов.

В верлитах и клинопироксенитах, которые образовались в результате высокотемпературного реакционного воздействия габброидного расплава на дуниты, распределение РЗЭ наследуется от дунитов со слабым уменьшением элементов от легких к средним с последующей тенденцией увеличения от средних к тяжёлым. Большие содержания легких элементов способствовали накоплению этих элементов в верлитах.

Резко отличается распределение РЗЭ в габброидах, для которых характерны более высокие концентрации по сравнению с дунитами и реакционными верлитами. Габброиды близки по характеру распределения РЗЭ к пироксенитам. Минимальное содержание характерно для оливинового габбро, а в габбро содержание заметно увеличивается.

В базальтах и авгитовых порфиритах, которые являются гипабиссальными аналогами габброидов, содержание средних и тяжелых элементов является близким и в то же время содержание легких элементов выше, чем у габброидов.

Дуниты и верлиты Корякских массивов имеют аналогичное распределение РЗЭ с породами Гальмоэнанского массива. Верлиты Гальмоэнанского массива имеют очень ровный характер распределения с равным содержанием РЗЭ, и имеют небольшие возрастания легких элементов и незначительно отличаются от верлитов Корякских массивов.

Таким образом, результаты исследования РЗЭ показали, что ультрамафиты Корякского нагорья имеют близкое распределение РЗЭ с ультрамафитами платиноносного Гальмаэнанского массива, что свидетельствует о близости их вещественного состава и сходного мантийного вещества, из которого образовались эти массивы.

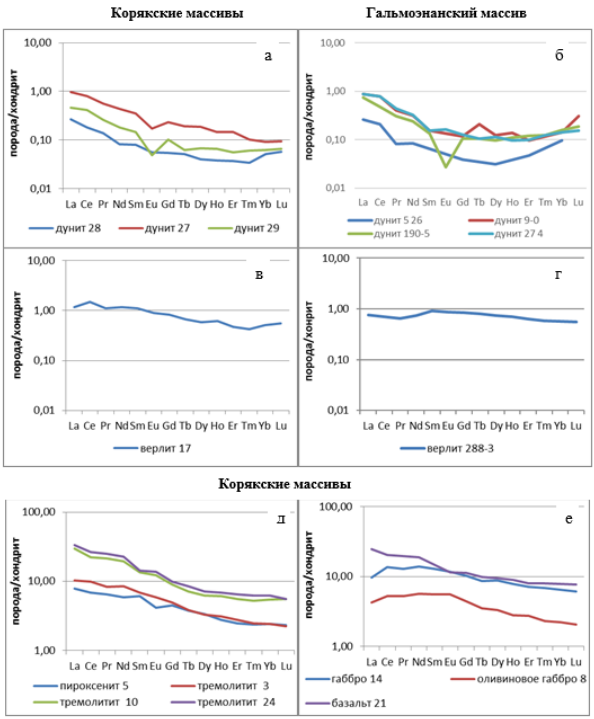


Рис. 1 Диаграммы распределения РЗЭ в породах Корякских и Гальмоэнанского массивов. Примечание: а - дуниты Корякских массивов, б - дуниты Гальмоэнанского массива, в - верлиты Корякских массивов, г – верлиты Гальмоэнанского массива, д - клинопироксениты и тремолититы Корякских массивов, е – габбро и базальты Корякских массивов. Анализы нормированны к хондриту (Boynton W.V., 1984)

Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. **1968**. 24 с.

Куликова Е.М. Петрографические особенности мафит-ультрамафитов массивов Ватынской площади (СВ Корякии) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XXII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студ., аспир. и молодых ученых. Томск, **2018**. Т.1. С. 137-138.

Кутырев А.В. Геология и платиноносность концентрически-зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Таманваямской и Эпильчикской групп (Корякское нагорье): Автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Петропавловск-Каматский, **2019**. 170 с.

Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Осипенко А.Б. Марковский Б.А. Петрохимические особенности пород Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива, Коряки / Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. Москва: Научный мир, **2001**. С. 14-30.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Elsevier, **1984**. P. 63-114.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ХАЙРХАНСКОГО МАССИВА (ОЗЕРНАЯ ЗОНА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ)

Курумшиева К.Р.

Томский государственный университет, Томск, kkurumsieva@gmail.com

В работе приводятся результаты петрографического изучения габброидов Хайрханского массива, который входит в состав Баянцаганского ареала перидотит-габброноритовых интрузий хиргиснурского раннепалеозойского комплекса (Изох и др., 1990). Массив расположен в центральной части Озерной зоны Западной Монголии и образует линзовидное тело (18×5 км^2), вытянутое в северо-западном направлении Его первичное строение нарушено более поздними складчатыми процессами и внедрением интрузивных тел тохтогеншильского диорит-гранодиоритового комплекса (Гертнер и др., 2003).

Цель работы заключалась в оценке состава разнообразных горных пород Хайрханского массива и выделении его главных петрографических разновидностей.

В строении исследуемого объекта выделяются две породные ассоциации: габброиды краевой фации и мафиты расслоенной серии (Изох и др., 2018). Мафиты расслоенной серии представлены троктолитами, оливин-роговообманковыми габбро, оливиновыми габброноритами. Габброиды краевой фации сложены преимущественно безоливиновыми габбро и габброноритами.

Троктолиты в целом имеют массивную текстуру и габбровую структуру. На отдельных участках наблюдается келифитовая структура. Главными минералами являются оливин и плагиоклаз. К второстепенным минералам относятся магнетит, содержание которого в шлифах варьирует от 1 до 3%, ромбический пироксен и моноклинный пироксен. Вторичные изменения представлены серпентинизацией и соссюритизацией. Выделение этой разновидности достаточно условно и обосновано значительным преобладанием оливина над пироксенами. Оливин присутствует в виде округлых зерен, разбитых трещинами, диаметром 0,1- 0,7 мм. По трещинкам, не имеющим закономерной

ориентировки в индивидах минерала, развивается вторичный серпентин. Оливин также интенсивно замещается по краям волокнистыми и чешуйчатыми агрегатами серпентина. Плагиоклаз в основном представлен призматическими зернами, иногда встречаются удлиненные индивиды размером 0,5-3,5 мм. По углу симметричного погасания 41° плагиоклаз относится к битовниту (An70). Плагиоклаз частично по центру замещается серицитом, а по краям цоизитом и серицитом. Клинопироксен образует зерна неправильной формы, которые заполняют интерстиции между зернами плагиоклаза и оливина. Нередко клинопироксен обрастает зерна оливина, обнаруживая венцовую структуру. Размер зерен до 0,2 мм.

Оливин-роговообманковое габбро характеризуется массивной текстурой и офитовой структурой, обусловленной резким идиоморфизмом зерен плагиоклаза и оливина, промежутки между которыми выполнены ксеноморфными зернами роговой обманки. На отдельных участках встречается сидеронитовая структура, в которой магнетит заполняет промежутки между зернами плагиоклаза и роговой обманки. Кроме этого, наблюдается пойкилитовая структура, обусловленная присутствием мелких зерен магнетита и оливина в крупных зернах плагиоклаза и мелких зерен плагиоклаза и магнетита в клинопироксене. Местами встречается венцовая структура – вокруг зерен клинопироксена отчетливо наблюдаются каемки роговой обманки и биотита. Главными минералами являются плагиоклаз, роговая обманка и оливин. К второстепенным минералам относятся магнетит, клинопироксен, ортопироксен, биотит. Вторичные минералы представлены серицитом, соссюритом, цоизитом, серпентином, хлоритом и кальцитом. Плагиоклаз образует зерна удлиненно призматической формы размером 0,1-0,2 – 0,5-3 мм. В шлифах присутствуют зерна плагиоклаза двух генераций. Наиболее ранние индивиды изометрической формы образуют пойкилитовые включения в крупных зернах роговой обманки. Вторая генерация представлена удлиненно-призматическими кристаллами. Степень вторичных преобразований зерен плагиоклаза варьирует в разных шлифах. В наименее измененных зернах плагиоклаз по краям частично замещается агрегатом соссюрита, тогда как в наиболее изменных зернах наблюдается замещение центральных частей зерен плагиоклаза тонкочещуйчатым серицитом и агрегатом соссюрита. Роговая обманка образует зерна неправильной формы, большинство которых представлено удлиненными кристаллами размером 0,2-1,0 мм. Минерал присутствует в шлифах в двух генерациях. Наиболее ранние индивиды образуют удлиненно-призматические зерна. Минералы второй генерации образуют каемки вокруг зерен клинопироксена. Оливин наблюдается в шлифе в виде округлых зерен, разбитых трещинками без закономерной ориентировки. Их диаметр от 0,2-0,6 мм. В индивидах оливина наблюдаются мелкие трещинки, по которым развивается серпентин и тонкодисперный магнетит. В отдельных случаях минерал полностью замещается серпентином. Идиоморфизм оливина более выражен, чем у пироксенов и роговой обманки, что дает основание считать его наиболее ранним выделением. Пироксены присутствуют в шлифе в ограниченном количестве в переменных соотношениях. Образуют зерна неправильной, а также короткопризматической формы размером 0,5-1,1 – 0,1-2,5 мм. Клинопироксены иногда частично замещаются волокнистым агрегатом серпентина и актинолитом.

Оливиновые габбронориты имеют трахитоидную текстуру, обусловленную субпараллельным расположением удлиненных индивидов плагиоклаза, и гипидиоморфнозернистую структуру, в которой наблюдается последовательность кристаллизации минералов по степени их идиоморфизма: оливин→клинопироксен→плагиоклаз и ортопироксен→роговая обманка. На отдельных участках наблюдается сидеронитовая структура, где магнетит заполняет интерстиции между зернами моноклинного пироксена и проникает в них по трещинам. Кроме того, встречается пойкилитовая структура – включения оливина в зерна клинопироксена.

Главными минералами являются плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен, оливин, роговая обманка. К второстепенным относится магнетит. Вторичные – цоизит, серпентин, серицит, соссюрит, пелитоморфный агрегат. Плагиоклаз образует зерна удлиненно-призматической формы размером 0,5 – 5,8 мм. Угол симметричного погасания 30˚ позволяет отнести его к лабрадору (№~ 60). Оливин встречается в виде округлых изометричных зерен, разбитых трещинами, диаметром 0,2-1,9 мм. В индивидах минерала наблюдаются трещинки, не имеющие закономерной ориентировки, которые выполнены волокнистыми и чешуйчатыми агрегатами серпентина. Клинопироксен образует коротко – и длиннопризматические зерна размером 0,8-3,5 – 2,5-5,2 мм. Минерал частично замещается роговой обманкой и тремолитом. Ортопироксен представлен слабо удлиненными кристаллами размером 0,7-1,2 – 1,5- 3,5 мм. Роговая обманка образует зерна неправильной формы, окрашенные в бледно-зеленый и зеленые тона. Минерал характеризуется плеохроизмом, прямой схемой абсорбции, положительным знаком зоны. Угол C:Ng 20-22˚. Магнетит чаще всего заполняет интерстиции между крупными индивидами плагиоклаза, иногда обнаруживает идиоморфные зерна.

Роговообманковое габбро. Порода имеет массивную текстуру и панидиоморфнозернистую структуру, которая определяется сочетание идиоморфных зерен плагиоклаза и роговой обманки. На отдельных участках наблюдается гипидиоморфнозернистая структура, которая определяется сочетание идиоморфных зерен плагиоклаза и ксеноморфных зерен роговой обманки, которая заполняет промежутки между индивидами плагиоклаза. Главными минералами являются плагиоклаз и роговая обманка, к второстепенным относится магнетит. Вторичные минералы представлены серицитом, соссюритом, цоизитом, хлоритом и пелитоморфным агрегатом. Роговая обманка образует удлиненные и вытянутые зерна размером 0,7- 2,5 мм, окрашенные в бледно-зеленые тона. Угол C: Ng 13-20˚. Роговая обманка замещается по центру хлоритом и актинолитом. Плагиоклаз представлен удлиненно-призматическими кристаллами размером 2-5 мм. Плагиоклаз по центру замещается пелитоморфным агрегатом серой окраски, тонкочещуйчатым серицитом, соссюритом, а по краям серицитом и цоизитом. Магнетит образует зерна неправильной формы размером 0,1-0,3 мм. Магнетит локализован возле зерен роговой обманки, часто зерна роговой обманки обрастают зерна магнетита округлой или квадратной формы. Кроме того, магнетит образует ксеноморфные зерна, заполняя интерстиции между зернами роговой обманки и плагиоклаза.

По результатам петрографического изучения пород Хайрханского массива были выделены и детально охарактеризованы четыре петрографические разновидности: троктолиты, оливин-роговообманковые габбро, оливиновые габбронориты, относящиеся к породам расслоенной серии массива, а также роговообманковые габбро краевой фации. На основании петрографических исследований можно сделать вывод, что выделенные разновидности в целом характеризуются массивной и трахитоидной текстурой, гипидиоморфнозернистой и сидеронитовой структурой. Вторичные изменения представлены серицитизацией, соссюритизацией, серпентинизацией и др.

Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Баженов Р.С., Войтенко Д.Н. Перспективы благородного оруденения Хайрханского габброидного массива (Западная Монголия) // Вестник Томского государственного университета. **2003**. Т. 3. №3. С. 223-225.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., **1990**. 269 с.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Шелепаев Р.А., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Врублевский В.В. Хайрханский дунит-троктолит-габбровый массив (Озерная зона Западной Монголии) – пример синколлизионных среднекембрийских габброидов // Материалы X Всерос. конф. с международным участием «Петрология

магматических и метаморфических комплексов». Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, **2018**. Вып. 10. С. 169-174.

РАННИЕ И ПОЗДНИЕ ЭКЛОГИТЫ ОСТРОВА СТОЛБИХА (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Максимов О. А.
ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск olemaximov@mail.ru

В Беломорской провинции Фенноскандинавского щита в районе с.Гридино установлены архейские эклогиты (Володичев и др., 2004; Li et al., 2015). Одним из наиболее известных объектов распространения эклогитов в данном районе является остров Столбиха. В юго-восточной части острова обнаружена (Володичев и др., 2004) крупная будина эклогитов, которая согласно залегает среди милонитизированных гнейсогранитов. В 60 метрах на запад от данной будины однотипные милонитизированные гнейсограниты сечет серия жил массивных плагиогранитов с возрастом 2701.3 ± 8.1 млн лет (Володичев и др., 2004). Вместе с тем тело эклогитов и вмещающие гранитогнейсы сечет пегматитовая жила возрастом 1875±30 млн лет (Skublov et al., 2011).

В строении будины острова Столбиха установлены преобразованные полосчатые и массивные эклогиты (Balagansky et al., 2019; Максимов, 2019). На контакте пород прослеживается резкий переход от полосчатой к массивной текстуре.

Полосчатые преобразованные эклогиты имеют полосчатую и сланцеватую текстуру с чередованием меланократовых амфиболизированных зон и лейкократовых светло-зеленых прослоев. Клинопироксен в породе представлен в различной степени трансформированными агрегатами Di-Pl[2] состава (2-12% Jd, до 6% Ae и 26-52% An), валовый химический состав которых соответствует Omp (20-28% Jd). Реликты гранат-омфацитового парагенезиса представлены включениями Omp (28% Jd) в гранате (16-23% Prp, 27-35% Grs, 43-51% Alm). Зональные гранаты обогащены включениями Rt, Qz и Zo. Ранняя минеральная ассоциация Grt-Cpx-Pl-Qz полосчатых преобразованных эклогитов образовалась при T=750-850˚C и P=11-14 кбар (здесь и далее в тексте давления и температуры рассчитаны методом TWEEQU (Berman, 1991) с использованием программ TWQ_Comb и TWQ_View Д.В. Доливо-Добровольского), что соответствует переходной области эклогитовой и высокобарной гранулитовой фаций метаморфизма. Цирконы из ранних эклогитов представлены округлыми изометричными кристаллами размером 50-150 мкм с низким (0.22-0.42) Th/U отношением и обеднены ТРЗЭ. Данные характеристики обычны для цирконов, формирующихся в условиях экогитовой/высокобарной гранулитовой фаций метаморфизма. Цирконы содержат включения Zo, Grt, Rt, хотя обычны также Crb, Cpx (Jd до 6%), Pl, Qz. U- Pb возраст цирконов варьирует от 2,72 до 2,68 млрд лет. Тонкие до 5-10 мкм каймы возможно имеют палеопротезозойский возраст. Таким образом, ранние эклогиты образовались в архее (не моложе 2,72 млрд лет).

Массивные эклогиты образуют тело сложной морфологии в восточной краевой части будины. Преимущественно состоят из гранат-омфацитового минерального парагенезиса. Второстепенные минералы представлены амфиболом, плагиоклазом,

[2] Сокращения минералов приняты по (Kretz, 1983). Кроме того, Jd – содержание жадеитового компонента в клинопироксене, Ae - эгирин, An – содержание анортитового компонента в плагиоклазе.

кварцем, рутилом, цоизитом, эпидотом. В них лучше сохранился Grt-Omp парагенезис. Гранат содержит 45-52% Alm, 21-29% Prp и 18-29% Grs. Содержание Jd в Cpx до 35%, Ae до 10%. Вторичный Pl в породе содержит 18-27% An. Условия образования гранат-омфацитового минерального парагенезиса при T=700-800˚C и P=14-17кбар, что соответствует эклогитовой фации. Возраст позднего эклогитового метаморфизма оценивают около 1.9 млрд лет (Skublov et al., 2011; Yu et al., 2017).

В будине о. Столбиха отчетливо выделяются преобразованные полосчатые и массивные эклогиты. По геологическим и петрологическим наблюдениям формирование массивных эклогитов происходило по полосчатым преобразованным эклогитам. При этом полосчатые преобразованные эклогиты содержат реликты эклогитовой фации, что указывает на более раннее эклогитовое событие (2,72 млрд лет).

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. **2004**. Т. 12. № 6. С. 609–631.

Максимов О. А. Геолого-петрологические особенности эклогитов острова Столбиха (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. **2019**. 16. С. 356–359

Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Kartushinskaya T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Volodichev O.I., Stepanova A.V., Stepanov V.S., Slabunov A.I. Archean and paleoproterozoic eclogites and zoisitites in the Gridino area // Early Precambrian Eclogites of the Belomorian Province, Fennoscandian Shield. Field *Guidebook. Slabunov A.I., Balagansky V.V., Shchipansky A.A. (Eds.).* Petrozavodsk: KarRC RAS, **2019**. P. 11-48.

Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in, Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F. Canadian Mineralogist. **1991**. V. 29. P. 833–855.

Kretz R. Symbols for rock-forming mineral / Amer. Miner. **1983**. V. 68. P. 277-279.

Li X. L., Zhang L. F., Wei C. J., & Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Research. **2015**. V. 268. P. 74–96.

Skublov S. G., Astaf'ev B. Yu., Marin Yu. B, Berezin A. V., Mel'nik A. E., Presnyakov S. L. New Data on the Age of Eclogites from the Belomorian Mobile Belt at Gridino Settlement Area // Doklady Earth Sciences. **2011**. V. 439, Part 2. P. 1163–1170.

Yu H.L., Zhang L.F., Wei C.J., Li X.L., Guo J.H. Age and P-T Conditions of the Gridino eclogite in the Belomorian Province, Russia // Journal of Metamorphic Geology. **2017**. V. 35. P. 855-869.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОВИДНОСТЕЙ ЗЮВИТОВ И ПОРОД МИШЕНИ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ (ПАЙ-ХОЙ)

Максименко Н. И.
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nadiamaximenko@mail.ru

Породы, выполняющие Карскую кольцевую структуру и ее окружение, привлекали внимание многих исследователей с начала прошлого века. С 70-х годов XX в. началось активное исследование импактных пород Карской астроблемы (Масайтис и др., 1980; Мащак, 1990). В 2015 г. зювиты Карского кратера по комплексу признаков, в том числе исходя из предположения о разном протолите, подразделены на три типа. Предполагается, что для зювитов I типа протолитом являлись преимущественно полимиктовые песчаники, для зювитов III типа – существенно обогащенные углистым веществом сланцы и алевролиты, а в образовании зювитов II типа ведущую роль сыграли карбонатные породы (известняки и известковистые алевролиты) (Шумилова и др., 2016; 2019). В рамках комплексного исследования выделенных типов обломочных импактитов, а также в связи с необходимостью подтверждения предположения о различии протопород, на данный момент актуальным и необходимым является исследование и сравнительный анализ химического состава трех разновидностей зювитов и вышеуказанных типов пород мишени.

Для анализа вещественного состава образцы трех разновидностей зювитов и неизмененных пород подложки – песчаников, известняков и сланцев, были изучены с помощью силикатного анализа.

Выяснено, что по содержанию кремнекислоты разновидности зювитов характеризуются среднекислым составом. Максимальная концентрация SiO_2 отмечается у зювитов III типа (~ 60.5 %), а минимальная – у зювитов I типа (~ 57.6 %). Вместе с тем, в исследованных породах отмечается обратная зависимость содержания глинозема от концентрации кремнезема. Наибольшее количество Al_2O_3 характерно для «слабокислых» зювитов I типа (~ 13.7 %), в то время как в относительно «кислых» зювитах III типа содержание данного компонента практически вдвое меньше (~ 7.9 %). Зювиты II типа занимают промежуточное положение по содержанию вышеуказанных компонентов.

При дальнейшем анализе установлено, что зювиты I типа и их предполагаемый преобладающий протолит характеризуются схожими содержаниями основных петрогенных компонентов. При этом зювиты I типа обладают несколько меньшим содержанием Al_2O_3 (13.7 %), Fe_2O_3 (6.5 %), FeO (1.9 %), CO_2 (0.6 %) и относительно высокой концентрацией MgO (5.6 %), K_2O (2.9 %) и H_2O (3.4 %) в сравнении с песчаниками и алевролитами мишени, отличающимися содержанием Al_2O_3 – 14.6 %, Fe_2O_3 – 7.1 %, FeO – 4.8 % и CO_2 – 2.4 %.

Выявлено, что зювиты II разновидности и карбонатные породы мишени характеризуются некоторыми расхождениями вещественного состава. Зювиты II типа обладают относительно высокой концентрацией большинства петрогенных компонентов – SiO_2 (59.2 %), Al_2O_3 (11.2 %), CaO (6.8 %), Fe_2O_3 (4.8 %), FeO (2.9 %), MgO (3.4 %), щелочей (1.5–2 %), а также TiO_2 (0.63 %), P_2O_5 (018 %), H_2O (0.92 %) и MnO (0.15 %). Исследованные известняки мишени обладают повышенным содержанием CaO (44 %), относительно высокой концентрацией SiO_2 (16.7 %) и незначительными примесями Al_2O_3, Fe_2O_3, H_2O, MgO и щелочей (до 1 %), а также P_2O_5, MnO, FeO и TiO_2 (в пределах десятых долей процента), что может указывать на присутствие глинистой компоненты в их составе. При этом такие известняки имеют высокие значения ппп (35.3 %) и CO_2 (33.6 %), а также отличаются присутствием SO_3 (до 3 %) в своем составе.

Зювиты III типа, в сравнении с неизмененными существенно углистыми алевролитами мишени, характеризуются несколько бо́льшим содержанием SiO_2 (60.5 %),

CaO (10 %) и MgO (4.2 %), и меньшей концентрацией Al_2O_3 (7.9 %), Fe_2O_3 (3.8 %) и щелочей (1.6 % K_2O и 1.4 % Na_2O). Исходные алевролиты, напротив, отличаются сравнительно высокой долей Al_2O_3 (11.4 %), Fe_2O_3 (5.2 %), K_2O (2 %) и Na_2O (1.7 %), и низким содержанием SiO_2 (54.2 %), CaO (8.1 %) и MgO (3 %). Содержание компонентов TiO_2, MnO, P_2O_5, FeO, H_2O и CO_2 в зювитах III типа, в целом, не обнаруживает существенных расхождений с аналогичными компонентами состава предполагаемого протолита.

Таким образом, установлено, что выделенные разновидности зювитов Карской астроблемы петрохимически отличаются друг от друга, что может указывать на различие состава преобладающего протолита для каждого типа. Выявлена достаточно хорошая корреляция составов разновидностей и их предполагаемых протопород по основным петрогенным компонентам. Некоторые расхождения вещественного состава обломочных импактитов и предполагаемых исходных пород, скорее всего, связаны с полимиктовым характером и сложным петрографическим составом зювитов, что обусловлено первичной литологической неоднородностью пород, подвергшихся ударному метаморфизму, и перемешиванием материала в ходе формирования зювитов. Полученные данные в целом могут указывать на генетическую взаимосвязь выделенных типов зювитов и их предполагаемых протолитов, обосновывая справедливость предложенной типизации обломочных импактитов. Результаты исследований имеют важное значение в исследовании импактитов и могут служить основой для дальнейшей типизации зювитов других областей Карской структуры с перспективой обнаружения новых или переходных разновидностей и построения наиболее полной и целостной классификации обломочных импактитов Карской астроблемы.

Автор выражает благодарность Шумиловой ТГ за помощь в проведении экспедиционных работ и научные консультации, Ковальчук Н.С. за предоставленный аналитический материал, а также Кокшаровой О.В. за проведенные аналитические работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке ГР № АААА-А19-119031390057-5.

Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. Геология астроблем. Ленинград: Недра, **1980**. 231 с.

Мащак М.С. Геологическая обстановка времени образования импактных кратеров на Пай-Хое // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. **1990**. С. 24-37.

Шумилова Т.Г., Исаенко С.И., Ковальчук Н.С., Уляшев В.В., Макеев Б.А. Разновидности импактитов, апоугольных алмазов и сопутствующих углеродных фаз Карской астроблемы // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии: Материалы минералогического семинара с международным участием. **2016**. С. 270-271.

Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Макеев Б. А. Геохимическая специфика алмазоносных зювитов Карской астроблемы (Пай-Хой) // Доклады академии наук. **2019**. Т. 486 (2). С. 233-236.

СОСТАВА АМФИБОЛОВ ИЗ МЕТАБАЗИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА: ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ПОРОД И УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Машкин Д.А., Азимов П.Я.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург
ployer@mail.ru

Амфиболы – широко распространённые породообразующие минералы, обычные для различных пород. Множество структурных позиций и большая изоморфная ёмкость обеспечивают широкие вариации состава минералов этой группы. Главными факторами, влияющими на их состав, являются валовый химический состав породы и термодинамические условия кристаллизации. Рассмотрим роль этих факторов для амфиболов в некоторых метабазитах Беломорского подвижного пояса.

Беломорский пояс, расположенный в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, был сформирован в результате мезо- и неоархейских аккреционных и коллизионных процессов, сопровождавшихся высокобарическим метаморфизмом, и подвергся палеопротерозойской тектоно-метаморфической переработке в составе Лапландско-Кольского орогена (Ранний докембрий…, 2005). Для реконструкции истории его метаморфизма важное значение имеют интрузии раннепалеопротерозойских габброидов, не вовлечённые в архейские преобразования и поэтому являющиеся индикаторами позднепалеопротерозойских процессов (Бабарина и др., 2017). Среди этих габброидов преобладают магнезиальные габбронориты и кварц-нормативные феррогаббро, резко различающиеся между собой по химическому составу. Интрузия феррогаббро на о. Хитоостров Верхне-Пулонгского озера в ходе палеопротерозойской орогении превращена в тектоническую пластину среди вмещающих гнейсов и амфиболитов чупинской толщи (Бабарина и др., 2017). В восточной части того же Верхне-Пулонгского озера, на границе чупинских гнейсов и хетоламбинских амфиболитов, расположена Вуатваракская интрузия оливиновых габброноритов, также превращённая в тектоническую пластину (Zakharov et al., 2019). Обе эти интрузии подверглись позднепалеопротерозойскому метаморфизму, на пике достигавшему уровня гранулитовой фации высоких давлений, а потом были регрессивно переработаны в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений (Азимов и др., 2018; Азимов и др., 2019). Гранулитовые парагенезисы сохранились в виде реликтов среди парагенезисов амфиболитовой фации. Во вмещающих гнейсах и амфиболитах реликты гранулитов отсутствуют, а все минеральные ассоциации отвечают уровню высоко- и среднетемпературной амфиболитовой фации.

Для исследований была взята серия образцов метаферрогаббро, метагаббронноритов и амфиболитов из вмещающих интрузии толщ. Образцы отвечают условиям высокобарной гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (Азимов и др., 2018; Азимов и др., 2019). В образцах высокобарных гранулитов проявлены диафторические изменения амфиболитовой фации. Образцы метагаббронноритов: NK14-025A и NK14-025B (Bt-Grt-Opx-Ath-Hbl порода), NK15-032 (Grt-Opx-Hbl порода с Bt и Ath и без Pl), NK14-025/1 и NK14-025/2 (Grt-Ath амфиболиты с Bt), и образец NK14-024 из Grt-Qtz жилы в метагаббронорите. Образцы метаферрогаббро: X-245 (массивный Grt-Cpx гранулит), X-248 (рассланцованный Grt-Cpx гранулит), NK12-139 (немигматизированнный Cpx-Grt амфиболит), NK13-068 (интенсивно мигматизированнный Grt-Bt амфиболит). Вмещающие породы: NK12-110 (мигматизированнный Czo-Cpx-Grt амфиболит на контакте с метаферрогаббро), NK11-055/1 и S-083 (мигматизированные Grt-Cpx амфиболиты среди глинозёмистых гнейсов чупинской толщи, вмещающих габбронориты и феррогаббро). Расчёт кристаллохимических формул амфиболов выполнялся в программе Amphibole Classification Excel Spreadsheet (Locock, 2014).

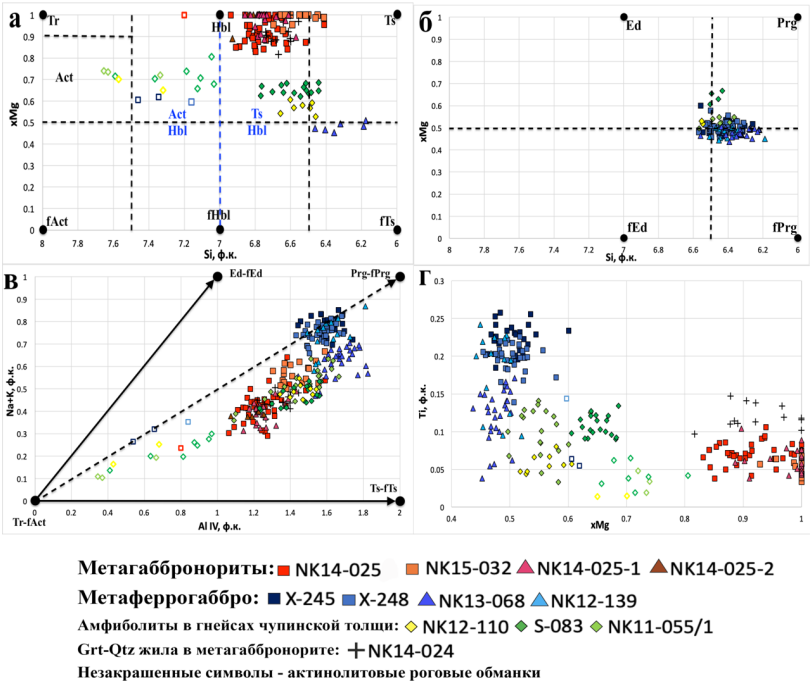


Рис. 1 Вариации составов Ca-амфиболов (роговых обманок) из метабазитов Беломорского пояса. а: Si – x_{Mg}, $(Na+K)_A \leq 0.5$ ф.к.; б: Si – x_{Mg}, $(Na+K)_A > 0.5$; в: Al^{IV} – $(Na+K)_A$; г: x_{Mg} – Ti. $x_{Mg} = Mg/Mg+Fe^{2+}$.

По химическому составу все изученные амфиболы относятся к кальциевым ($Ca_B > 1.5$ ф.к.) с содержанием Si = 6.2–7.7 ф.к., Al^{IV}=0.3–1.9 ф. к., Al^{VI} = 0.2–1.0 ф. к. и $x_{Mg} \geq 0.45$ (рис. 1). Позиция А в структуре амфиболов заполнена частично: $(Na+K)_A \leq 0.85$. Роговые обманки чётко разделяются на высококремниевые (Si >7 ф.к., Al^{IV} <1 ф.к.) – актинолитовые – и низкокремниевые (Si =7–6.5): чермакитовые с $(Na+K)_A$ <0.5 и паргаситовые с $(Na+K)_A$> 0.5 (рис. 1, а и б), а также паргаситы (Si <6.5). Некоторые амфиболы (незначительное количество) попадают в поле эденитов. Выделение актинолитовых роговых обманок оправдывается существованием между ними и низкокремниевыми роговыми обманками экспериментально выявленного разрыва смесимости (Zingg, 1996). Актинолитовые роговые обманки из всех изучаемых амфиболов – наиболее кремнистые, умеренно-магнезиальные (x_{Mg} = 0.6–0.8), низкоглинозёмистые (Al^{IV} <1 ф.к. и Al^{VI} <0.6 ф.к.) и низкотитанистые (Ti преимущественно <0.07 ф.к.). Позиция А в них заполнена слабо (<0.36 ф.к.), Na в позиции В тоже крайне мало (в среднем 0.07 ф.к.) Анализ зависимости состава амфиболов от протолита показывает, что в метагаббронoритах преобладают чермакитовые роговые обманки, с которыми сосуществует незначительное количество актинолитовых. Для метагаббронoритов характерна наибольшие магнезиальность амфиболов (x_{Mg} = 0.85–1 против 0.45–0.55 в метаферрогаббро) и доля натрия (x_{Na} = (Na/Na+K) = 0.85–1 против в 0.55–0.85 в метаферрогаббро) и бóльшие содержания Si, чем в метаферрогаббро. Также для них характерны максимальные значения Na_B (до 0.43 ф.к.), то есть существенное количество барруазитового компонента, что согласуется с установленными высокими

давлениями метаморфизма. В метаферрогаббро наблюдаются преимущественно паргаситы и паргаситовые роговые обманки, однако присутствуют и сосуществующие с ними актинолитовые. В амфиболах метаферрогаббро позиция A наиболее заполнена, в них же наблюдаются наибóльшие содержания Al^{IV} и Al^{VI}: замещение происходит преимущественно по паргаситовой схеме (рис. 1в). Амфиболы метаферрогаббро более калиевые, чем в метагабброноритах, и более титанистые (до 0.25 против 0.03–0.1 ф.к.). Амфиболы из амфиболитов среди вмещающих метагабброидные интрузии пород по составу относятся преимущественно к чермакитовым роговым обманкам, но и среди них есть актинолитовые роговые обманки. Роговые обманки этих амфиболитов часто занимают промежуточное положение между полями составов амфиболов из метаферрогаббро и метагаббронноритов.

Влияние условий метаморфизма проявлено слабее. Переход от гранулитов к амфиболитам ярче всего выражен в изменении содержания титана (рис. 1г) – в гранулитизированных феррогаббро содержания Ti в роговых обманках (0.2–0.25 ф.к.) значительно больше, чем в амфиболитизированных феррогаббро (0.1–0.15 ф.к.). В метагабброноритах различия по Ti гораздо слабее, кроме несколько повышенного титана в образце из Grt-Qtz жилы (Ti >0.1 ф.к.). Это может быть связано с высоким содержанием Ti в самих метаферрогаббро, проявляющимся в присутствии большого количества его собственных минералов – ильменита и титанита. Также отмечается несколько повышенные содержания суммы щелочей в амфиболах из гранулитов по сравнению с амфиболами из амфиболитов.

Таким образом, состав изученных амфиболов определяется в первую очередь валовым составом породы. PT-условия метаморфизма влияют на состав амфиболов в меньшей, но тоже в существенной степени. Для изученных образцов метабазитов характерно наличие сосуществующих чермакитовых, паргаситовых и актинолитовых роговых обманок, существенно отличающихся по химическому составу. Амфиболы из метабазитов разного состава значительно различаются по содержаниям щелочей, Al^{IV}, Si, магнезиальности и Ti. Сильнее всего реагируют на изменения PT-условий метаморфизма содержания Ti и суммы щелочей в амфиболах.

Азимов П.Я., Бабарина И.И., Серебряков Н.С. Высокобарные минеральные парагенезисы в палеопротерозойских метагаббронноритах массивов Вуатваракка и Йокиваракка (Чупинский парагнейсовый пояс, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Материалы конф., посв. 120-летию со дня рождения Д.С. Коржинского. Москва: ИГЕМ РАН, **2019**. С. 10–14.

Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Метаморфизм и мигматизация в палеопротерозойском коллизионном орогене: эволюция P-T условий и парциальное плавление в метаферрогаббро Хитоострова и вмещающих гнейсах (Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Материалы III конф., посв. 85-летию Л.Л. Перчука. Черноголовка: ИЭМ РАН, **2018**. С. 9–10.

Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. **2017**. № 5. С. 3–19.

Ранний докембрий Балтийского щита. / Под ред. В.А. Глебовицкого. Санкт-Петербург: Наука, 2005. 711 с.

Locock A.J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Comp. Geosci. **2014**. V. 62. P. 1–11.

Zakharov D.O., Bindeman I.N., Serebryakov N.S., et al. Low $\delta^{18}O$ rocks in the Belomorian belt, NW Russia, and Scourie dikes, NW Scotland: A record of ancient meteoric water captured

by the early Paleoproterozoic global mafic magmatism // Precamb. Res. **2019**. V. 333. Article 105431.
Zingg A.J. Immiscibility in Ca-amphiboles // J. Petrol. **1996**. V. 37. P. 471–496.

ПЕТРОЛОГИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ ДОЛЕРИТОВ УКЬЮССКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Михайлов В. М.
ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, vasilij_michajlow@mail.ru

Изученные долериты слагают рой мелких дайкообразных тел, простирание которых согласно с общим простиранием геологических структур района.

Рассматриваемый район Печорского Урала, особенно интересен в том отношении, что здесь на обширной территории, включающий бассейн верхнего течения р. Печоры и ее крупных восточных притоков (реки Илыч, Ельма, Унья, Кисунья), развиты многочисленные малые интрузивные тела, преимущественно основного состава, прорывающие отложения от ордовика до верхнего девона включительно и выделяемые в составе илычского и тимаизского комплексов (Государственная…, 2005). Характерны только гипабиссальные интрузии в форме силлов, даек и штокообразных тел небольшого размера, причем существенно преобладают мелкие дайки (метры, первые десятки метров мощностью) пород основного состава.

Целью настоящей работы является типизация долеритов массива (г. Марка – Чук), выяснение условий их генезиса, а также геодинамической природы их формирования.

Для решения этой цели перед нами ставились следующие задачи: исследование особенностей вещественного состава путем детальной петрографической и минералогической характеристик рассматриваемых пород, анализ данных химических содержаний петрогенных элементов, реконструкция палеогеодинамической обстановки формирования рассматриваемых пород.

Объектом исследования являются гипабиссальные породы основного состава (гранофировые долериты), горы Марка-Чук. Массив, сложенный этими породами, расположен на Западном склоне Северного Урала, в Южной Части Тимаизского Поперечного поднятия.

Породы Укьюсского массива верхнедевонского возраста прорывают осадочные породы Укъюдинской и устьлопьюской толщи среднесилурийского – нижнедевонского возраста. Породы выходят на поверхность в верхней половине г. Марка-Чук, расположенной на правой стороне реки Илыч, в 2,6 км выше по течению от кордона Ук – Ю, в 4 ,5 км выше по течению от устья р. Ук – Ю. Массив возвышается над рекой на 70 – 80 м. Обнажение слагает восточную и северо – восточную часть горы, обрываясь главным уступом к северо – востоку.

Массив в целом имеет полуовальную форму, вытянут на 200 м с севера на юг, при ширине около 70 м. Он в основном сложен гранофировыми долеритами. Массив разбит тектоническими трещинами, вдоль которых развиты зеркала скольжения. Падение трещин ориентированы на запад под углом 50 – 60 градусов.

Макроскопически изучаемые породы имеют зеленовато - черный цвет, бурую корочку выветривания, по трещинам следы ожелезнения, текстуру - массивную, миндалекаменную, структуру -мелко - среднезернистую, офитовую, пойкилоофитовую.

Долериты Укьюсского массива представлены, в основном, порфировидными офитовыми гранофировыми долеритами с участками четко выраженной долеритовой структурой, или хаотичной текстурой. Породы первого типа состоят из идиоморфных

зерен плагиоклаза: мелкие – в виде лейст, и более крупные, удлиненно-таблитчатой формы. По углу симметричного наибольшего погасания и по результатам микрозондового анализа лейсты плагиоклаза диагностируются как альбит (замещенный). Зерна плагиоклаза, характеризуются большей степенью идиоморфизма по отношению к пироксенам. Для них характерно значительное присутствие продуктов изменения в виде соссюритизации: альбита, эпидота, клиноцоизита (An 2-9, Ep 30, ZO 70). Клиноцоизит, содержит минимальную примесь Fe. Содержание эпидотового минала до 10 %. Содержание альбита 2-9, замещает мелкими чешуйками хлорита.

Моноклинный пироксен образует ксеноморфные зерна, размеры кристаллов до 1,2 мм, расположенных в промежутках между лейстами плагиоклазов. Минеральный состав (по данным микрозондовго исследования) пироксена: преимущественно авгит, ферроавгит и салит ксеноморфный (30 – 35%). Он имеет зональность: в центральной части пироксена содержание магния составляет 13,37 %, а в краевой части его 12,13 %. Соответственно, содержание железа в центральной части 15,88 %, в краевой части 16,96 %.

В некоторых образцах развиты мелкие до 1 мм гранофировые зерна, образованные срастаниями кварца и калиевого полевого шпата. Апатит встречается по породе неравномерно, и представлен в форме удлиненно - призматических до игольчатых кристаллов (около 2 %), размерами до 0,4 мм.

Самым распространенным рудным минералом является ***ильменит и титанит***, составляющих от общего объема пород порядка 3%. Ильменит коричневато – темного цвета, образует сложные ромбоэдрические и пластинчатые кристаллы. Титанит встречается реже, около 1%, желто – бурого цвета, кристаллы имеют конвертообразную форму с клиновидным сечением. Характер вторичных изменений несколько различается, большая часть породы подверглась хлоритизации, и соссюритизации. При этом сформировались весьма крупные веерообразные срастания хлорита, занимающие в некоторых случаях до 3 – 5 % в породе. Встречаются единичные зерна циркона, образующих дипирамидальные призматические кристаллы.

Наблюдаются трещины от 0,5 до 3 – 5 мм, заполненные гранулированным кварцем с волнистым погасанием.

Был изучен химический состав породообразующих оксидов долеритов горы Марка-Чук (табл. 1). Для более полной характеристики было проведено сравнение составов изученных пород с известными составами тимаизского и илычского комплексов ((Государственная…, 2005).

Таблица 1 Химический состав долеритов г. Марка-Чук

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Сумма
37/1	49,13	2,05	15,15	2,69	10,67	0,18	3,18	10,04	2,41	0,78	0,2	100
37/2	48,44	3,26	13,07	3,01	13,59	0,21	2,06	8,68	2,16	1,18	0,37	100
37/3	50,23	2,78	13,48	2,62	12,98	0,18	2,31	8,31	2,86	0,16	0,28	100
37/4	49,81	2,64	13,28	3,19	12,15	0,19	2,14	10,41	1,36	0,12	0,26	100
37/5	48,08	2,52	15,82	3,31	10,29	0,19	2,67	8,55	2,5	1,43	0,19	100
37/6	47,21	1,47	16,56	1,85	9,21	0,16	3,98	12,6	2,26	0,07	0,14	100

Согласно петрохимической классификации породы принадлежат к семейству базальтов. Долериты горы Марка Чук являются породами основного состава нормальной щелочности. Содержание SiO2 колеблется от 47,2 до 50,2 %, Na2O + K2O от 1,48 до 3, 93

%. Большинство долеритов имеют низко, нормально и высоко калиевый состав, обусловленный присутствием гранофиров. Большая часть проанализированных пород горы Марка Чук являются высокотитанистыми разновидностями. Долериты укьюсского массива являются умеренно - глиноземистыми разностями. На основании диаграмм Харкера можно выделить следующие тенденции в изменчивости химического состава долеритов. Оксид железа (общего) увеличивается при росте кремнеземистости. Суммарное количество калия и натрия ведут себя похоже и их содержания увеличиваются с уменьшением магнезиальности. Содержание оксида кальция значительно уменьшаются с уменьшением Mg . Содержание титана и алюминия по мере увеличения кремнезема незначительно уменьшается, а содержание фосфора увеличивается. Долериты укьюсского массива относятся к толеитовой серии. При этом наблюдается типичное для толеитов обогащение пород железом по мере кристаллизации при уменьшении содержания оксида магния, когда в кристаллизующейся ассоциации плагиоклаз преобладает над фемическими минералами, что соответствует нашим петрографическим наблюдениям. Породы и тимаизского и илычского комплексов представляют ту разновидность толеитового тренда, когда увеличение железистости происходит с уменьшением содержания кремнезема, что согласуется с известными выводами для габброидов Скергаардского интрузива (Эволюция, 1983). Отличительной особенностью полученной нами тренда является то, что с увеличением кремнезема растет содержание железа. Это может говорить о том, что расплав формировал данную интрузию на поздней стадии магматического очага, из которого кристаллизовались породы тимаизского и илычского комплекса.

Для определения палеогеодинамической обстановки формирования долеритов нами был использован ряд диаграмм. На диаграмме Лутца (Лутц, 1980) , разграничивающей базальтоиды различных геодинамических обстановок, фигуративные точки составов пород обоих комплексов ложатся рядом с трендом, типичным для пород континентальных рифтов. Таким образом, можно сказать, что образование даек долеритов происходило в условиях континентальных палеообстановок.

Несмотря на то, что ранее было установлено (Геологическая…2005), долериты выделяя в составе Центрально – Уральского поднятия являются более измененными по сравнению с таковыми породами Западно-Уральской Мегазонны. Изученные долериты сильно измененные, чем имеют большее сходство с долеритами Центрально – Уральского поднятия. Изменения долеритов связаны с приуроченностью тела к тектонического нарушению северо – восточного простирания.

Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия – Лист P-40 (Североуральск). Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, **2005**. 332 с.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. Москва: Недра, **1980**. 125 с.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. /Труды III УрМСС. Свердловск, **1980**. 15 с.

Эволюция Изверженных пород: Пер. с англ./ Под ред. Йодера. Москва Мир, **1983**. 528 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОНГОНИТОВ МАССИВА АРЫ-БУЛАК ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ФУГИТИВНОСТИ КИСЛОРОДА.

Новикова А.С.[1], Алферьева Я.О.[1], Чевычелов В.Ю.[2]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва; novikova-a-s@yandex.ru

[2] Институт Экспериментальной Минералогии имени академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка

Массив Ары Булак расположен в Восточном Забайкалье. Он образует вытянутый с северо-запада на юго-восток грибообразный лакколит, размерами 500 × 800 м. (Перетяжко и др.,2010). Сложен субщелочными онгонитами. Возраст пород, определенный по изотопному отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$, составляет 142.1 ±0.4 млн. лет, что соответствует $D_{1\text{-}2}$. (Коваленко и др.,1999). Вмещающие породы массива – известняки, метавулканиты, сланцы и песчаники усть-борзинской свиты.

В массиве отмечается зональное строение: центральная часть сложена белыми порфировыми онгонитами, переходная зона - порфировыми Ca-F онгонитами, а эндоконтактовая зона юго-западной части афировыми разностями с редкими вкрапленниками и ксенолитами ороговикованных глинистых сланцев, размерами от 2 мм до 10 см (Антипин и др.,2009, Перетяжко и др.,2010).

Предыдущие эксперименты по плавлению субвулканического аналога литий-фтористых гранитов (Коваленко Н.И., 1979) выявили интервал плавления типичных онгонитов, поля устойчивости главных породообразующих минералов, влияние активности фтора на онгонитовый расплав. В работах И.С. Перетяжко сделан акцент на наличие в данных породах Ca-F расплава (Перетяжко и др.,2010).

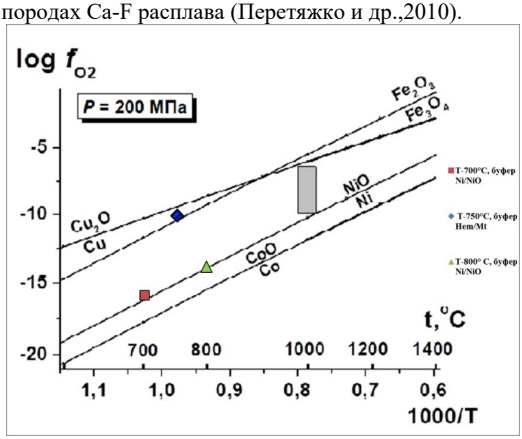


Рис.1 Значение фугитивности кислорода в опытах. (Первая серия экспериментов: T=700˚C, T=800˚C; буфер Ni/NiO; вторая серия экспериментов: T = 750˚C, буфер Mt/ Hem)

Для определения состава ликвидусных фаз и влияния на них фугитивности кислорода были проведены две серии экспериментов по плавлению образцов трех разновидностей пород массива. Первая серия была проведена на кафедре петрологии геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова на установке высокого давления с внешним нагревом, холодным затвором при давлении 1 кБар и температурах 700 и 800˚C,

содержании воды 10 масс. % и фугитивности кислорода, соответствующей буферу Ni-NiO (Рис.1). Точность поддержания температуры составляла 10˚С, давления – 100 бар. Продолжительность экспериментов при 800˚С составила 3 суток, при 700˚С – 7 суток. Продолжительность закалки примерно 10 мин (Alferyeva et al.,2018).

Установлено, что ликвидусными фазами пород эндоконтактовой зоны и Ca-F порфировых онгонитов являются флюорит и топаз. Ca-F расплав при данных условиях не образуется.

Вторая серия экспериментов проводилась на газовой бомбе в ИЭМ РАН в г. Черноголовка. В данном эксперименте проведено плавление пород эндоконтактовой фации и Ca-F порфировых онгонитов при T =750° С, давлении 1 кБар, содержании воды 10 масс. % и фугитивности кислорода, соответствующей буферу Mt/Hem (рис.1). Длительность опыта составила двое суток. Примерное время закалки 10-15 мин.

Установлено, что изменение фугитивности кислорода не повлияло на фазовый состав системы. Ликвидусные фазы, как и в случае с буфером Ni-NiO, представлены флюоритом и топазом. В условии равновесия системы при данных параметрах Ca-F расплав не является стабильной фазой.

Антипин В.С., Андреева И.А. Коваленко В.И. Кузнецов. В.А. Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива, Петрология. **2009**. Т. 17. №6. С. 601-612.

Коваленко В. И., Костицын Ю. А., Ярмолюк В. В, Будиков С. В., Ковач В. П, Котов А. Б., Сальннкова Е. Б., Антипин В. С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитов // Петрология. **1999**. Т. 7. М. 4. С. 401-429.

Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование образования редкометальных литий-фтористых гранитов. Москва: Наука, **1979**. 152 с.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, обоазованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмесимости // Геология и геофизика. **2011**. Т. 52. № 11. С. 1776-1789.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. **2010**. Т.51. №10. С. 1423-1442.

Alferyeva Ya.O., Novikova A.S. Experimental study of phase relations in crystallization of ongonite melts from the AryBulak intrusion // Experiment in Geosciences. **2018**. V. 24. № 1. P. 156-159.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛЮИДОВ И ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЗАЛЕГАЮЩИХ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (НА ПРИМЕРЕ БОГУНАЙСКОГО И ПАНИМБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Рябуха М.А.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

marya.ryabukha@mail.ru

Проблема связи орогенных золоторудных месторождений с магматизмом и метаморфизмом наиболее дискуссионна и актуальна. Исследование включений минералообразующих сред является одним из доступных методов познания процессов

эндогенного золоторудогенеза и его связи с основными корообразующими процессами. В настоящей работе описаны основные физико-химические условия и возраст формирования месторождений Богунайское и Панимбинское.

Данные золоторудные месторождения расположены на Енисейском кряже и приурочены к толщам различной степени метаморфизованности: к архейским гранулитам канской серии (Богунайское) и протерозойским сланцам пенченгинской и кординской свит эпидот-амфиболитовой фации (Панимбинское). Результаты изучения флюидных включений в кварце и сульфидах показали, что золотосодержащие кварцевые жилы месторождений кристаллизовались из Mg-Ca-Na-Cl-содержащих водно-углекисло-углеводородных флюидов при близких температурах: Богунайское формировалось при 220-350ºС, Панимбинское при температурах 100-400ºС. Многокомпонентный минералообразующий флюид на месторождениях содержал воду, углекислоту, метан, азот. Вода и углекислота практически всегда были в подавляющем количестве. Помимо большого количества воды, углекислоты и метана хромато-масс-спектрометрией во флюидных включениях определены алифатические, циклические, серо-, кислород- и азотсодержащие углеводороды. Ассоциации обнаруженных углеводородов во флюидных включениях являются индикаторами восстановительных условий минералообразования месторождений. Можно предположить, что золотоносные кварцевые жилы на этих месторождениях возникли, главным образом, при участии углеводородных восстановленных флюидов, содержащих металлоорганические комплексы, в зонах глубинных разломов.

На глубинный коровый источник минералообразующих растворов также указывает изотопия гелия из флюидных включений в кварце. На Панимбинском месторождении отношение (^{3}He/^{4}He)=(0.59±0.2)x10^{-6}, где доля мантийного гелия определена как 4.75 %. Для Богунайского месторождения вариации ^{3}He/^{4}He во флюидах из пород и руд составляют – (0,37±0,07)*10^{-6}, что свидетельствует о низкой (2,2%) доле мантийного гелия ^{3}He. Нужно отметить, что ^{3}He/^{4}He в мантии Земли оценивается в 12x10^{-6} (Халенёв, 2010), а в континентальной коре составляет 0.02x10^{-6} (Икорский и др., 2014).

Определенный Ar-Ar возраст серицитов из кварц-золоторудных жил Богунайского и Панимбинского месторождений показал, что оруденения значительно моложе метаморфизма в регионе и близки по возрасту к гранитоидному магматизму. Возраст серицита на Богунайском составил 461.6±3.1–466.0±3.2 млн. лет, а общая продолжительность формировании кварцевых жил месторождения, составляет 4.3–4.5 млн. лет (Рябуха и др., 2015). Кристаллизация кварцевых жил существенно разорвана с этапом метаморфизма вмещающих гранулитов, возраст которых около 1.9 млрд. лет, а ближайшие гранитоиды формировались на рубеже 521–374 млн. лет. (Верниковская и др., 2004; Сазонов и др., 2010). Соответственно, возраст рудообразующего процесса на Богунайском месторождении попадает в возрастной интервал становления ближайшего Нижнеканского гранитоидного массива.

Золотоносные кварцевые жилы Панимбинского месторождения формировались в интервале от 817.2±5.3 до 744±17 млн. лет, продолжительностью около 60 млн. лет. Возраст 817.2 ± 5.3 млн. лет можно связать с развитием первого этапа тектоно-метаморфической эволюции Панимбинского рудного узла и формированием основной Панимбинско-Шалакитской надвиговой системы Енисейского кряжа, где происходило внедрение Чиримбинского гранитоидного массива и контактовый метаморфизм сланцев рудной зоны месторождения (Гибшер и др., 2017; Сазонов и др., 2010, 2016). При этом метаморфизм отложений кординской свиты, вмещающей рудные тела месторождения Панимба, значительно древнее возраста формирования гидротермальной минерализации месторождения. Второй определённый возраст кристаллизации золото-кварцевых жил 744±17 млн. лет коррелируется со вторым этапом тектоно-метаморфической эволюции

Панимбинского рудного узла на рубеже 730–760 млн. лет и временем кристаллизации многофазного Чиримбинского интрузива в интервале от 868.9±6.5 до 721.4±1.6 млн. лет (Верниковская и др., 2002; Сазонов и др., 2010, 2016).

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.В., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойский коллизионных событий // Геология и геофизика. **2002**. Т. 43. № 3. С. 259-272.

Гибшер Н.А., Рябуха М.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Хоменко М.О., Бульбак Т.А., Некрасова Н.А. Характеристика металлоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика. **2017**. Т. 58. № 11. С. 1721-1741.

Икорский С.В., Каменский И.Л., Аведисян А.А. Изотопы гелия в зонах контакта щелочных интрузивов различного размера (на примерах щелочно-ультраосновного интрузива Озерная Варака и Ловозерского массива нефелиновых сиенитов, Кольский полуостров) // Доклады Академии наук. **2014**. Т. 459. №4. С. 474-478.

Рябуха М.А., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Хоменко М.О., Сазонов А.М. РТХ-параметры метаморфогенных и гидротермальных флюидов: изотопия и возраст формирования Богунайского золоторудного месторождения южной части Енисейского кряжа (Россия) // Геология и геофизика. **2015**. Т. 56. № 6. С. 1153-1172.

Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей //Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. **2010**. №4. С. 371-395

Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А. Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота Панимба (Енисейский кряж) // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. **2016**. Т.9. №2. С. 174-188.

Халенев В.О. Изотопный состав гелия и аргона как критерий рудоносности интрузивов Норильского района // Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г-м. наук. Санкт-Петербург. **2010**.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ МАГМАТИТОВ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Семиряков А.С., Гринёв О.М., Бестемьянова К.В.
Томский государственный университет, Томск alexey.semiryakov@mail.ru

Змеиногорский рудный район, расположенный на северо-западе российской части Рудного Алтая, имеет важнейшее значение для истории развития горнорудного дела с XVIII века, когда по указу Петра I и благодаря активной работе главных горнопромышленников тех времен открываются Лазурское (1720), Змеиногорское (1736) и другие месторождения. За свою трехвековую историю изучения и освоения Змеиногорский рудный район стал уникальным и фундаментальным объектом как для изучения месторождений вулканогенно-осадочных формаций, так и для обеспечения горнодобывающей и металлургической промышленности, в том числе и в XXI веке.

В пределах Змеиногорского рудного района выделяются две основные формации (или по другой классификации субформации) полиметаллических месторождений:

1. Колчеданно-полиметаллическая (Среднее, Корбалихинское, Семеновское и др.);
2. Барит-полиметаллическая (Змеиногорское, Стрижковское, Зареченское и др.), где отмечается повышенное содержание благородных металлов, в первую очередь Ag и Au.

Долгое время считалось, что размещение рудных объектов на Рудном Алтае подчиняется литолого-стратиграфическому контролю. Однако отсутствие удовлетворительной корреляции рудоносных стратиграфических уровней даже в пределах одной структурно-фациальной зоны ставит серьезный вопрос о состоятельности данного рудоконтролирующего фактора. Разные исследователи (Туркин и др., 2010; Гринёв и др. 2015) придерживаются мнения, что формирование полиметаллического рудного комплекса носит полистадийный и, возможно, полиэтапный характер, а размещение оруденения барит-полиметаллической и колчеданно-полиметаллической формаций обусловлено сочетанием целого ряда магматических, структурно-тектонических, литолого-стратиграфических и метасоматических факторов.

При высокой концентрации рудных объектов на территории Рудно-Алтайского мегапрогиба и наличии нескольких генераций руд естественно будет поставить вопрос о генетической связи и пространственной приуроченности крупнейших месторождений с магматическими процессами. Все рудные тела локализуются в девонских вулканитах от эмса до франа (Гаськов, 2015). Их главные закономерности локализации рассмотрены в работе, посвященной морфоструктурам и вещественному составу вулканитов Змеиногорского района (Гринёв и др., 2017).

На территории Змеиногорского рудного района выделяются следующие плутонические и гипабиссальные комплексы (на основе государственной геологической съемки 1:200 000 масштаба второго поколения, лист M-44-XI):

1. Нижнедевонский алейский комплекс габбро-плагиогранитовый
   - первая фаза: габбро, габбронориты, габбропироксениты, габбродиориты (ν_1D_1a);
   - вторая фаза: плагиограниты, лейкограниты, гранодиориты биотитовые, биотит-роговообманковые грубокрупнозернистые пофировидные ($p\gamma_2D_1a$);
   - дайки плагиогранит-порфиров ($p\gamma\pi D_1a$).
2. Мельнично-сосновский комплекс риолит-риодацитовый, представленный мельничной ($D_{1\text{-}2}mn$) и сосновской свитами (D_2ss), а также субвулканическими штоками, дайками и силами риолитов и риодацитов ($\gamma D_{1\text{-}2}ms$).
3. Давыдовско-каменевский базальт-дацит-риолитовый комплекс, представленный стратифицированными лавами, лавобрекчиями, тефроидами заводской ($D_{2\text{-}3}zv$), давыдовской ($D_{2\text{-}3}dv$) и каменевской ($D_{2\text{-}3}kmn$) свит, а также субвулканическими образованиями:
   - штоки, дайки, силлы базальтов ($\beta D_{2\text{-}3}dk$), андезитов ($\alpha D_{2\text{-}3}dk$), раиолитов и риодацитов ($\gamma D_{2\text{-}3}dk$).
4. Позднедевонский змеиногорский комплекс габбро-гранит-лейкогранитовый, разделяемый региональными картографами на 5 фаз:
   - первая фаза: габбро, габбродиорит, диориты мелко-среднезернистые (ν_1D_3z);
   - вторая фаза: гранодиориты и меланократовые граниты биотит-роговообманковые ($\gamma\delta_2D_3z$);
   - третья фаза: плагиограниты и натрово лейкограниты биотит-роговообманковые (γ_3D_3z);
   - четвертая фаза: лейкограниты биотитовые ($l\gamma_4D_3z$);
   - штоки и дайки гранит-порфиров ($\gamma\pi D_3z$), дайки амфиболизированных долеритов ($^m\nu D_3z$), дайки диорит-порфиров ($\delta\pi D_3z$).
5. Позднедевонский белорецко-маркакольский комплекс габбродолеритовый
   - штоки пикритов (ωD_3bm);

- штоки, силлы и дайки габбродолеритов, долеритов ($^{m}\nu D_3 bm$).

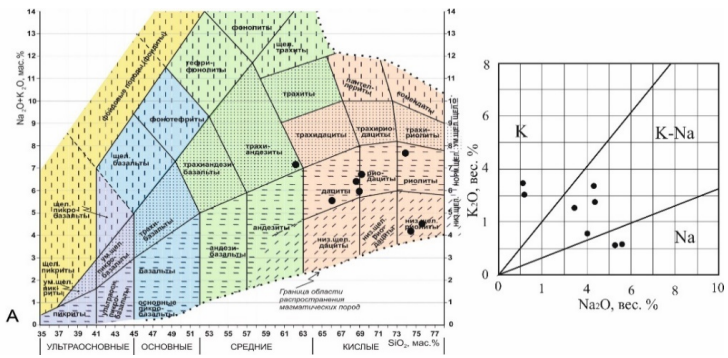
Более молодые комплексы (пермо-триасовый синюшинский гранодиорит-гранит-лейкогранитовый комплекс, каменноугольный волчихинский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый) не представляют большого интереса, т.к. однозначно являются пострудными. Их влияние на рудные объекты Змеиногорского района сказывается повторным разогревом с образованием гидротермально-метасоматических ореолов (Бестемьянова и др., 2017).

Несмотря на значительную геологосъемочную изученность Змеиногорского района, возрастное расчленение его магматических образований нельзя считать достоверно установленным вследствие единичных возрастных датировок, характеризующих, главным образом, гранитоиды змеиногорского комплекса. Однако количество выделяемых в переделах района комплексов малых интрузий, даек, а также эффузивных образований девонского возраста весьма велико, и они практически не изучены современными изотопно-геохимическими методами. Данной работой начинается планомерное исследование всей совокупности магматических образований Змеиногорского рудного района.

Пока в нашем распоряжении отобран ограниченный фактический материал пород змеиногорского комплекса: штоки и дайки основных пород первой фазы (от крупнозернистых габбро до тонкозернистых долеритов), штоки и дайки биотитовых и роговообманковых гранитов различного состава и петроструктур, а также субвулканические тела силлов, некков и даек, сложенных дацитами – риолитами.

Отобранные пробы наиболее представительных пород изучены петрографически, скоррелированы с легендой магматизма района, проведены петрохимические исследования*. В результате выявлена многостадийность проявления магматизма даже в пределах одной фазы. Субвулканические породы (рисунок 1А) представлены тремя типами – калиевым, калиево-натриевым и натриевым и имеют различную степень основности – от трахиандезитов до низкощелочных риолитов.

Исследования плутонических пород (рисунок 1Б) также говорят о многообразии состава магм, о наложенных вторичных метасоматических преобразованиях исходных пород в переделах одного комплекса. Фигуративные точки, попавшие в поля щелочных пород разной основности и в поле фойдовых пород, отвечают преобразованным калишпатизацией и альбитизацией габброидов щелочного и субщелочного ряда. При этом вопрос о механизме выноса из них кремнезема для нас пока остается открытым.



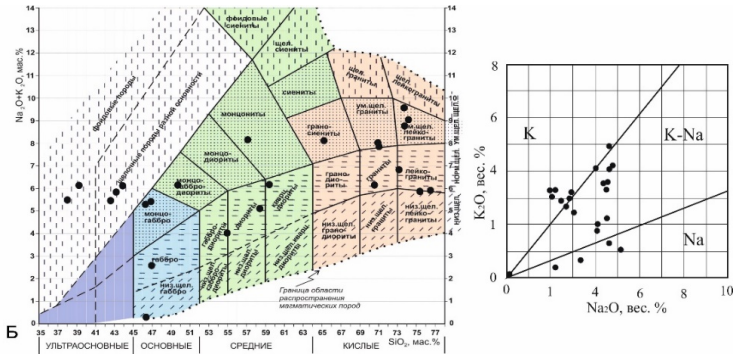


Рис. 1 TAS-диаграмма (Na_2O+K_2O) – SiO_2 и диаграмма щелочности K_2O – Na_2O для излившихся и субвулканических образований (А) и штоков и малых интрузий (Б) змеиногорского комплекса

Проведенные исследования представляют собой начало планомерных и актуальных на современном уровне изотопно-геохимических исследований магматитов Змеиногорско-Зареченского рудного поля одного из старейших рудных районов Южной Сибири.

Силикатный анализ проводился методом ICP-AES в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ; аналитики – инженер-исследователь Никитина Е.И., инженер-исследователь Власкина М.Ю.

Бестемьянова К.В. Околорудные метасоматиты барит-полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) / К.В. Бестемьянова, О.М. Гринев // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. Томск. **2017**. Т. 328. № 9. С. 114-126.

Гаськов И.В. Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в осроводужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. **2015**. № 2. С. 17-39.

Гринев О.М. К вопросу о структурно-тектоническом контроле барит-полиметаллического оруденения Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) / О.М. Гринев, К.В. Бестемьянова // Вопросы науки. Серия: Естественно-научные исследования и технический прогресс. **2015**. Т.2. С. 13-17.

Гринёв О.М. Морфоструктуры и вещественный состав эмс-раннеэйфельских вулканитов Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) / О.М. Гринёв, К.В. Бестемьянова, Р.О. Гринёв // Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. **2017**. С. 118-127.

Туркин Ю.А. Особенности локализации и геодинамическая позиция полиметаллического оруденения Рудного Алтая / Ю.А. Туркин, С.И. Федак // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых: Матер. научной конф. Томск: Изд-во ТПУ. **2010**. С. 115–119.

СВИДЕТЕЛЬСТВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОДАТНОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Сохорев К.К.
Томский государственный университет, г. Томск, sohorevkirill1998@mail.ru

Развитие континентальной части земной коры является одним из важнейших вопросов в науках о Земле. В связи с этим изучение метаморфизма, как инструмента преобразования земной коры, представляет собой большой интерес. В частности, изучение термодинамических параметров метаморфизма и изучение особенностей химизма и морфологии минералов, а также выявление минеральных ассоциаций дают представление об этапах метаморфизма на данной территории. В этом докладе автором осуществляется попытка исследовать проявления метаморфических событий в породообразующих минералах, в особенности гранатах, золоторудного месторождения Благодатное.

Месторождение Благодатное расположено в пределах Енисейской золоторудной провинции и Енашиминского рудного узла, контролируемого Татарской зоной разломов. Особенностью данного месторождения является отсутствие близкорасположенных интрузивных комплексов. Образование данного месторождения связано с развитием структурной ловушки «pull-apart», которая способствовала проникновению рудоносных флюидов (Колмаков и др., 2006).

В данной работе предполагается наличие соответствия между изменением химического состава минералов, их формой и условиями метаморфизма.

Работы осуществлялись при использовании поляризационного микроскопа Leica, необходимого для выделения морфологических типов гранатов и определения минеральных ассоциаций, а также растрового электронного микроскопа с системой рентгеноспектрального микроанализа для получения данных о химическом составе минералов.

По петрографическим данным выделяются 2 типа пород (рис. 1): гранат-слюдяные сланцы, и собственно слюдяные сланцы. Для первой группы характерны более мелкие зерна граната в сочетании с более крупными зернами матрикса (кварц, плагиоклаз). Также для неё характерны вытянутые зерна биотита, в отличие от таблитчатых зерен в собственно слюдяных сланцах. Для первого типа характерной ассоциацией является Гр+Му+Кв+Бт+Хл+Сил+Пл, для второго – характерны 2 ассоциации Му+Кв+Бт+Ст+Гр+Пл; Бт+Му+Гр+Кв+Пл+Хл.

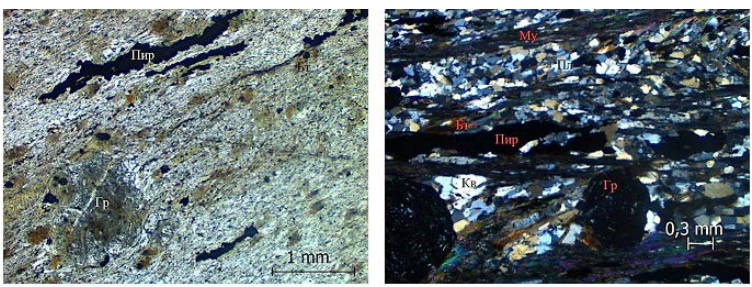


Рис. 1 Слюдяной сланец – справа, гранат-слюдяной – слева. Гр – гранат, Бт – биотит, Пир – пирротин, Му – мусковит, Пл – плагиоклаз, Кв – кварц (фото автора)

По химическому составу можно судить как о природе протолита, так и о последующих метаморфических преобразованиях пород. В пользу первого говорит высокое содержание кремнезема и глинозема в исследованных слюдах. Метаморфические преобразования заметны по содержаниям оксидов железа, магния и кальция. По концентрациям железа и магния можно сказать о соответствии фации B_3, по кальцию определяется принадлежность пород к фации B_4.

Более подробно были изучены гранаты, по зонам которых можно отслеживать метаморфические события. В морфологическом плане она подразделяются на 4 типа (Рис. 2). В первом типе пойкилитовые включения наблюдаются в краевых частях зерен, во втором – в центральной части. Третий тип характеризуется таблитчатой формой. Для четвертого типа характерны зерна граната без пойкилитовых включений, окруженных каемкой из мелких зерен того же минерала.

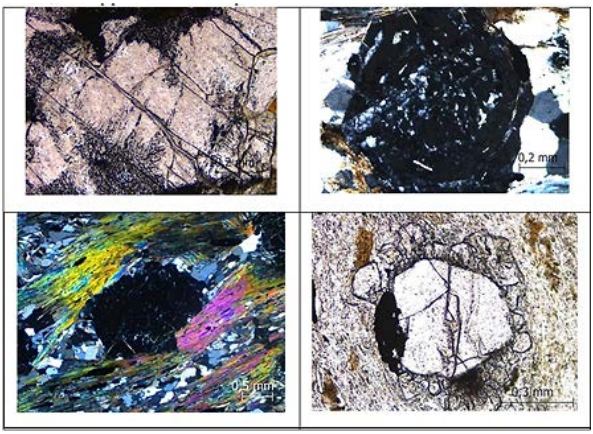


Рис. 2 Морфологические типы гранатов (слева направо, сверху вниз: типы 1 – 4)

Геохимическое исследование гранатов состояло в построении концентрационных профилей от одного края зерна до другого. При этом выделяются 3 типа, в зависимости от содержания оксидов кальция, магния, железа и марганца. Сочетания данных типов различны у каждой морфологической разновидности.

Наконец, была проведена корреляция (Рис. 3) между петрографическими и химическими данными, а также расчет температур по геотермометрам (гранат-биотитовый, биотит-хлоритовый). По этим данным можно сказать, что породы претерпели 3 этапа метаморфизма. Первый этап был прогрессивным (630-650°С), второй этап – регрессивным (450-460°С), который сменился новой волной прогрессивного метаморфизма (580-600°С). На позднем этапе происходила интенсивная хлоритизация пород.

Как итог, породы месторождения Благодатное претерпели несколько этапов метаморфического преобразования, при этом регрессивный метаморфизм произошел в промежутках между двумя прогрессивными этапами. Недостающим звеном данных является возраст вышеуказанных этапов. Этот вопрос будет прорабатываться в дальнейшем.

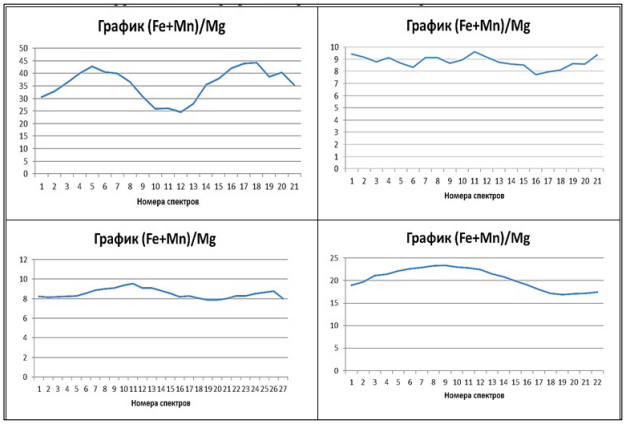


Рис. 3 Корреляционные графики для различных типов граната

Колмаков Ю.В. и др. Петромагнитная и минералогическая неоднородности и золотоносность рудной зоны месторождения Благодатного. Томск: Известия ТПУ. **2006**. С. 46-53.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ ЧАРОДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Трумм Т.В.
Томский государственный университет, Томск, blind5518@gmail.com

Региональный метасоматоз генетически связан с крупноплощадными эндогенными потоками флюидов и проявляется в зонах тектонических разломов. Разнообразные формы проявления связи метасоматоза с деформацией можно обнаружить при рассмотрении гидротермально-метасоматических образований в докембрийских породах Центрального и Западного Алдана. Отсюда следует, что основной проблематикой является пространственно-временное соотношение метаморфизма, метасоматоза, сдвиговых деформаций, а также связь флюидного потока с магматическими образованиями. Для гипабиссальных метасоматитов существует достаточно отчетливая связь с конкретными телами магматических пород. На глубине, где изменения носят региональный характер, пространственная связь менее определенная (Архангельская, 1989; Глебовицкий, 1989).

Объект исследования приурочен к юго-западной части Южно-Угуйской грабен-синклинали, расположенной на западе Алдано-Станового щита в пределах Чаро-Олёкминского блока Магматические образования территории представлены архейскими гнейсовидными плагиогранитами и гранитами чародоканского комплекса, рифейскими дайки долеритового состава сиваглинского комплекса, силлами и дайками мезозойских сиенитов, сиенит-порфиров лебединского комплекса (Кукушкин и др., 2018).

В результате достаточно сложной истории геологического развития структуры сформированы несколько разнонаправленных систем разрывных нарушений, контролирующих развитие гидротермально-метасоматических образований. К наиболее

древним из них относятся региональные зоны разломов архейского заложения (Кондинская, Токкинская и др.), подновлённые в более поздние этапы тектоно-магматической активизации (Кукушкин и др., 2018).

Вмещающие породы соответствуют раннеархейской олекминской формации серых гнейсов. Среди них биотит-амфиболовые, пироксенсодержащие плагиогнейсы, амфиболиты. Они отличаются неоднородностью, различным соотношением темноцветных минералов: щелочная роговая обманка – 15–30 %, биотит – 10–15 %, плагиоклаз (An = 25–40) – 25–40 %, кварц – 10-30 %, диопсид – 5-10 %. В качестве акцессорных и рудных минералов присутствуют сфен, циркон, магнетит, ильменит, развивающийся по нему лейкоксен. В зонах сдвиговых деформаций породы олекминской серии и бластомилониты чародоканского комплекса подвержены процессам катаклаза и милонитизации, контролирующим флюидную переработку.

В результате микроскопического изучения метасоматитов было выявлено, что хрупкие и пластические деформации в исходных породах, а также последующие тектонические активизации повлияли на их структурно-вещественную неоднородность.

Структурная неоднородность выражается в количественном соотношении катакластических и кристаллобластических образований, а также структурами замещения. Катакластические структуры характеризуются наличием крупных порфирокластов калиевого полевого шпата, окруженных лентикулярными агрегатами кварца, редко темноцветными минералами. Для этих зерен КПШ характерна комбинация полосчатых пертитов и решетчатых двойников. Кристаллобластические структуры выражаются образованием порфиробластов калиевого полевого шпата и кварца, окруженных гранобластовых агрегатом того же состава. Для таких зерен КПШ характерны извилистые границы и наличие пертитовой структуры, но в отличие от порфирокластов пертиты имеют веретеновидное строение. Для зерен плагиоклаза граница с калиевым полевым шпатом трассируется мирмекитами.

Неоднородность вещественного состава выражается привносом калия и кремния, что в дальнейшем приводит к разложению темноцветных минералов; замещению плагиоклаза сначала серицит-мусковитовым агрегатом, а затем полное, либо частичное замещение микроклином в центре и по периферии; образованию калиевых полевых шпатов, и после, окварцеванию.

В первой зоне сохраняются минералы исходных пород, а новообразованным минералом является мусковит и вторичные продукты темноцветных минералов (хлорит, эпидот, гетит). Во второй зоне появляется КПШ, происходит замещение им плагиоклаза, увеличивается доля кварца, сохраняется большая часть исходных минералов, за исключением роговой обманки. Для третьей зоны характерно наличие реликтовых минералов субстрата, увеличение роли КПШ. Собственно калишпатовые метасоматиты характеризуются отсутствием темноцветных минералов, главными минералами являются калиевый полевой шпат (микроклин) и кварц. В зависимости от степени переработки субстрата метасоматическая зональность имеет вид:

Таблица 1 Метасоматическая зональность калишпатовых метасоматитов.

Породы субстрата	Зона I	Зона II	Зона III	Зона IV
Бластомилониты, Плагиогнейсы, Амфиболиты	Плагиоклаз-мусковитовая	Полевошпат-мусковитовая	Кварц-полевошпатовая	Кварц-калишпатовая
Hrb+Pl+Bi+Q	*Pl+Hrb+Bi+Mus-Ser+Q*	*Pl+Mus+Kfs +Bi+Q*	*Pl+Kfs+Q+Ser+Bi*	*Kfs+Q+Ser*

Примечание ― Породообразующие минералы указаны в порядке убывания от субстрата к конечному продукту метасоматоза. *Hrb*-роговая обманка, *Pl*-плагиоклаз, *Kfs*-калиевый полевой шпат, *Bi*-биотит, *Q*-кварц, *Mus*-мусковит, *Ser*-серицит.

Таким образом, в субстрате метасоматитов преобладали бластомилониты чародоканского комплекса и катаклазированные плагиогнейсы олекминской серии; калишпатовые метасоматиты возникли в процессе раннепротерозойской активизации разломов фундамента, но окончательно сформировались значительно позже. Тела метасоматитов имеют зональное строение, обусловленное наличием и распространением деформаций пород субстрата и самих метасоматитов, в связи с последующей тектоно-магматической активизацией.

Архангельская В. В. Раннепротерозойские редкометальные метасоматиты в породах амфиболитовой фации метаморфизма // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. Москва: Наука, **1989**. С. 116-131.

Глебовицкий В.А. Геологические и физико-химические связи метасоматоза с региональным метаморфизмом // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. Москва: Наука, **1989**. С. 116-131.

Кукушкин К.А., Терехов А.В., Молчанов А.В., Козлов Д.С., Соловьев О.Л., Титов Д.Ю., Хорохорина Е.И. Геология и рудоносность Угуйской и Олдонгсинской грабен-синклиналей Чаро-Олекминского блока Алданского щита (по материалам ГДП-200) // Сборник тезисов докладов VIII Международной научно-практической конференции. Москва: Изд-во Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, **2018**. С. 54-55.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ ДОТУЛУРСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Тукусер В.И.[1], Сасим С.А.[2]
[1]Иркутский государственный университет, Иркутск, sasimserg@mail.ru
[2]ООО ПК «Спирит», Иркутск

Дотулурский комплекс расположен в пределах южной окраины Западно-Станового террейна к северу от Монголо-Охотского разлома, маркирующего одноименный орогенный пояс. Гранитоиды дотулурского комплекса широко распространены в пределах среднего течения реки Ульдурга и представляют совокупность малых и интрузивных тел и массивов изометрической и немного удлиненной формы. Общая площадь всех массивов дотулурского комплекса (включая массивы, локализованные на сопредельных территориях) составляет около 125 км^2. Наиболее крупным телом дотулурского комплекса является одноименный массив, локализованный в центральной части рассматриваемой территории.

Центральные части массивов сложены равномернозернистыми, слабо порфировидными гранитами и аплитами с гнездами пегматоидных и лейкократовых гранитоидов. По отношению к вмещающим породам массива, гранитоиды комплекса занимают резко секущее положение. Комплекс сформировался в одну фазу внедрения и представлен мелко- и среднезернистыми биотитовыми субщелочными гранитами, щелочными лейкогранитами (Государственная геологическая…, 2010). Главными минералами гранитоидов Дотулурского массива являются калиевый полевой шпат (50-70 об. %), кварц (30-40 об. %) кислый плагиоклаз (альбит) (10-15 об. %), эгирин и щелочной амфибол, биотит. Суммарное количество темноцветных минералов (эгирина, щелочного

амфибола и биотита) составляет 2-4 об.%. В калиевом полевом шпате отмечены структуры распада в виде пертитов.

Структура пород изменяется от мелкозернистой в периферийных областях до крупнозернистой в центральной части массива. В центральной части также нередко наблюдаются миароловые полости небольших размеров (от первых сантиметров до 10-15 см).

С постмагматической деятельностью отдельных массивов дотулурского комплекса связываются альбититы, амазонитовые граниты с редкоземельным оруденением, реже грейзены, зоны окварцевания и кварцевые жилы с вольфрамом, флюоритовое и молибденовое оруденения (Государственная геологическая…, 2010). Возраст гранитоидов Дотулурского массива определен изотопным K-Ar методом по минералам – 145–160 млн лет и по породе – 144 млн лет (Казимировский и др., 2002).

Содержания кремнезема в породах варьируют от 69,8 до 78,4 мас. % при содержании суммы щелочей от 7,2 до 8,9 мас. %. При этом содержание K_2O доминирует над Na_2O, выражаясь в значениях K_2O/Na_2O от 1,2 до 1,7.

Для классификации пород Дотулурского комплекса была использованы унифицированная TAS-диаграмма (Шарпенок и др., 2013). Согласно классификации, исследуемые гранитоиды относятся к умеренно-щелочным гранитам, умеренно-щелочным лейкогранитам и лейкогранитам. Значение агпаитности в гранитоидах варьирует от 0,77-0,99, что также характеризует породы как умеренно-щелочные.

Гранитоиды Дотулурского массива характеризуются относительно высокими (для пород кислого состава) содержаниями оксида титана (0,1-0,5 мас. %), вариациями Al_2O_3 в пределах 11,8-14,7 мас. %, общего Fe_2O_3 – 0,9-2,8 мас. %, MgO – до 0,5 мас. %, CaO – 0,1-1,5 мас.%. Подобные вариации петрогенных оксидов напрямую связаны с особенностями и вариациями минерального состава гранитоидов, главным образом главных породообразующих минералов – калиевого полевого шпата и плагиоклаза (отражающих зависимость между Al_2O_3, K_2O Na_2O и SiO_2), кварца, эгирина и щелочного амфибола.

Между большинством петрогенных оскидов и кремнеземом наблюдается четко выраженная отрицательная корреляция. С одной стороны, это демонстрирует снижение содержаний компонентов в расплаве в ходе его эволюции и указывает на доминирующую роль процесса фракционной кристаллизации. С другой стороны, вариации состава гранитоидов могут быть связаны и с гравитационной дифференциацией легких минералов (в большей степени полевых шпатов) относительно магматического расплава. Кроме того, на вариацию состава гранитной магмы могли оказывать определенную роль летучие компоненты. Подобные процессы, в небольшой степени сопровождающие фракционную кристаллизацию, наиболее отчетливо прослеживаются в поведении Na_2O относительно увеличения кремнезема – отсутствие определенной корреляционной связи.

Следует отметить, что не наблюдается выраженной зависимости в распределении петрогенных компонентов от центральной к периферической частям Дотулурского массива. Однако в отдельных случаях (в юго-западной части в «апофизе» массива) наблюдаются наиболее низкие значения кремнезема и повышенные концентрации натрия, вероятно, свидетельствующие о более выраженном влиянии вмещающих пород на кристаллизующийся магматический расплав.

Гранитоиды Дотулурского массива характеризуются относительно высоким суммарным содержанием РЗЭ (сумма РЗЭ варьирует в пределах 149-507 мкг/г). В нормированном спектре распределения редкоземельных элементов отмечается умеренно высокая степень обогащенности ими легких лантаноидов по отношению к тяжелыми выражающаяся в величине $(La/Yb)N$ =28,7-56,4 и умеренно выраженная отрицательная европиевая аномалия – Eu/Eu* = 0.12-0.90, а иногда слабоположительная европиевая

аномалия – Eu/Eu* = 1.07, что связано с процессами фракционирования полевого шпата в расплаве.

В распределении редких элементов в гранитоидах Дотулурского массива отмечается разная степень обедненности такими элементами как Ba, Sr, P, Eu, Ti, при обогащенности LREE, Zr, Hf, Nb и некоторыми LILE (K, Rb) по сравнению с валовым составом верхней континентальной коры (рис. 1).

Наличие отрицательных аномалий Ba, Sr, Eu можно связать с вероятным коровым происхождением гранитоидов, при котором полевой шпат, концентрирующий в своей структуре данные элементы, в плавящемся субстрате является реститовой фазой. При этом образующийся при парциальном плавлении расплав будет обеднен данными элементами.

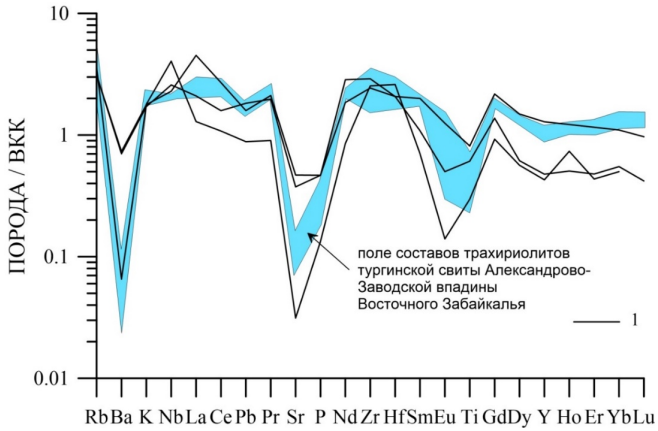


Рис. 1 Распределение редких элементов в гранитоидах Дотулурского массива. Условные обозначения: 1 – гранитоиды Дотулурского массива. Породы нормированы на валовый состав верхней континентальной коры по (Rudnick et al., 2003).

В целом характер распределения редких элементов в гранитоидах Дотулурского массива позволяет сделать вывод об их происхождении из корового субстрата.

Следует отметить, что геохимические характеристики раннемеловых гранитоидов Дотулурского массива весьма схожи с раннемеловыми трахириолитами тургинской свиты, развитых в пределах Александрово-Заводской впадины, что вероятно, отражает схожий родоначальный коровый субстрат, а также близкий характер петрогенетических процессов.

Таким образом, гранитоиды Дотулурского массива представлены умеренно-щелочными лейкогранитами (преобладают), умеренно-щелочными гранитами и лейкогранитами, главными породообразующими минералами которых являются калиевый полевой шпат, кварц, альбит, эгирин, щелочной амфибол и биотит. Гранитоиды Дотулурского массива сформировались за счет плавления корового субстрата, а главным процессом дифференциации кислых расплавов, сформировавших гранитоиды Дотулурского массива, является процесс фракционной кристаллизации.

Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Масштаб 1 : 1000 000. Лист N-50 –Сретенск. **2010**.

Казимировский М. Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В. Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области. Геология и геофизика. **2002**. Т. 43. № 11. С. 973–989.

Шарпенок Л. Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма суммы щелочей-кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. Региональная геология и металлогения. **2013**. Т. 56. С.40-50.

Rudnick R.L. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // R.L. Rudnick, D.M. Fountain // Reviews of Geophysics. **1995**. V. 33. No. 3. P. 267–309.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ И ПРИЛОЖЕНИЯ ЦИФРОВОЙ ПЕТРОГРАФИИ

Федотова Л.Р., Самодуров В.П., Василенок Е.А.
Белорусский государственный университет, Минск lolita.fedotova.19990@gmail.com

В настоящее время петрография вступает в стадию активного использования цифровых технологий. Появляются новые методы исследования руд, пород и минералов. Цель работы – изучить возможности современной цифровой петрографии для исследования геологических объектов.

Задачи работы:

1. Рассмотреть особенности оптической системы цифрового поляризационного микроскопа, возможностей хранения и анализа цифровых микрофотографий шлифов.
2. Проанализировать возможности методов мультифокальной цифровой петрографии.
3. Исследовать возможности ультрафиолетовой петрографии горных пород.
4. Показать возможности создания мультимедийных презентаций шлифов в скрещенных николях и без анализатора как элементов и приёмов виртуальной петрографии.

Цифровой петрографический микроскоп (Nikon Eclipse) отличается от классического поляризационного петрографического микроскопа по ряду признаков. (рис. 1).

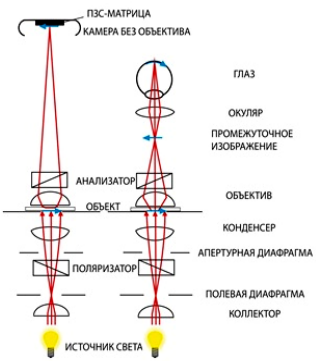


Рис. 2 Схема цифрового (слева) и классического поляризационного микроскопа

В классическом поляризационном микроскопе объектив создаёт промежуточное перевёрнутое изображение образца, которое затем просматривается с дальнейшим увеличением через окуляр. В цифровом микроскопе объектив проецирует изображение образца непосредственно на ПЗС-матрицу, находящуюся в теле (body) камеры без объектива. Отсутствие промежуточных оптических устройств (окуляра, объектива камеры) существенно улучшает качество микрофотографий цифрового микроскопа.

В современных цифровых микроскопах используется встроенный источник света (галогенная лампа), спектр которой отличается от естественного дневного света. Этот спектр зависит от условий эксплуатации лампы, её накала. Для правильной цветопередачи при изучении шлифов горных пород используют калиброванный уровень накала лампы и нейтральный фильтр, что позволяет максимально приблизить спектр источника света к спектру дневного света.

В результате калибровок и фильтрации света появляется возможность выполнять количественный анализ цветности минералов в шлифах горных пород в режиме «без анализатора» и в скрещенных николях, при этом можно использовать разные цветовые пространства (RGB, HSB, Lab, HEX и др.). Этот подход является основой для дальнейшего анализа минералогического состава и структурно-текстурных характеристик горных пород с использованием программных средств анализа изображений (Michael M. Raith …, 2012).

Современные цифровые микроскопы снабжены моторизованными столиками, управляемыми специализированными программными средствами. Это даёт возможность использовать цифровой микроскоп для таких методов, как мультифокальный Z-стекинг (метод работы «на отражение»), съёмка образцов в ультрафиолетовом излучении (УФ), создание мультимедийных приложений при вращении столика микроскопа.

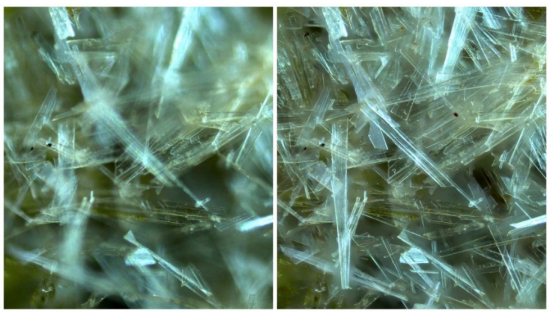


Рис. 3 Слева – Единичная микрофотография целестина. Справа – микрофотография Z-стека. Размер поля зрения 1,25 мм.

Мультифокальный метод Z-стекинга используется для увеличения глубины резкости микроскопа. Малый диапазон резкости микроскопов является ограничением оптической микроскопии, не позволяющим исследовать поверхности горных пород в режиме «на отражение». Эти затруднения можно разрешить методом мультифокальной микроскопии, фотографируя пакет микрофотографий изучаемого объекта последовательно, на разных глубинах с заданным шагом между отдельными плоскостями фокусировки. Единая фотография (Z-стек) формируется методом совмещения всех фотографий в пакете с помощью специального программного обеспечения (рис. 2).

Микрофотографии поверхности горных пород существенно отличаются от классических фотографий шлифов, выполняемых в режиме «на просвет». Минералы в режиме «на отражение» выглядят так же, как в штуфах горных пород. Морфология

минералов, а также структурно-текстурные характеристики пород представлены здесь в полной мере, но их кристаллооптические характеристики остаются неопределёнными.

Возможности Z-стекинга открывают новые перспективы использования этого метода, например, развитие методов ультрафиолетовой петрографии. Метод изучения образцов в ультрафиолете широко используется в микробиологии и медицине, но в петрографии он пока не применяется. Однако данный метод имеет определённые преимущества, так как разрешение изображений возрастает примерно в 1,5 раза из-за использования коротковолнового УФ излучения.

Трудности применения УФ метода заключается также в том, что большинство минералов не люминесцируют, а люминесцентные минералы обнаруживают разную цветность в разных месторождениях. Это связано с тем, что люминесценция, как правило, вызывается не петрогенными элементами, а элементами-примесями (активаторами). Активаторы различны в разных месторождениях, что исключает возможности использования УФ петрографии для идентификации минералов.

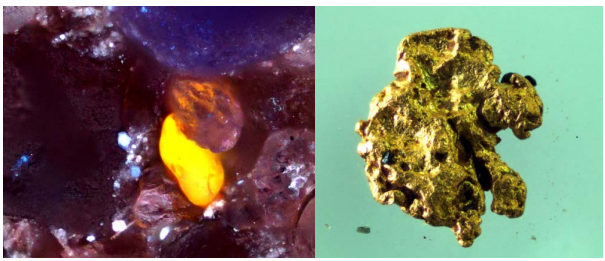


Рис.3 Слева – циркон в составе песчаника. Размер поля зрения 0,5 мм. Справа – знак золота в песчаной фракции рассыпного месторождения. Размер поля зрения 0,5 мм

Однако люминесценция является надёжным типоморфным минералогическим признаком. Влияние активаторов возрастает в гидротермальных и метасоматических процессах, что позволяет выявлять минералы этого генезиса. Эффективность УФ петрографии возрастает в дисперсных осадочных породах, позволяя выделять в составе аллотигенных компонентов обломочные минералы хемогенно-гидротермального генезиса. Люминесцентные обломочные минералы разной цветности являются хемогенно-гидротермальными, но происходят из разных источников.

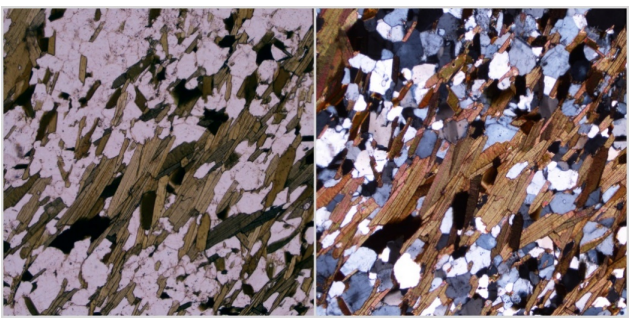


Рис. 4 Скриншоты GIF-файлов биотитового кварцита без анализатора (слева) и с анализатором (справа)

В составе песчаной фракции методами УФ петрографии выделяются также акцессорные минералы кристаллических пород. Например, циркон выделяется большим квантовым выходом флюоресценции (рис. 3). Количественные параметры цветности изучаемого циркона в цветовом пространстве HSB: H=43°, S=84%, B=95%. На рисунке 3, справа представлен другой пример использования Z-стекинга для изучения песчаной фракции – знак золота из россыпного месторождения.

Цифровая петрография является современным эффективным методом создания и хранения не только цифровых микрофотографий шлифов горных пород, но и мультимедийных файлов, используемых в виртуальных методах петрографии, применяемых в университетском образовании.

Суть метода мультимедийного представления заключается в процессе группировки последовательно сделанных снимков при повороте столика микроскопа с шагом 2° в файл GIF и AVI формата для возможности демонстрировать учебные шлифы при отсутствии микроскопа (рис. 4).

Raith M.M., Raase P., Reinhardt J. Guide to thin section microscopy. **2012**. 127 p.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КЕЛЕЙНОГУБСКОГО МАССИВА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Устинова В.В.
ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, vikaystinova@yandex.ru

Беломорская провинция (БП) является одной из главных тектонических структур восточной части Фенноскандинавского щита и практически полностью сложена архейскими комплексами, претерпевшими неоднократный метаморфизм в условиях повышенных и высоких давлений как в архее, так и в палеопротерозое (Володичев, 2005). Большинство исследователей рассматривают БП как глубоко эродированный юго-западный форланд Лапландско-Кольского орогена с возрастом 2.0–1.86 млрд лет (Daly et. al., 2006). В пределах Беломорской провинции широко распространены многочисленные интрузии базитов с возрастом от 2.5 до 2.1 млрд лет (Сыстра 1991; Степанова и др., 2003; Степанова и др., 2017 и др.). Они являются важным репером, позволяющим отделить проявленные в пределах БП архейские тектоно-метаморфические процессы от палеопротерозойских (Babarina et al., 2017). Характерной особенностью этих интрузий является наличие коронарных структур, свидетельствующих о том, что равновесие во время метаморфизма достигалось лишь локально. Присутствие коронарных структур и последующие метаморфические преобразования существенно затрудняют проведение расшифровки истории формирования пород и оценку PT-условия каждого из этапов их кристаллизации и метаморфического преобразования. Для решения этой проблемы необходимо проводить тщательные минералого-петрографические исследования.

Объектом изучения являлся Келейногубский лерцолит-габброноритовый интрузив – типичный представитель друзитов БП и один ключевых массивов, используемых при расшифровке истории развития БП: согласно представлениям Ю.Й. Сыстры (Сыстра, 1987) и Ю. В. Миллера (Миллер, 1995) внедрение интрузива сопровождалось деформациями, метаморфизмом и ультраметаморфизмом. Келейногубский массив имеет серповидную форму и расположен в центральной части БП, его площадь составляет около 5 км^2. Вмещающие породы представлены гранат – биотитовыми гнейсами, плагиогранитами,

диоритами, тоналитами и др. Непосредственные контакты с вмещающими комплексами не установлены. Породы краевых частей тел интенсивно метаморфизованы и рассланцованы и, вероятно, были представлены средне-крупнозернистыми оливиновыми вебстеритами. Породы центральной части тела также в различной степени метаморфизованы. При этом в них хорошо выражены типичные для друзитов коронарные структуры и сохраняются реликтовые первично-магматические структуры и минералы.

В данной работе представлены результаты детального минералого-петрографического изучения пород центральной и краевых частей Келейногубского массива. Породы краевых частей наиболее интенсивно метаморфизованы. Около 90 % объема пород формируют метаморфические минералы: амфибол, оливин и ортопироксен. Амфибол состава эденит (XMg=0.85) является преобладающим минералом и формирует до 70% объема породы. Метаморфический оливин (Ol_3, Fo=75-76), представлен относительно крупными (до 1-1.5 мм) ксеноморфными зернами, характеризуется наличием включений в нем диопсида (XMg=0.9), эденита (XMg=0.82-0.84), ортопироксена (XMg=0.76-0.79), хлор-апатита и ильменита. Формирует до 15 % объема породы. Метаморфический ортопироксен образован мелкими (менее 0.3 мм) бесцветными зернами (XMg=0.76-0.77), клинопироксен имеет состав диопсида (XMg=0.9). Несмотря на интенсивный метаморфизм в породах краевых частей тел сохраняются единичные зерна магматического ортопироксена (XMg=0.77-0.79), представленные крупными, окрашенными в бурый цвет кристаллами, содержащими включения мелких округлых зерен оливина (Ol_1, Fo=73-77) и хромшпинели. Также в породах краевых частей интрузива присутствуют реликты магматического клинопироксена, слегка окрашенного в серый цвет. Отличительной особенностью пород краевых частей массива является отсутствие в них коронарных структур и их реликтов.

Породы центральной части Келейногубского массива преимущественно характеризуются хорошей степенью сохранности: в них установлены реликты магматических минералов и текстурно-структурных особенностей. Магматические минералы в них представлены орто- и клинопироксеном, оливином, хромитом, реже сохраняется первичный плагиоклаз. В зависимости от процентных соотношений породообразующих минералов породы массива варьируют от оливинсодержащих габброноритов до оливиновых вебстеритов. Ортопироксен (XMg=0.8-0.82) формирует слабоокрашенные в бурый цвет, иногда буровато-красные в краевых частях идиоморфные кристаллы, в центральных частях которых установлены включения ксеноморфных зерен оливина (Ol_1, Fo=76-81, размером до 0.4 мм) и хромшпинели. Более крупные идиоморфные зерна магматического оливина имеют выдержанный состав в пределах всего интрузива (Ol_2, Fo=76-79). Клинопироксен (состава авгит, XMg=0.8) представлен преимущественно идиоморфными зернами, характеризующимися слабой коричневой окраской. Основной плагиоклаз формирует ксеноморфные бесцветные кристаллы, его содержание в породах центральной части массива составляло от 5 до 60%. Кроме того, иногда в породах центральной части тела присутствует магматический биотит, формирующий не более 5 % объема породы.

Характерной чертой пород центральной части Келейногубского массива является присутствие коронарных структур на границе оливина (Ol_2) с плагиоклазом. В наиболее сохранных породах коронарные структуры имеют следующее строение: вокруг оливина формируется достаточно мощная (0.1 мм) ортопироксеновая кайма (XMg=0.81-0.82), сменяющаяся тонкой (менее 0.05 мм) каймой диопсида (XMg=0.88). Далее следует мощная (до 0.25 мм) кайма амфибола (паргасит, XMg=0.81-0.84), во внешней части которой (на границе с плагиоклазом) появляются пылевидные включения глиноземистой шпинели. Во внутренней части амфиболовой каймы присутствует гранатовая оторочка, которая практически вплотную прилегает к диопсидовой кайме. Гранат содержит включения

амфибола и имеет состав: $Alm_{35}Prp_{40}Grs_{24}$. Плагиоклаз на границе с оливином в результате метаморфических преобразований приобретает интенсивную бурую окраску, обусловленную наличием многочисленных мелких включений глиноземистой шпинели. В результате последующих метаморфических преобразований минералы кайм практически полностью замещаются амфиболом.

Результаты минералого-петрографического изучения пород Келейногубского массива позволяют сделать следующие выводы:

1. Породы краевых частей Келейногубского массива наиболее интенсивно метаморфизованы и представлены среднезернистыми рассланцованными амфиболизированными ультрамафитами, в которых отсутствуют коронарные структуры и их реликты. Метаморфические минералы в них представлены эденитом, оливином (Ol_3), ортопироксеном и диопсидом. Наряду с метаморфическими минералами в них присутствуют реликты магматических оливина (Ol_1), орто- и клинопироксена. Магматический и метаморфический оливины имеют близкий состав (Fo=75-76), при этом метаморфический оливин отличается присутствием в нем включений эденита, метаморфического ортопироксена, диопсида и др.
2. Породы центральной части Келейногубского массива характеризуются хорошей степенью сохранности, по составу они варьируют от оливинсодержащих габброноритов до оливиновых вебстеритов. Магматические минералы в них представлены орто- и клинопироксеном, оливином (Ol_1, Fo=76-81 и Ol_2, Fo=76-79), хромитом, реже сохраняется первичный плагиоклаз, иногда присутствует биотит. Характерной чертой пород центральной части Келейногубского массива является присутствие коронарных структур (ортопироксен-диопсид-паргасит±шпинель-гранатовых) на границе оливина (Ol_2) с плагиоклазом и их реликтов.

Автор выражает благодарность сотрудникам лаборатории и геодинамики докембрия А.В. Степановой и С.В. Егоровой за предоставленный материал для проведения исследований. Работа выполнена в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН (№ гос.рег. темы АААА-А18-118020290085-4).

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов на примере беломорского комплекса /О.И. Володичев. Санкт-Петербург: Наука, **2005**. 170 с

Колонских Н.С. Особенности вещественного состава и геохимические поисковые признаки малосульфидной платинометаллльной минерализации в базит-гипербазитовых массивах Карело-Кольского региона и полярного Урала. Санкт-Петербург: **2009**. 132-136 с.

Малов Н.Д. Структурно-петрологические и металлогенетические особенности друзитов северо-западного Беломорья // Вестник СПбГУ. **2015**. Вып. 2

Миллер Ю.В, Львов А.Б., Мыскова Т.А., Мильвевич Р.И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Вестник СПбГУ. **1995**. Вып. 4. №28.

Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Слабунов А. И. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Доклады РАН. **2003**. Т.390. №4. С. 528-532.

Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н. и др. Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского Щита: петрология и тектоническая позиция // Петрология. **2017**. № 6. С. 581–608.

Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Москва: Наука, **1978**. 86-87 с.
Сыстра Ю. Й. Тектоника Карельского региона. Санкт-Петербург, **1991**. 175 с.
Babarina I. I., Stepanova A. V., Azimov P. Ya., Serebryakov N. S. Heterogeneity of basement processing in the Paleoproterozoic Lapland-Kola collision orogen, White Sea province of the Fennoscandian shield // Geotectonics. **2017**. V. 5. P. 3–19.
Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London, Mem. **2006**. V. 32, No. 1. P. 579–598.
Stepanova, A. and Stepanov, V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian shield // Precambrian Res. **2010**. V. 183. P. 602–616.

СМЕШЕНИЕ МАГМ В ПЛУТОНИЧЕСКИХ И ДАЙКОВЫХ УСЛОВИЯХ: РЕЗУЛЬТАТЫ 3D X-RAY ТОМОГРАФИИ И МИКРОРЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Яковлев В.А., Владимиров В.Г., Кармышева И.В.
Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск ivangorox@gmail.com

Смешение контрастных по составу магм, как возможность прямого изучения свидетельств мантийно-корового взаимодействия, вызывает особый интерес у петрологов уже на протяжении более 150 лет (Wiebe, 2016, Wilcox, 1999).

Процесс смешения магм включает в себя два типа взаимодействия. С одной стороны, это механическое смешение магм (минглинг), результатом которого являются композитные магматические тела, состоящие из различимыми по цвету и текстуре пород. Другой элемент данного процесса – химическая гомогенизация расплавов (миксинг), результатом которого являются гибридные породы. Наряду с ассимиляцией и фракционной кристаллизацией, смешение магм является одним из факторов, обеспечивающих наблюдаемое разнообразие горных пород в земной коре.

Взаимодействие контрастных магм редко протекает по сценарию только механического смешения или исключительно гибридизации. Как правило, продуктами смешения являются породы, несущие признаки в разных соотношениях как минглинга, так и миксинга.

Морфология магматических тел, условия, факторы и механизмы смешения могут быть принципиально различными для инъекций основных магм в гранитоидные камеры (плутонический тип смешения) и при взаимодействии контрастных магм в условиях дайкообразования – жильный тип комбинированных даек.

Плутоническая группа объединяет в себе синплутонические дайки, мафические микрогранулярные включения в гранитных плутонах, MASLI (mafic-silica layered intrusion). К данной группе при условии присутствия свидетельств смешения магм относятся также габбро-гранитные полифазные массивы и вулканические камеры.

К объектам жильного типа следует относить комбинированные дайки - слепые магматические тела, несущие признаки магматического смешения, с четко различимыми контактами с вмещающими породами. Геологические обстановки смешения контрастных магм при формировании комбинированных даек отличаются от таковых для объектов плутонической группы (Vladimirov et al., 2019).

Опираясь на данные рентгеновской компьютерной томографии (3D X-Ray томографии) и микрорентгеноспектрального анализа, в данной работе предпринята попытка установить генезис пород, формирующихся на контакте габброидов и гранитоидов в объектах плутонического и жильного типов.

Участок Стрелка (плутонический тип) расположен в междуречье рек Эрзин и Нарын (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува). Вмещающими породами являются гранитоиды Нижнеэрзинского массива, по видимой протяженности шлейфы и рои мафических пород достигают сотен метров; мощность варьирует от 15 см до 3,5 м. Контакты с вмещающими породами имеют неясный характер, что выражается в невозможности диагностировать расположение контактовой зоны: нередко отдельные мелкие нодули базитов проникают во вмещающие гранитоиды. В то же время, отдельные крупные базитовые тела часто рассечены системой гранитоидных «жил» с неправильной формой контактов. Контактовые зоны имеют преимущественно пламеневидный и лопастевидный облик, и насыщены породами с промежуточным индексом мафичности.

Участок Сайзырал (жильный тип) расположен в осевой части Эрзинской сдвиговой зоны на правом берегу низовья р. Эрзин в южной экзоконтактовой зоне Матутского гранитного массива. Вмещающими породами являются мигматиты и параавтохтонные граниты эрзинского метаморфического комплекса. Контакты дайки с вмещающими породами четкие, криволинейные, зоны закалки отсутствуют. Пегматоидные обособления гранитоидов дайки формируют во вмещающих породах апофизы, ориентированные параллельно плоскостям скалывания в мигматитах. Особенности внутреннего строения комбинированной дайки свидетельствует об активном смешении контрастных магм, сопровождавшегося формированием на их контакте пород с промежуточным индексом мафичности.

Микрорентгеноспектральный анализ

Анализ проводился методом площадного картирования составов амфиболов и биотитов мафических и салических пород, а также пород переходных зон магматического минглинга двух типов. Химические анализы минералов выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8320 с электронным зондом “Camebax-micro” в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева. Все анализы проводились при 20 кВ и токе зонда 40 нА. Природные материалы использовались в качестве стандартов во время съемки и анализировались через каждые 30-50 измерений. Шлифы изготавливались из цилиндрических заготовок для анализа методом рентгеновской томографии (см. ниже). Непокрытые шлифы предварительно напылялись углеродной пленкой толщиной 25 мкм.

Для плутонического типа (участок Стрелка) характерен ступенчатый характер изменения состава амфиболов и слюд по основным петрогенным элементам в последовательности «базит – переходная зона – гранит».

Составы амфиболов из переходных зон комбинированной дайки участка Сайзырал аналогичны составам амфиболов мафической части дайки. Слюды из переходных зон неотличимы от слюд салической части дайки.

3D X-Ray томография

Дистанционная 3D – визуализация с использованием рентгеновской компьютерной томографии получила широкое распространение в исследованиях в области наук о Земле начиная с 1990-х годах. Метод обычно применяется с использованием стандартного источника рентгеновского излучения, но возможно использование альтернативных источников, таких как синхротронное излучение, гамма-лучи и электроны (Jerram et al., 2007).

В рентгеновской томографии минералы различаются на основе значений коэффициентов линейного ослабления μ. Этот параметр зависит от электронной плотности

минерала, эффективного атомного номера среды (минерала) и энергии входящего рентгеновского пучка. С помощью данного метода невозможно сепарировать соприкасающиеся кристаллы одного минерала, так как μ не зависит от направления. Современные инструменты микро-рентгеновской томографии обладают разрешением в диапазоне 1-30 мкм с размером образца до 7x3 см (Jerram et al., 2007).

Для анализа использовались те же образцы с переходными зонами «базит-гранит», что и для микрорентгеноспектрального анализа. В образцах были пробурены цилиндры диаметром 2 см и высотой 1 см (по 3 цилиндра из пород каждого участка).

Съемка цилиндров проводилась в РЦ СПбГУ «Геомодель» на рентгеновском томографе с высоким разрешением (3 мкм) Bruker SkyScan 1172. Пакетная обработка снимков (около 2000 снимков для каждого цилиндра) производилась в программе Bruker CTvox в стандартных режимах: объемном, ослабления и проекций максимальной интенсивности.

Пространственное распределение пород с различными коэффициентами μ на участке Стрелка указывает на возникновение в зоне контакта мелкокристаллической области промежуточной плотности. Зоны контакта контрастных пород комбинированной дайки участка Сайзырал характеризуются кластерным распределением пород с контрастными значениями коэффициента μ. Зоны с промежуточной плотностью отсутствуют.

Таким образом, появление промежуточных зон в породах плутонической группы можно интерпретировать как результат диффузионного выравнивания при взаимодействии контрастных расплавов. Появление переходных зон в группе комбинированных даек связано с процессами диспергирования, т.е. активного механического рассеяния как жидкой, так и твёрдых фаз базитовой магмы в гранитоидной.

Исследование выполнено по государственному заказу ИГМ СО РАН при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-35-00467, 18-05-00851).

Jerram D.A., Higgins M.D. 3D Analysis of Rock Textures: Quantifying Igneous Microstructures // Elem. **2007**. V. 3 Iss. 4. P. 239–245.

Vladimirov V.G., Yakovlev V.A., Karmysheva I.V. Mechanisms of magmatic mingling in composite dykes: models of dispersion and shear dilatation // Geodyn. & Tectonophys. **2019**. V. 10. P. 325–345.

Wiebe R. Mafic replenishments into floored silicic magma chambers // Am. Miner. **2016**. V. 101. P. 297–310.

Wilcox R.E. The idea of magma mixing: history of a struggle for acceptance // J. Geol. **1999**. V. 107. P. 421–432.

Физика и химия минералов

РЕНТГЕНОГРАФИЯ МИНЕРАЛОВ ГИДРАТИРОВАННЫХ СУЛЬФАТОВ ЖЕЛЕЗА ПРИ НИЗКИХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Абдулина В.Р.[1], Сийдра О.И.[1, 2, 3]

[1] *Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург,* abdnik@yandex.ru

[2] *Центр наноматериаловедения Кольского научного центра РАН, Апатиты*

[3] *Институт химии силикатов им. И.В.Гребенщикова, Санкт-Петербург*

Природные гидратированные сульфаты железа, минералы кокимбит $Fe^{3+}_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$, рёмерит $Fe^{2+}Fe^{3+}_2(SO_4)_4 \cdot 14H_2O$ и копиапит $Fe^{2+}Fe^{3+}_4(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 20H_2O$, образуются в ходе реакций, инициированных окислением пирита в условиях аридного климата. Методом дистанционного зондирования с последующим прямым определением с помощью марсоходов обнаружено, что сульфаты железа и магния – основные компоненты марсианской почвы, играющие важную роль в гидрологическом цикле планеты и являющиеся одним из доказательств существования жизни на Марсе в прошлом (Squyres et al., 2004).

Исследование поведения минералов при разных температурах актуально при воссоздании условий их формирования и моделировании геолого-геохимических процессов на планете Марс, а также процессов при окислении минералов в аридных зонах на Земле.

В рамках работы нами исследованы термическая устойчивость минералов при отрицательных и высоких температурах. В ходе работы выполнено терморентгенографическое исследование кокимбита, рёмерита и копиапита при температурах от -50°C до +740°C в вакууме с использованием дифрактометра Rigaku «Ultima IV», оснащенного высокотемпературной приставкой Rigaku «SHT-1500». Параметры элементарных ячеек минералов при разных температурах уточнены методом наименьших квадратов. Главные коэффициенты тензоров теплового расширения определены с использованием параболической аппроксимации температурных зависимостей в программе *ThetaToTensor*.

Установлено, что наименее устойчивым минералом является копиапит. Минерал претерпевает фазовые превращения при температуре +14°C. Пики рёмерита сохраняются на рентгенограммах до +85°C. Наиболее устойчивым является кокимбит, распад, которого наблюдается при +175°C. Все минералы демонстрируют анизотропное тепловое расширение. При дальнейшем нагревании во всех трёх структурах происходит постепенная дегидратация с образованием при +245°C безводного сульфата железа, микасаита $Fe_2(SO_4)_3$. В свою очередь, микасаит устойчив до +575°C с последующим образованием гематита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант №16-17-10085). Рентгеновские исследования выполнены в РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Squyres S.W., Grotzinger J.P., Arvidson R.E., Bell III J.F., Calvin W., Christensen P.R., Clark B.C., Crisp J.A., Farrand W.H., Herkenhoff K.E., Johnson J.R., Klingelhofer G., Knoll A.H., McLennan S.M., McSween Jr., H.Y., Morris R.V., Rice Jr., J.W. Rieder, R., Soderblom L.A., In Situ Evidence for an Ancient Aqueous Environment at Meridiani Planum, Mars // Science, **2004**. №306**.** P. 1709–1714.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КУЛОГОРСКИХ ПЕЩЕР (ПИНЕЖСКИЙ Р-ОН, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛ.)

Борисова В.А.[1], Седова А.М.[1, 2], Франц Н.А.[3]
[1]Санкт-Петербургский государственный Университет, Санкт-Петербург,
lilian-96_96@mail.ru
[2]Секция Спелеологии Горного Института, Санкт-Петербург
[3]Архангельская Спелеологическая Ассоциация «Лабиринт», Архангельск

Кулогорские пещеры находятся вблизи деревни Кулогоры в Пинежском районе Архангельской области. Входы в пещеры вскрыты в междуречье р. Пинега и р. Сотка, в подножии Кулогорского уступа. В районе развито большое количество форм подземного карста, связанного с выходами сульфатных пород, приуроченных к сакмарскому ярусу нижней перми. Особенности геологического строения и развития территории сформировали уникальные карстовые ландшафты, которые не имеют аналогов на нашей планете (Малков и др., 2001). Кулогорские пещеры относятся к пещерам лабиринтного типа с разветвленной сетью ходов и являются паводковыми (Малков и др., 2001).

Характерными особенностями северных пещер является небольшое количество карбонатных натечных образований, но при этом характерна криогенная минерализация в зонах многолетней и сезонной мерзлоты, связанная с возгонкой льда. В дальних частях Кулогорской системы наблюдаются карбонатные туфы и коричневые карбонатные коры, расположенные на сводах пещеры или по крупным тектоническим трещинам, которые контролируют развитие основных ходов.

В данных тезисах представлен обзор эпигенетических образований пещер и приведены первые данные по результатам исследований. Отбор образцов был проведен в зимний период в 2019 г. Их изучение проводились в ресурсных центрах СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», РЦ СПбГУ «Микроскопии и микроанализа» и РЦ СПбГУ «Геомодель».

Одной из разновидностей натечных образований являются сталактит-сталагмитовые коры, располагающиеся на стенах (рис. 1). Иногда они «затекают» в ниши или образуют огромные нависающие карнизы. Строение их зональное: субстрат, представляющий собой кальцитовый туф с различными разноориентированнными зернами находится в центральной или в боковой части натека, а на нём кристаллизуются разноориентированные микрокристаллы кальцита. В связи с протеканием процесса геометрического отбора индивидов, в центральной части кристаллы кальцита мелкие и несовершенные, к краевым частям кристаллы более крупные расщепленные. Возможны два варианта питания – либо в результате испарения из капиллярных пленок, либо посредством капельного режима. При росте коры степень пересыщения менялась от более к менее пересыщенной (Степанов, 1999).

Коричневые карбонатные коры со свода пещер (рис. 2) представляют собой тонкие пленки тодорокита (?), присыпанного рыхлым тонким слоем гипса и кальцита. Они избирательно развиваются на доломитах и мергелях свода пещеры. Предполагается, что такая избирательная нуклеация Mn-оксидов связана с наличием глинистых минералов (Lee and Xu, 2016), которые присутствуют в мергелях и доломитах, являясь гетерогенными центрами с гексагональными или гексагонально-подобными структурами микрокристаллов.

Появление марганцевой минерализации можно связать с наличием марганец-окисляющих бактерий, приносимых с поверхности паводком. Вторичная карбонатизация, развивающаяся по вмещающим гипсовым породам пещеры, объясняется реакцией гипса с

паводковыми водами, насыщенными бикарбонатом кальция, который производят цианобактерии и водоросли (?) поверхностных вод.

Развитие карбонатных туфов, трассирующих крупные тектонические трещины, по всей видимости, связано с наличием градиента парциального давления CO_2 от 1-5% (почвенный воздух и вода в трещинах) до 0,1-0,5% (воздух в пещерах).



Рис. 1 Натечная кора.



Рис. 2 Коричневая карбонатная кора на сводах пещеры К-13.

Рассмотрены основные виды эпигенетической минерализации Кулогорской системы пещер. Получены первые данные об их строении и минеральном составе, сделаны предположения о механизме их формирования. Полученные данные будут полезны при реконструкции условий развития карста в пещерах Кулогорского блока.

Малков В.Н., Гуркало Е.И, Монахова Л.Б., Шаврина Е.В., Гуркало В.А., Франц Н.А, Карст и пещеры Пинежья. Москва: Ассоциация "ЭКОСТ", **2001.** 208 с.

Степанов В. И. Минералогия пещер // Пещеры. Пермь, **1999**. 63-71 с.

Lee and Xu. XRD and TEM studies on nanophase manganese oxides in freshwater ferromanganese nodules from Green bay, Lake Michigan // Clays and Clay Minerals, **2016**. V. 64. № 5. P. 523–536.

IN SITU КР ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ ШОРТИТА ПРИ ВЫСОКИХ P-T ПАРАМЕТРАХ (ДО 5 ГПа, 350 ºС)

Бородина У.О.[1], Горяйнов С.В.[1], Крылов А.С.[2]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН, Новосибирск, borodinauo@igm.nsc.ru

[2]Институт физики им. Л. В. Киренского СО РАН, Красноярск

Методом in situ КР-спектроскопии изучен безводный карбонат шортит, $Na_2Ca_2(CO_3)_3$, сжатый в воде при высоких P-T параметрах (до 5 ГПа, 350 ºС). С ростом давления и температуры в области стабильности шортита наблюдалось уширение полос и ослабление их интенсивности, что вызвано постепенной аморфизацией образца и разупорядочением структурных единиц CO_3. Теоретический анализ (пакетом LADY) фононных ветвей ячейки шортита позволил провести интерпретацию наблюдаемых КР полос. Шортит не переходил в гидратированное состояние, не смотря на наличие водного

флюида. Обнаружено, что при ~4,6 ГПа и 250 °С шортит начинает растворяться с последующей кристаллизацией арагонита.

КР-спектры были получены с помощью аргонового лазера с длиной волны 514.5 нм и зарегистрированы на тройном спектрометре Horiba Jobin Yvon (модель T64000). Мощность излучения, падающего на образец, составляла 5 мВ. Спектры были записаны в области от 10 до 4000 $см^{-1}$ при разрешении 2 $см^{-1}$. КР-исследование процессов, протекающих в образцах шортита при высоких гидростатических давлениях и температурах, проводилось с использованием резистивно нагреваемой ячейки с алмазными наковальнями (DAC).

Образцы шортита исследовались в водной среде. Давление в ячейке определялось с помощью данных фотолюминесценции (линии R1 и R2), сделанной для рубина, размещённого в объёме ячейки. Точность определения *P* составила ±0.05 ГПа. Калибровка температуры (зависимость температуры образца от температуры термопары; последняя была определена с точностью ±0.05 ºС) была выполнена методом (Datchi et al., 2007). Точность этого метода определения температуры образца оценивается как ±5 °С.

В рамках исследования было сделано два эксперимента при различных P-T параметрах, которые указаны на рисунке 1. Точки экспериментов были сопоставлены с P-T диаграммой стабильности арагонита и кальцита (Johannes et al., 1971).

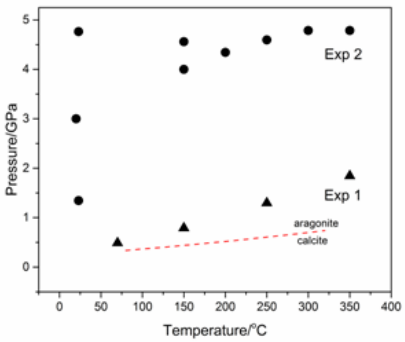


Рис. 1 P-T параметры, при которых проводилось КР-исследование шортита, в двух экспериментах (Exp 1 и Exp 2). Пунктирная линия соответствует линии перехода агагонит-кальцит.

Спектр комбинационного рассеяния света шортита при атмосферных условиях представлен на рисунке 2. Наиболее интенсивные моды при 1072 и 1091 $см^{-1}$ соответствуют двум компонентам валентных симметричных колебаний $(CO_3)^{2-}$ ν_1, $\nu_{1L}(CO_3)$ и $\nu_{1H}(CO_3)$, что согласуется с данными RRUFF (ID R040184, R050248). Моды в области 696-731 $см^{-1}$ относятся к расщеплённой $(CO_3)^{2-}$ ν_4 моде деформационных колебаний. В низкочастотной области спектра, 100-300 $см^{-1}$, наблюдается несколько мод, которые относятся к колебаниям решётки кристалла. Наличие моды при 993 $см^{-1}$ говорит о примеси сульфата, которая типична для шортита.

При повышении давления до ~4,5 ГПа и дальнейшем повышении температуры до 200 ºС наблюдается постепенное уширение мод. При параметрах ~4,6 ГПа, 250 ºС начинает меняться форма основных КР-мод. При этих параметрах наблюдалось визуально под микроскопом изменение формы кристаллов шортита и уменьшение их размера, что говорит о начале растворения шортита в водной среде при данных P-T. При понижении давления и температуры до 3,0 ГПа, 20 ºС наблюдается появление дополнительного пика. Предположительно, из раствора кристаллизуется новая фаза.

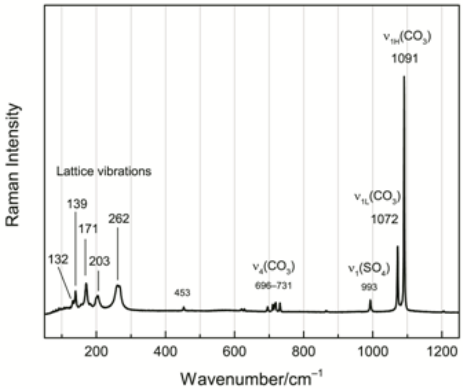


Рис. 2 КР-спектр шортита при атмосферных условиях.

Образцы шортита после Р-Т экспериментов были сняты на воздухе. Полученные КР-спектры подтвердили образование новой фазы, а именно, арагонита, $CaCO_3$. Возможность образования арагонита при параметрах эксперимента также подтверждает линия перехода арагонит-кальцит на рис. 1. Наряду с образованием арагонита, вероятно, происходит кристаллизация нескольких гидратных фаз $Na_2CO_3 \cdot nH_2O$ (в спектрах не было обнаружено доминирующей фазы).

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации и РФФИ (проектом № 18-05-00966).

Datchi, F., Dewaele, A., Loubeyre, P., Letoullec, R., Le Godec, Y., Canny, B. Optical pressure sensors for high-pressure–high-temperature studies in a diamond anvil cell // High Pressure Research, **2007**. V. 27. P. 447-463.

Johannes, W. Puhan. D. The calcite-aragonite transition, reinvestigated // Contributions to Mineralogy and Petrology, **1971**. V. 31. P. 28-38.

СИНТЕЗ, КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА СИНТЕТИЧЕСКОГО АНАЛОГА ЯРОШЕВСКИТА $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$

Владимирова В.А.[1], Сийдра О.И.[1,2,3], Цирлин А.А.[4]

[1]Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург,
st047371@student.spbu.ru
[2]Кольский Научный Центр РАН, Апатиты
[3]Институт химии силикатов им. И.В.Гребенщикова, Санкт-Петербург
[4]Институт Физики, Университет Аугсбурга, Германия

Благодаря активному изучению продуктов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. (БТТИ), фумаролы шлаковых конусов БТТИ являются одним из ведущих объектов на Земле по количеству открытых минералов. Огромным разнообразием новых минералов меди (II) с интересными кристаллическими структурами, с точки зрения магнитных свойств, характеризуются фумаролы Второго шлакового конуса вулкана Толбачик. Однако изучение магнитных свойств на природных образцах не представляется возможным из-за наличия примесей, затрудняющих или даже исключающих изучение физических свойств в целом. Поэтому весьма перспективным представляется направление по получению чистых синтетических аналогов минералов для последующего тщательного изучения физических характеристик.

Минералы оксосолей меди (II) представляют большой интерес для химиков и физиков, особенно в свете новых магнитных явлений, возникающих из-за сложных взаимодействий спин-1/2 Cu^{2+} ионов. Большая часть этих минералов образуется в результате реакций переноса природного газа, т. е. эксгаляционных процессов. Типичной характеристикой эксгаляционных медных минералов является наличие дополнительных атомов кислорода, образующих оксоцентрированный тетраэдр $[OCu_4]^{6+}$. Тетраэдры $[OCu_4]^{6+}$ также представляют собой простейшую фрустрированную единицу, поскольку они содержат четыре спиновых треугольника с потенциально конкурирующими магнитными взаимодействиями.

В лаборатории кафедры кристаллографии СПбГУ в ходе высокотемпературного синтеза методом газотранспортных реакций в тройной системе CuO-V_2O_5-$CuCl_2$ были получены кристаллы синтетического соединения $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$, структурного аналога минерала ярошевскит (Pekov et al., 2013). Кристаллическая структура синтетического аналога ярошевскита была уточнена с использованием программы *SHELX* в пространственной группе *P*-1: a = 6.476(2), b = 8.344(2), c = 9.207(2) Å, α = 105.172(3), β = 96.211(4), γ = 107.648(3)°, R_1 = 0.028. Кристаллическая структура синтетического ярошевскита представляет собой трехмерный каркас, состоящий из ортованадатных комплексов $[VO_4]^{3-}$ и цепочек $[O_2Cu_6]^{8+}$ из оксоцентрированных тетраэдров $[OCu_4]^{6+}$, вытянутых вдоль оси a, а также дополнительных позиций меди, не входящих в оксокомплексы. Эти цепочки оксоцентрированных тетраэдров представляют собой фрагменты сетки кагомэ.

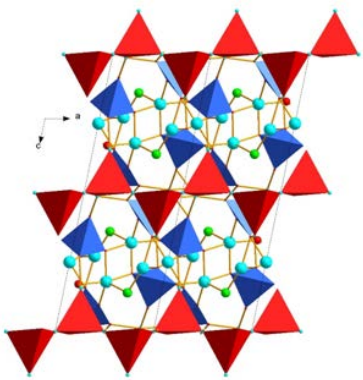


Рис. 1 Кристаллическая структура синтетического аналога ярошевскита $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$, представленная с помощью оксоцентрированных тетраэдров OCu_4

На основе результатов измерения магнитной восприимчивости в зависимости от температуры в полях 0.1 Т- 5 Т выявлены следующие особенности магнитного поведения

синтетического аналога ярошевскита. $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$ демонстрирует парамагнитное поведение выше 200 К. В низкотемпературной области происходит магнитный переход при 24 К, который сопровождается резким увеличением магнитной восприимчивости и соответствует ферримагнитному упорядочению. Температура магнитного упорядочения значительно ниже температуры Кюри-Вейса, что является признаком магнитной фрустрации. Авторы предполагают, что ферримагнетизм $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$ возникает из-за необычно большого спинового отклонения, возникающего вследствие конкуренции между ближайшими соседними ферромагнитными и антиферромагнитными взаимодействиями, которые препятствуют коллинеарному ферримагнитному порядку. Синтетический аналог ярошевскита является интересной платформой для изучения механизма сильного спинового отклонения в антиферромагнитных соединениях (Siidra et al., 2020).

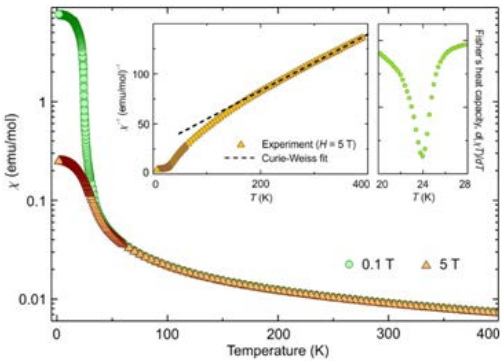


Рис. 2 Температурно-зависимая магнитная восприимчивость $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$ измеренная в прикладных полях 0.1 Т и 5 Т. На вставках показано соответствие закону Кюри-Вейса данных 5 Т и теплоемкость Фишера d(χT)/dT, вычисленная на основе данных 0.1 Т.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00413. Рентгеновские исследования выполнены в РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Pekov I.V., Zubkova N.V., Zelenski M.E., Yapaskurt V.O., Polekhovsky Yu.S., Fadeeva O.A. and Pushcharovsky D. Y., Yaroshevskite, $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$, a new mineral from the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Mineralogical Magazine, **2013**. V. 77. № 1. P. 107-116.

Siidra O.I., Vladimirova V.A., Tsirlin A.A., Chukanov N.V., Ugolkov V.L., $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$, the first copper oxychloride vanadate: mineralogically inspired synthesis and large spin canting // Inorganic Chemistry, **2020**. V. 59. P. 2136-2143.

ВУЛКАНОГЕННАЯ ПИРОКЛАСТИКА КАК ИСТОЧНИК ЦЕННЫХ И ТОКСИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ТОРФАХ П-ВА КАМЧАТКА

Водина Е.С.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск

vodinaes@hotmail.com

Камчатский край представляет собой уникальный объект для изучения процессов взаимодействия вулканогенной пирокластики с торфом, поскольку на его территории за последние 6 тысяч лет извергались вулканы различного состава от кислого до основного, что позволяет изучать процессы накопления и распределения различных элементов за достаточно значительный период времени.

Объектом исследования являются пепловые прослои и вмещающие их торфяники юга Камчатского края.

Цель исследований – изучение содержания и закономерностей распределения ценных и токсичных элементов-примесей, таких как U, Th, Rb, Cs, Ba, La, Yb, Sc, Cr, Co и Hg, в торфяных массивах, сформировавшихся под влиянием вулканогенной пирокластики. Работа выполнена на примере болота на Начихинском перевале (низинный торфяник) и верхового торфяника в районе села Апача п-ова Камчатка.

Район исследований находится на юге Камчатского края (рис. 1). Точка отбора №1 располагается на 10 км восточнее с. Апача, Усть-Большерецкого района, в междуречье р. Плотникова и р. Банная. Точка отбора №2 – в 10 км восточнее с. Сокоч, Елизовского района, вблизи р. Плотникова.

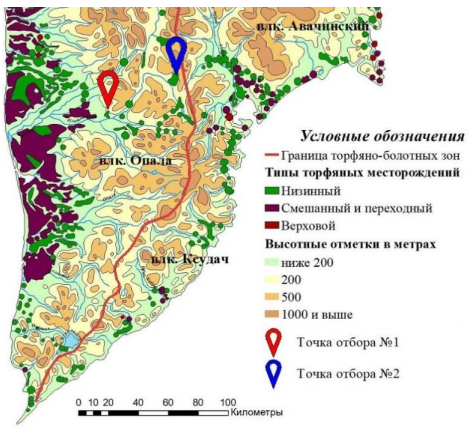


Рис.1 Карта-схема торфяных месторождений на юге Камчатского края (Оленин, 1968)

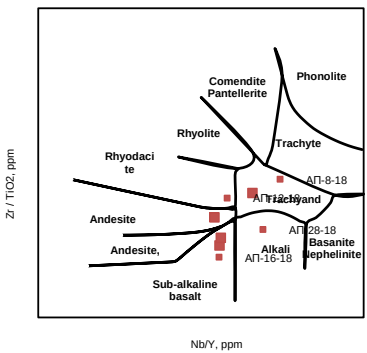


Рис. 2 Классификационная диаграмма пеплов Камчатского края (Winchester and others, 1977)

Пробоотбор был произведен с помощью торфоразведочного бура. Всего было изучено 62 пробы, из которых 12 – вулканогенная пирокластика мощностью от 0.4 до 18.4 см. Элементный состав отобранных проб пеплов и вмещающих торфов изучен с помощью метода ИНАА (инструментальный нейтронно-активационный анализ) в ядерно-геохимической лаборатории Международного инновационного научно-образовательного центра (МИНОЦ) «Урановая геология» на базе исследовательского ядерного реактора ИРТТ НИ ТПУ (аналитик А.Ф. Судыко). Состав проб торфа и вулканогенных прослоев торфяного массива Апача изучен также методом ICP MS в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (аналитик Н.А. Зарубина). Сходимость результатов удовлетворительная. В лаборатории микроэлементного анализа при Отделении геологии НИ ТПУ методом атомно-адсорбционной спектроскопии с помощью ртутного анализатора РА-915+ с пиролитической приставкой ПИРО-915 определялось содержание ртути.

Источниками исследуемых пеплов в торфяных массивах являются крупные извержения нескольких вулканов Камчатки, поэтому их состав существенно различается. Источником пеплового горизонта ОП 1500 является кратер Бараний Амфитеатр вулкана Опала. С помощью классификационной диаграммы Дж.А. Винчестера и Р.А.Флойда, основанной на отношении Zr/Ti к Nb/Y (Winchester and Floyd,1977), определено, что пирокластика имеет трахиандезитовый состав (рис. 2). Согласно другим более углубленным исследованиям (Базанова и др., 2005), состав тефры риолитовый. Также они отмечают, что для ОП 1500 характерно высокое содержание K_2O и присутствие биотита. Тефра КС 1800, источником которой является вулкан Ксудач, имеет андезитовый состав (риодацитовый по Л.И. Базановой) и характеризуется пониженным содержанием K_2O и отсутствием биотита и роговой обманки. Пепел АВ 2800 (источник – вулкан Авачинский) по составу относится к умеренно-щелочным базальтам (андези-базальтам по Л.И. Базановой). Источником пирокластики ОП 4600 является кратер Чаша вулкана Опала, характеризующаяся риолитовым составом, повышенным содержанием пироксена и биотита. Пепел АВ 5300 по составу относится к андезитам. И умеренно-щелочной состав (андези-базальтовый по Л.И. Базановой) имеет тефра КС 6000, характеризующаяся низким содержанием K_2O и отсутствием роговой обманки. Таким образом, тефра ОП 1500, КС 1800 и ОП 4600 имеет кислый состав, а тефра АВ 2800, АВ 5300 и КС 6000 – средний.

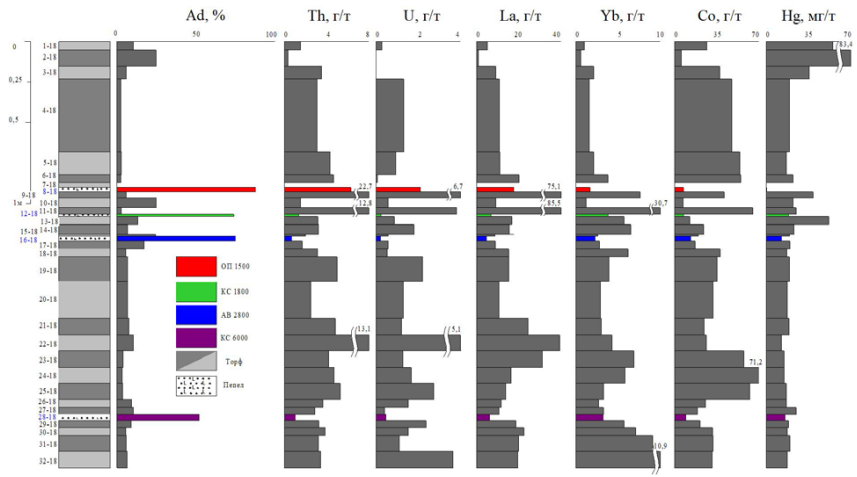


Рис. 3 Средневзвешенное содержание Th, U, La, Yb, Co (г/т) и Hg (мг/т) и зольность проб с точки отбора №1 (Апачи)

По химическому составу пеплы тоже отличаются друг от друга. Пирокластика ОП 1500 характеризуется повышенными содержаниями Th, U, Rb, Cs, Ba и Cr, что характерно для пеплов кислого состава. В тефрах КС 1800 и АВ 2800 по сравнению с ОП 1500 повышены содержания такие элементов, как Yb и Sc, а La содержится примерно одинаковое количество во всех трех вулканогенных прослоях. Пеплы КС 6000 характеризуются повышенными содержаниями Yb и Sc, а в точке отбора №2 – и повышенным содержанием U. Пирокластика из горизонтов ОП 4600 и АВ 5300 была обнаружена только на Начихинском перевале, но вблизи с. Апача между АВ 2800 и КС 6000, наблюдаются торфяные прослои с повышенными содержаниями рассматриваемых элементов (рис. 3), источником привноса которых и могут быть эти извержения. Для

пеплов ОП 4600 характерны повышенные содержания Th, Rb, Cs и Ba, а вот пеплы АВ 5300 имеют околокларковые содержания всех рассматриваемых элементов.

Следует обратить внимание на выше- и нижележащие торфяные прослои, в которые могли мигрировать анализируемые элементы. Так, например, в торфяниках под и над пепловыми горизонтами отмечаются повышенные содержания U и Th. Особенно хорошо это проявляется в торфяных прослоях ниже ОП 1500, выше КС 1800 в точке отбора №1 и ниже ОП 4600 в точке отбора №2. Схожим образом ведут себя Rb, Cs, Ba, La, Yb, Sc и Co в пробах из верхового торфяника (Апачи), т.к. торфяные горизонты в непосредственной близости с ними имеют повышенные содержания этих элементов. Немного отличается распределение данных элементов у торфяника с Начихинского перевала. Здесь различие между содержаниями в самих пеплах и вмещающих их торфах не такое контрастное. Одной из причин отличия в вертикальном распределении элементов между этими разрезами может быть их принадлежность к разным типам, поскольку в верховых торфах Апачей среда более кислая (pH ~ 4,7) и, следовательно, интенсивнее влияет на выщелачивание пеплов и перераспределение элементов.

Ртуть, как токсичный элемент, заслуживает отдельного внимания. Ее содержание в тефре в сравнении с торфяными горизонтами невелико. Причиной тому может быть способность органики к выщелачиванию Hg из пепловых горизонтов и ее перераспределение во вмещающий торф. Кроме того, в верхних частях обоих разрезов наблюдаются повышенные содержания этого элемента (рис. 3). Природа этих аномалий, возможно, техногенная и связана с глобальным загрязнением ртутью. Как отмечается во многих публикациях, современные техногенные поступления ртути в окружающую среду уменьшились (Маликова и др., 2011). Подтверждение этому мы наблюдаем в самом верхнем торфяном горизонте Апачей, где содержания немного уменьшаются относительно нижележащих горизонтов.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что уже на этапе торфообразования происходит миграция элементов-примесей из пирокластики, как в выше-, так и в нижележащие торфяные горизонты с интервалом до 6 см. В кислой среде верхового торфяника процессы перераспределения элементов происходят интенсивнее в сравнении с низинными. Торфяные прослои, вмещающие пепловые горизонты кислого состава, обогащены Th, U, Rb, Cs, La, Yb и Sc, а прослои, вмещающие тефру основного состава, имеют повышенные содержания Yb, Sc и Cr. Повышенные уровни Hg отмечаются в верхних горизонтах торфа и предположительно имеют техногенную природу.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00004).

Атлас торфяных ресурсов СССР. Изд. Главн. упр. геодезии и картографии при Совете Министров СССР; гл. ред. А.С. Оленин. Москва: **1968**. 98 с.

Базанова Л.И., Брайцева О.А., Дирксен О.В., Сулержицкий Л.Д., Данхара Т. Пеплопады крупнейших голоценовых извержений на траверсе Усть-Большерецких-Петропавловская-Камчатский: источники, хронология, частота // Вулканология и сейсмология, **2005**. №6. С. 30–46.

Маликова И.Н., Аношин Т.Н., Бадмаева Ж.О. Подвижные формы ртути в почвах природных и природно-техногенных ландшафтов юга Западной Сибири // Геология и геофизика, **2011**. Т. 52. №3. С. 409–425.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology, **1977**. V. 20. P. 325–343.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТА МЁССБАУЭРА НА ЯДРАХ ^{57}Fe и ^{119}Sn В ХАЛСИТЕ

Зиннатуллин А.Л.[1], Бирюков Я.П.[2], Вагизов Ф.Г.[1]
[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань,
almaz.zinnatullin@gmail.com
[2]Институт химии силикатов им. И.В. Гребенщикова РАН, Санкт-Петербург

Магнитные оксобораты привлекают большое внимание ученых в последнее время. Связано это с тем, что в них реализуются довольно необычные магнитные свойства. Причиной этого являются особенности структуры этих соединений, которые диктуют магнитное упорядочение пониженной размерности. Так, например, для структуры типа людвигита, к которому относится вонсенит, наблюдается квази-одномерное упорядочение, а для структурного типа пинакиолита, к которому относится исследуемый в настоящей работе халсит – планарное. Между тем исследователями отмечается, что оксобораты со структурой пинакиолита изучены заметно хуже, чем другие. В природе халсит обнаруживается, как правило, в виде минерала на основе железа с примесью олова (Medrano et al., 2018).

Метод мёссбауэровской спектроскопии позволяет получать важную информацию о локальном окружении, валентном состоянии резонансных ядер, находящихся в твердом теле, а также о магнитном упорядочении в нем. Это даёт возможность исследовать микроскопические свойства твердых тел в окружении резонансных атомов даже в тех случаях, когда они сосредоточены в нескольких кристаллографических позициях (Вертхейм, 1966).

В данной работе приводятся результаты мёссбауэровских исследований природного халсита на ядрах ^{57}Fe и ^{119}Sn. Исследования проведены на стандартном мёссбауэровском спектрометре WissEl, работающем в режиме постоянного ускорения. ^{119}Sn мёссбауэровские исследования были проведены при комнатной температуре, тогда как ядерно-гамма резонансные спектры на ядрах ^{57}Fe были получены в температурном интервале от комнатной температуры до 673 К. Для исследования халсита при повышенных температурах использовалась мёссбауэровская печь MBF-1100 с контроллером температуры TR-55. Высокотемпературные исследования проводились в воздушной атмосфере. Скоростная шкала спектрометра была откалибрована с помощью спектра тонкой фольги металлического железа. Изомерные сдвиги компонент представлены относительно центров тяжести спектров металлического железа и SnO_2 при комнатной температуре для мёссбауэровских спектров на ядрах ^{57}Fe и ^{119}Sn, соответственно. Полученные спектры были математически обработаны при помощи программы SpectrRelax по методу наименьших квадратов (Matsnev and Rusakov, 2012). Погрешности определения параметров при этом составили порядка ±0.01 мм/с для изомерного сдвига, квадрупольного расщепления и ширины линии; ±1 кЭ для сверхтонкого магнитного поля на ядре.

^{57}Fe мёссбауэровские спектры, полученные при разных температурах, представлены на рис. 1*а*. Спектры были обработаны в модели, состоящей из трех компонент. Зависимости от температуры их сверхтонких параметров изображены на рисунке 1*б-г*. Первая компонента, показанная на спектрах зеленой кривой, имеет параметры, характерные для трехвалентных атомов железа. Эти атомы железа магнитно упорядочены до температур порядка 383 К (Рисунок 1г). Параметры двух других компонент позволяют отнести их к двухвалентным атомам железа. Эти атомы не находятся в магнито-упорядоченном

состоянии во всем исследованном диапазоне температур. До температур порядка 600 К обнаруживается монотонное уменьшение сверхтонких параметров с увеличением температуры. В случае изомерного сдвига это связано с проявлением эффекта Доплера второго порядка, а в случае квадрупольного расщепления – с уменьшением градиента электрического поля вследствие более однородного заполнения атомных орбиталей (Вертхейм, 1966).

Однако при температурах выше 600 К обнаруживаются некоторые особенности. Изомерные сдвиги компонент I и III начинают сильнее уменьшаться, а также у компоненты III увеличивается квадрупольное расщепление. Мы предполагаем, что эти изменения вызваны процессами окисления. Доказательством этого служит проявление новой компоненты, секстета, отнесенной к гематиту, в спектре, полученном при 673 К. При этом уменьшается удельная площадь компоненты II, а площади компонент I и III остаются неизменными.

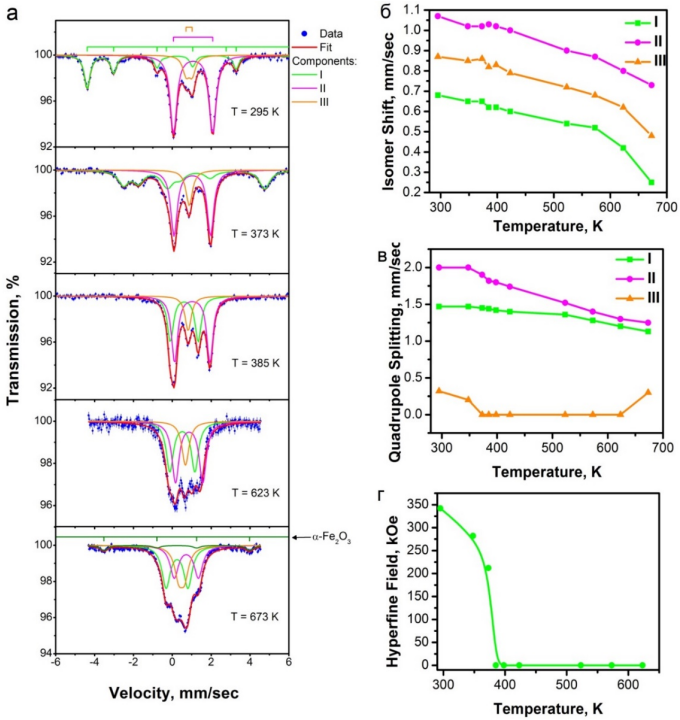


Рис. 1 ^{57}Fe мёссбауэровские спектры халсита, накопленные при температурах (сверху вниз) 295 К, 373 К, 385 К, 623 К и 673 К (*а*); температурное поведение изомерного сдвига, квадрупольного расщепления и сверхтонкого магнитного поля компонент (*б-г*)

На рисунке 2 представлен ^{119}Sn мёссбауэровский спектр халсита. Он представляет собой дублет со следующими параметрами: изомерный сдвиг 0.23 мм/с, квадрупольное расщепление 0.95 мм/с, ширина линии 1.07 мм/с. Такие значения сверхтонких параметров означают, что атомы олова находятся в четырёхвалентном состоянии. Тот факт, что в спектре не присутствуют магнитно расщепленные линии (секстеты), указывает на то, что при комнатной температуре атомы олова не участвуют в обменном взаимодействии.

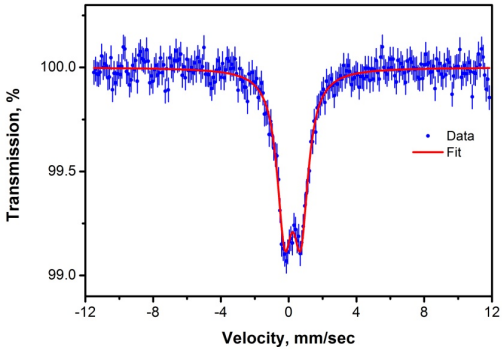


Рис. 2 ^{119}Sn мёссбауэровский спектр халсита, накопленный при комнатной температуре

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-33-00644.

Вертхейм. Г. Эффект Мёссбауэра. Москва: Мир, **1966**. 172 с.

Matsnev M.E., Rusakov V.S. SpectrRelax: an application for Mössbauer spectra modeling and fitting // AIP Conference Proceedings, **2012**. V. 1489. № 10. P. 178-185.

Medrano C. P. C., Freitas D. C., Passamani E. C., Resende J. A. L. C., Alzamora M., Granado E., Galdino C. W., Baggio-Saitovitch E., Continentino M. A. and Sanchez D. R. Magnetic frustration in low-dimensional substructures of hulsite $Ni_{5.15}Sn_{0.85}(O_2BO_3)_2$ // Physical Review B, **2018**. V. 98. № 054435.

СИНТЕЗ, СТРУКТУРА И МОРФОТРОПНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ГРУППЕ СОЕДИНЕНИЙ M[$(UO_2)(CH_3COO)_3$](H_2O)n (M = Na, K, Rb, Cs; n = 0–1.0)

Калашникова С.А., Корняков И.В., Гуржий В.В.
Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург
kalashnikova.soff@gmail.com

Монокристаллы соединений $Na[UO_2(CH_3COO)_3]$ (**1**), $K[UO_2(CH_3COO)_3](H_2O)_{0.5}$ (**2**), $Rb[UO_2(CH_3COO)_3]$ (**3**) и $Cs[UO_2(CH_3COO)_3](H_2O)_{0.5}$ (**4**) получены методом изотермического испарения при комнатной температуре. В синтезе использовались растворы дигидрата ацетата уранила, карбоната аммония и хлорида натрия, калия, рубидия и цезия для **1**, **2**, **3** и **4** соответственно. Отобранные монокристаллы были изучены методом монокристального рентгеноструктурного анализа при температуре 100 K для **2**, **3**, **4** и 296 K для **1** с использованием дифрактометра Bruker Kappa Apex II Duo.

Параметры элементарных ячеек были определены методом наименьших квадратов (Kornyakov et al., 2020). Структуры соединений решены прямыми методами и уточнены с использованием программ *ShelX*, интегрированных в комплексе *Olex2*. **1**: $P2_13$, a = 10.721(6) Å, V = 1232.4 (19) Å^3, Z = 4, R_1 = 0.041. **2**: $I4_1/a$, a = 14.222(5), c = 25.715(8) Å, V = 5201(4) Å^3, Z = 16, R_1 = 0.037. **3**: $I4_1/a$, a = 13.787(3), c = 27.511(7) Å, V = 5230(3) Å^3, Z = 16,

R_1 = 0.037. 4: $P\bar{1}$, a = 8.353(4), b = 11.008(5), c = 15.354(7) Å, α = 108.409(11), β = 100.140(9), γ = 96.370(9) °, V = 1297.5(10) Å^3, Z = 4, R_1 = 0.036.

Структуры **1**, **2** и **3** содержат один симметрично неэквивалентный катион уранила. Структура **4** содержит два независимых катиона уранила. Каждый уранил-ион в экваториальной плоскости координирован шестью атомами кислорода, принадлежащими трем ацетатным группам. Образованные таким образом гексагональные дипирамиды (координационные полиэдры атомов U^{6+}) имеют три общих ребра с (CH_3COO)-группами, формируя уранил-три-ацетатные кластеры, являющиеся основой структуры соединений **1**–**4**.

Количество кристаллографически неэквивалентных ацетатных групп увеличивается от одной в структуре **1** до трех в структуре **2** и **3** и шести в структуре **4**, при этом, увеличивается количество независимых атомов урана и понижается симметрия (от кубической в структуре **1** до триклинной в структуре **4**).

Основные структурные различия в морфотропном ряду $M[(UO_2)(CH_3COO)_3](H_2O)n$ (M = Na, K, Rb, Cs; n = 0–1.0) связаны с ионными радиусами щелочных катионов. Первое преобразование связано с замещением атомов Na атомами K, в результате чего симметрия понижается с кубической $P2_13$ до тетрагональной $I4_1/a$. Это связано со значительной разницей между ионными радиусами атомов Na и K (0.44 Å). Замещение атомов K на атомы Rb не приводит к существенным изменениям структуры, так как различие между ионными радиусами мало (0.06 Å). Замещение атомов Rb на атомы Cs так же приводит к структурным изменениям в виду различия между ионными радиусами величиной 0.17 Å. Симметрия понижается до триклинной.

Работа выполнена при поддержке СПБГУ, а также гранта Российского Научного Фонда № 18-17-00018. Рентгеновские исследования проведены в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ.

Kornyakov I.V., Kalashnikova S.A., Gurzhiy V.V., Britvin S.N., Belova E.V., Krivovichev S.V. Synthesis, characterization and morphotropic transitions in a family of $M[(UO_2)(CH_3COO)_3](H_2O)_n$ (M = Na, K, Rb, Cs; n = 0–1.0) compounds // Zeitschrift für Kristallographie, **2020**. V. 235. P. 95-103.

СУЛЬФАТ-СКАПОЛИТ ГРИДИНСКОЙ ЗОНЫ МЕЛАНЖА (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Лезжов А. М.
Петрозаводский государственный университет, Институт геологии Карельского научного центра
ArsenyLez@gmail.com

Скаполит – это известная группа каркасных алюмосиликатов. Благодаря простому составу, эта группа может ассоциировать с различными горными породами, как правило, метаморфическими и метасоматическими. По химическому составу и кристаллической структуре, скаполиты ближе всего к группе плагиоклазов. Однако, от последних их отличает наличие дополнительного аниона. Это либо Cl^-, либо CO_3^{2-}, либо SO_4^{2-}. Именно эта особенность позволяет оценить состав флюида. Эти компоненты распространены во флюиде (Дир и др. 1966).

Изоморфизм в скаполите обычно характеризуют тремя крайними членами. Это – мариалит ($Na_4(AlSi_3O_8)_3Cl$), мейонит ($Ca_4(Al_2Si_2O_8)_3CO_3$) и сильвиалит $Ca_4(Al_2Si_2O_8)_3(SO_4)$.

Однако, ряд исследователей (Азимов и др. 2017; Золотарев 1996,) отмечают, что изоморфный ряд скаполита сложнее. В минерале может присутствовать кальций, но при этом отсутствовать CO_3^{2-} или SO_4^{2-} анионы. И, наоборот, в минерале может присутствовать натрий, но при этом отсутствовать Cl^- анион. Поэтому исследователи (Азимов, 2017) предлагают добавить еще два крайних члена Ca-мариалит ($CaNa_3(Al_4Si_8O_{24})Cl$) и Na-мейонит ($NaCa_3(Al_5Si_7O_{24})Cl$).

Именно Na-мейонит представляет интерес, так в Гридинской зоне меланжа (Беломорская провинция) были обнаружены скаполиты близко состава, но с некоторыми отличиями. Об этом подробнее.

Породы, которые содержат скаполит, представлены эпидот-амфибол-биотитовыми гнейсами. Наиболее крупные зерна скаполита встречены на острове Столбиха (Кемский район Республики Карелия).

Они представлены желтыми столбчатыми призматическими кристаллами до 15 см в длину. По химическому составу в скаполитах есть различия. Во-первых, присутствуют скаполиты без хлора, но содержащие натрий. Соотношение Ca/(Ca+Na) в диапазоне 0.66-0.81. С учетом погрешности микрозондового анализа, такие значения близки к соотношению Ca/(Ca+Na)=0.75 в теоретической формуле Na-мейонита. Другая группа скаполита хлор содержит, однако, его содержание менее 1%. Соотношение Ca/(Ca+Na) от 0.65-0.71. Есть причина, почему скаполиты не относятся к данному крайнему члену ряда. Кроме CO_3 в составе скаполита отмечаются высокие содержания SO_4. Таким образом, данные скаполиты ближе к сильвиалиту, но содержат натрий без хлора или с небольшим его содержанием. В данном случае можно по аналогии выделенный крайний член назвать Na-сильвиалит.

Высокое содержание SO_4^{2-} в скаполитах это редкость, большинство описанных скаполитов, либо не содержат, либо содержат SO_4^{2-} в небольших количествах. (Дир и др. 1966)

По литературным источникам можно выделить несколько основных групп пород с которыми ассоциирует такой скаполит. Это глубинные ксенолиты, вынесенные кимберлитовыми трубками (Knorring и др, 1958), глубинные ксенолиты щелочного вулканизма (Испания), и породы, ассоциирующие с гранулитами и эклогитами (Porter, 2014). Во всех трех группах отмечается связь с парагенезисами высоких давлений и температур.

Кроме того, экспериментальные данные (Goldsmith и др., 1977) показывают устойчивость скаполита без хлора при высоких давлениях (15 кбар) и температурах (более 1000 С). В эксперименте рассматривают термодинамические системы с сильвиалитом и мейонитом.

Породы Гридинской зоны меланжа известны своими эклогитсодержащими и гранулитовыми комплексами (Слабунов, 2008), поэтому не исключена связь исследуемых скаполитов с высокими давлениями и температурами.

Таким образом, можно предположить, что богатые сульфат ионами скаполиты связаны с образованием гранулитов и эклогитов т. е. пород повышенных температур и давлений.

Азимов П.Я., Доливо-Добровольский Д.В., Галанкина О.Л., Бабарина И.И. Бесхлорный Na-Ca скаполит (натрий-мейонит) из Северной Карелии, Фенноскандия: один из недостающих компонентов скаполитового твёрдого раствора: Материалы

конференции. Юбилейный съезд Российского минералогического общества «200 лет РМО». Санкт-Петербург: **2017**. Т. 2. С. 178-180

Дир У.-А., Хауи Р.-А., Зусман Дж., Породообразующие минералы, Москва: **1966**. Т. 4.

Золотарев А. А. Еще раз о схемах изоморфизма в группе скаполита // Зап. РМО, **1995**. Ч. 125. №1. С. 69-73.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика Архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, **2008**. 295 с.

Goldsmith J.R., Newton R.C., Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system $NaAlSi_3O_8$-$CaAl_2Si_2O_8$-$CaCO_3$-$CaSO_4$ // Am Mineral, **1977**. № 62. P. 1063–1081.

Knorring, O.von, Kennedy W.Q., The mineral paragenesis and metamorphic status of garnet-hornblende-pyroxene-scapolite gneiss from Ghana (Gold Coast) // Mineral, **1958**. №.31, P. 846.

Porter J.K. Reactions involving S-scapolite and sulphides during reworking of granulite facies anorthosites, Lindås Nappe. Norway: University of Oslo, **2014**.

Torró L., Martin R.F., Schumann D., Cox J., Galí Medina S. & Melgarejo Draper J.C., The incipient flash melting of scapolite and plagioclase megacrysts in alkali basalts of the Olot suite, Catalunya, Spain, and at Chuquet Genestoux, Puy-de-Dôme, France // European Journal of Mineralogy, **2018**. № 30. P.45–59.

ВЕРОЯТНЫЙ КОРЕННОЙ ИСТОЧНИК МИНЕРАЛОВ ПОДГРУППЫ КОЛУМБИТА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА МАЮКО (РЕСПУБЛИКА КОНГО)

Луфуанди Матондо И.П.

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, idylleplachini@mail.ru

В конце первой половина XX века в районе Маюко, расположенном на юго-западе Республики Конго, во время разработки золотоносных россыпей в современных речных долинах были обнаружены зерна минерала, диагностированные как колумбита. Вопрос о коренном источнике этого тантало-ниобиевого минерала еще не выяснен и представляет практический интерес для национальной геологической службы.

Район Маюко находится в департаменте Ниари в зоне тропических лесов, покрывающих гранитоидный массив Шайю. Этот массив располагается в зоне кратона Конго, прослеживается на территориях Габона и Республики Конго. В геологическом отношении он слабо изучен. Установлено, что в пределах массива широко распространены, главным образом, биотитовые и амфиболовые гранодиориты, кварцевые диориты, в меньшей степени чарнокитоиды. Возраст пород массива оценивается как позднеархейский (Григорьев и др., 1990). Поздние фазы проявления гранитоидного магматизма в массиве представлены жильными телами двуполевошпатовых гранитов, дайками аплитов и пегматитов (Григорьев и др., 1990).

Район Маюко находится в юго-западной части этого массива и в геологическом отношении характеризуется развитием метаморфических пород древнего зеленокаменного пояса, часть которого залегает среди гранитоидов массива Шайю в виде крупного останца (ксенолита). Толща этих пород сложена амфиболитами, амфиболовыми, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и железистыми кварцитами, смята в линейные складки северо-

восточного простирания и прослеживается в северо-восточном направлении в виде полосы длиной 20 км и шириной 5 км. Их возраст оценивается как архейский в пределах 3000-3100 млн. лет (Watha-Ndoudy, 1993) Метаморфические породы секутся жильными телами гранитных плагиоклаз-микроклиновых пегматитов.

Для исследования было отобрано 10 шлиховых проб массой от 62 г до 500 г. Зерна колумбита, выделенные из этих проб, изучены гранулометрически методом ЭДС-анализа с помощью электронного микроскопа и микроанализатора JEOLJSM-6510LA (ИГГД РАН, Санкт-Петербург), CamScanMV2300 (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), CamebaxSX50 (МГУ им М.В. Ломоносова, Москва). Всего изучен химический состав 47 зерен колумбита (219 определений).

В результате исследований установлено, что на вероятный коренной источник колумбита в данном районе указывают следующие минералогические признаки:

1. В аллювиальных отложениях Маюко зерна минералов подгруппы колумбита представлены двумя гранулометрическими группами (фракциями). Первая (крупная) представлена полуокатанными и окатанными обломками кристаллов величиной 1,6-15 мм. Вторая (мелкая) характеризуется идиоморфными менее окатанными кристаллами величиной 0,2-1,5 мм.

2. По содержанию основных компонентов минералы подгруппы колумбита обеих фракций относятся преимущественно к ферроколумбиту (колумбит-(Fe)). Для мелкой фракции также характерен ферротанталит и манганотанталит. Среди зерен крупной фракции отмечаются манганоколумбит (рис. 1, **А**). В качестве главных элементов-примесей отмечаются Sc, W и Ti. Крупная фракция минерала более богата Sc, W и Ti по сравнению с мелкой фракцией (рис.1, **Б, В** и **Г**).

Важно подчеркнуть, что в изученных минералах (ферроколумбит и манганоколумбит) содержание Ta_2O_5 в основном меняется от 14% до 40% .

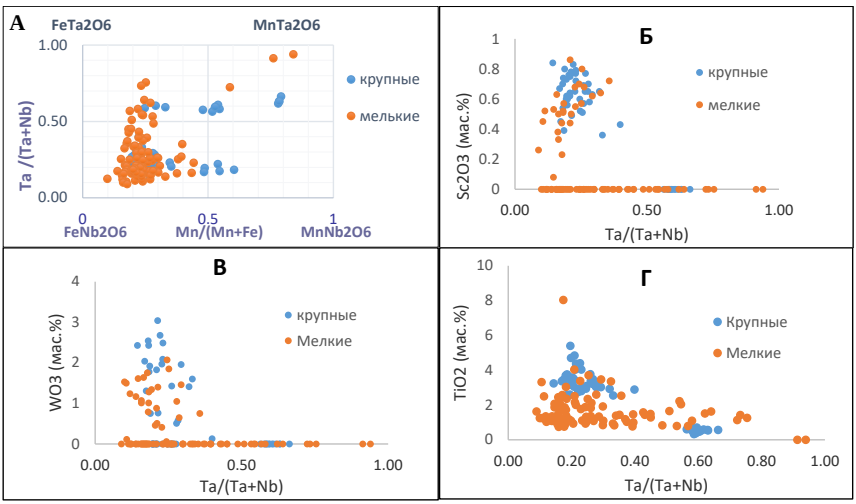


Рис.1 Диаграммы зависимости содержания компонентов в минералах подгруппы колумбита Маюко: **А** Ta/(Nb+Ta) и Mn/(Mn+Fe); **Б** - Sc_2O_3 и Ta /(Ta+Nb); **В** - WO_3 и Ta /(Ta+Nb); **Г** - TiO_2 и Ta /(Ta+ Nb).

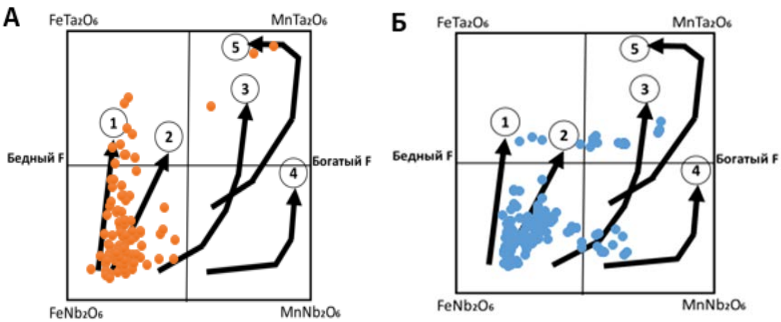


Рис. 2 Значения состава минералов подгруппы колумбита района Маюко на диаграмме Ta/(Nb+Ta) и Mn/(Mn+Fe) в сравнении с составом минералов этой подгруппы в эволюционных рядах образования берилловых и комплексных редкометалльных пегматитов (стрелки) по данным П. Черни [7]: 1 – берилловые пегматиты, 2 – сподуменовые пегматиты, 3 – комплексные сподуменовые пегматиты, 4 – комплексные лепидолитовые пегматиты, 5 – комплексные петалитовые пегматиты. **А** – мелкая фракция, **Б** – крупная фракция.

Реже содержание Ta_2O_5 в ферроколумбите и манганоколумбите составляет ниже 10%, но всегда более 5%. По этому показателю эти минералы не могут быть отнесены к акцессорным и второстепенным минералам пород формации редкометалльных гранитов, так как для них характерен колумбит с более низким содержанием пятиокиси тантала (Ta_2O_5) – до 3% по данным К.А. Власова с соавторами (1964), и меньше 10% по данным С. М. Бескина (2014). По этим показателям состава также исключается принадлежность изученных минералов к альбитовым метасоматитам, щелочным пегматитам и карбонатитам.

С другой стороны, как известно, минералы подгруппы колумбита характерны для редкометалльных и редкоземельных пегматитов. В редкоземельных и мусковитовых пегматитах они обычно представлены существенно ниобиевыми минеральными видами (Волошин и др., 1986; Ercit, 1994). Именно в редкометалльных пегматитах присутствуют все члены минеральной системы ферроколумбит-манганоколумбит-манганотанталит-ферротанталит (Гинзбург, 1977; Melcher et al., 2008), что как раз характерно для изученных минералов.

Становится очевидным вывод о том, что более вероятным коренным источником россыпей колумбита в районе Маюко являются редкометалльные пегматиты.

В этой связи важно обратиться к типизации редкометалльных пегматитов, разработанной П.Черни (1991). Согласно этой типизации, пегматиты семейства LCT в зависимости от состава преобладающей минерализации разделяются на берилловые, комплексные, альбит-сподуменовые и альбитовые типы. Для альбит-сподуменовых и альбитовых пегматитов более характерны танталовые члены минералов подгруппы колумбита, чем ниобиевые. На диаграмме П.Черни показана общая тенденция изменения состава минералов подгруппы колумбита в эволюционном ряду образования берилловых и комплексных редкометалльных пегматитов (рис.2). Рассматривая эту диаграмму в сопоставлении с данные проведенных исследований, можно сделать вывод, что мелкая фракция колумбита района Маюко соответствует берилловым и сподуменовым подтипам пегматитов или пегматоидных гранитов (рис.2, **А**), а крупная фракция - сподуменовым и комплексным сподуменовым подтипам пегматитов (рис.2, **Б**). По содержанию элементов-

примесей минералы подгруппы колумбита района Маюко отличаются от типичных для пегматитов семейства LCT повышенным содержанием Ti (до 5%) и Sc (до 0,86%). Это сближает их с минералами пегматитов семейства NYF (Ercit, 1994).

Гранитные пегматиты, тела которых известны ранее, к перспективным на выявление коренной тантало-ниобиевой минерализации не относятся, так как минералогическими признаками редкометалльности не обладают.

Таким образом, вероятным коренным источником минералов подгруппы колумбита в районе Маюко являются берилловые и комплексные сподуменовые редкометалльные пегматиты и пегматоидные граниты петрогенетического «смешанного» семейства LCT и NYF (по П. Черни). Выявление таких пород в данном районе может быть актуальной поисковой задачей для геологической службы Республики Конго.

Атлас минералов и руд редких элементов. Под ред. А.И. Гинзбурга. Москва : Недра, **1977**. 264 с.

Бескин С. М. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометальные граниты). Москва: Научный мир, **2014**. 112 с.

Волошин А.В. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова. Под ред.А.В. Волошина, Я.А. Пахомовский. Ленинград: Наука, **1986**. 168 с.

В.М. Григорьев, Е.А. Долгинов, В.П. Поникаров и др. Геология и полезные ископаемые Африки: Учеб. для иностранных студентов вузов. Москва: Недра, **1990**. 415 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Под ред. К. А. Власов. Москва: Наука, **1964**. Т. 2. 830 с.

Cerný P. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. Lanthanides, Tantalum and Niobium: Special Publication № 7 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, **1989**. P. 195-239.

Cerný P. Rare-Element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits // Geoscience Canada, **1991**. V.18, № 2, P. 49-67.

Ercit T. S. The geochemistry and crystal chemisty of columbite-group minerals from granitic pegmatites, south werstern Grenville province, Canadian shield // The Canadian Mineralogist, **1994**. V. 32, P. 421- 438.

Melcher F., Graupner T., Henjes-Kunst F., Oberthür T., Sitnikova M., Gäbler E., Gerdes A., Brätz H., Davis D., Dewaele S. Analytical Fingerprint of Columbite-Tantalite (Coltan) Mineralisation in Pegmatites – Focus on Africa: Ninth International Congress for Applied Mineralogy, Brisbane, QLD, **2008**. P. 615-624.

Noel Watha-Ndoudy. Carateristiques morphologiques et geochimiques des grains d' or; application à la prospection des placers de Mayoko. CONGO: **1993**. 450 p.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА КАЛЬЦИТОВ КРЫМА

Максимов Г.С.

Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, г. Симферополь

neondreamer00@gmail.com

В работе исследован элементный состав кальцитов, найденных на плато Чатыр-Даг - горном массиве Главной гряды Крымских гор. Карстующиеся породы на Чатыр-Даге представлены верхнеюрскими известняками кимеридж-лузитанского и титонского

возраста (160-145 млн. лет), занимающими верхний структурный этаж (до глубин 250-1250 м) геологического разреза массива, (Чуринов, 1959). Образцы были найдены как на поверхности массива в кальцитовых жилах, так и в пещерах, в составе карстовых отложений.

Анализ проводился на высокомощном настольном волнодисперсионном рентгеновском флуоресцентном спектрометре последовательного действия Supermini200 Rigaku, позволяющим проводить анализ элементов от кислорода (O) до урана (U) с точностью до 10^{-3} %. Результаты приведены в следующей таблице.

Таблица 1 Элементный состав образцов кальцитов в вес.%. Первые три образца найдены на поверхности, последние три – в пещере.

	Ca	Si	Fe	Mn	Ti	Mg	Cu	Ni	Zn	Sr	Al	P	S	Cl	K
1	97.1	1.1	0.09	0.01	0.32	0.48	0.01	0.01	-	0.01	0.77	0.07	0.01	-	0.05
2	84.7	4.3	2.96	3.9	0.37	0.22	0.02	0.01	0.09	0.01	2.6	0.16	0.01	-	0.57
3	84.6	2.3	4.86	6.4	0.72	0.11	0.08	-	0.13	-	-	0.14	0.02	0.02	0.69
4	97.6	0.99	0.92	-	-	-	-	-	-	-	-	0.12	0.03	0.06	0.24
5	97.6	0.31	1.76	0.22	-	-	-	-	-	-	-	0.07	0.01	-	0.07
6	98.1	0.73	0.49	-	-	-	-	-	-	0.24	-	0.12	0.06	0.09	0.13

Помимо элементов, приведенных в таблице, в пещерных кальцитах в следовых количествах содержатся также хром (образцы 1 и 2), барий (образец 2) и цирконий (образцы 1 и 2). Наличие во всех карстовых породах марганца, титана, магния и меди может свидетельствовать об их наличии в подземных водах, питающих эти хемогенные отложения.

Автор выражает благодарность за помощь в работе своему научному руководителю к.ф.-м.н., доц. Максимовой Е.М., зав. лаб. рентгеновских методов исследования Наухацкому И.А., а также Тимохиной Е.И. – за предоставленные образцы.

Чуринов М.В. Трещинно-карстовые воды Чатыр-Дага и перспектива их использования. Тр. ВСЕГИНГЕО, сб. 17. Москва: Госгеолтехиздат, **1959**. 22-30 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕАКЦИЙ ДЕКАРБОНАТИЗАЦИИ С ОБРАЗОВАНИЕМ MG, FE-AL-ГРАНАТОВ И CO_2-ФЛЮИДА ПРИ PT-ПАРАМЕТРАХ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ

Новоселов И.Д.[1,2], Баталева Ю.В.[1], Крук А.Н. [1]

[1]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

[2]Новосбирский государственный университет, г. Новосибирск, novoselovid@igm.nsc.ru

Карбонаты являются одними из важнейших форм нахождения углерода при его транспортировке в мантию Земли в процессах субдукции. Изучение условий стабильности карбонатных минералов и их разложения с генерацией CO_2-флюида при P, T-параметрах мантии Земли является необходимым для реконструкции процессов глобального цикла углерода, включая мантийный метасоматоз, образование алмазов, а также формирование и

эволюцию карбонатизированных эклогитов и перидотитов. Необходимо отметить, что P,T-поле стабильности карбонатов контролируется не только реакциями их разложения, но и реакциями с сосуществующими фазами (т.н. реакциями декарбонатизации). Реакции декарбонатизации с участием орто- и клинопироксенов хорошо изучены экспериментально (Luth, 1995), в то время как реакции декарбонатизации в высокоглиноземистых системах с образованием граната изучены существенно меньше, освещая лишь поведение магнезиального карбоната (Knoche, 1999), а работы, посвященные изучению этих реакций с карбонатами иного состава в настоящее время отсутствуют. Таким образом, исследования на эту тему представляются весьма актуальными.

В данной работе изложены результаты экспериментальных исследований, направленных на установление положения линий реакций декарбонатизации (реакции 1, 2) в системах магнезит-кремнезём-глинозём (далее – Mgs_{100}) и магнезит-сидерит-кремнезём-глинозём (далее – $Mgs_{50}Sd_{50}$) в диапазоне давлений 3,0 – 7,5 ГПа:

(1) $3Me^{2+}CO_3 + Al_2O_3 + 3SiO_2 => Me^{2+}{}_3Al_2[SiO_4]_3 + 3CO_2$ (Me^{2+} = Mg,Fe)

(2) $3Me^{2+}CO_3 + Al_2O[SiO_4] + 2SiO_2 => Me^{2+}{}_3Al_2[SiO_4]_3 + 3CO_2$ (Me^{2+} = Mg,Fe)

Эксперименты проведены с использованием многопуансонного аппарата высокого давления типа «разрезная сфера» (БАРС), при давлениях 3,0, 6,3 и 7,5 ГПа, в интервале температур 950 – 1450 °C и длительностях от 10 до 60 часов. Методические особенности сборки и калибровки аппарата представлены в (Palyanov, Sokol, 2009).

В методике высокотемпературных высокобарических экспериментов хорошо известна проблема диффузии водорода в ампулы (Boettcher et al., 1973), следствием чего является понижение фугитивности кислорода в реакционном объеме, приводящее, в свою очередь, к смещению положения кривых реакций в P,T-поле. Во избежание подобных негативных явлений в текущем исследовании использовалась сборка ячейки высокого давления с гематитовым буферным контейнером. (Sokol et al., 2015б). В качестве материала реакционных была использована платина. Внешний диаметр ампул для экспериментов составил составил 1,5 мм, длина – 6 мм при давлении 3,0 и 6,3 ГПа, и 4 мм при 7,5 ГПа.

Исходные материалы представлены природными карбонатами - магнезитом $Mg_{0.93}Ca_{0.06}Fe_{0.01}CO_3$ (м-ние Сатка, Челябинская область, Россия) и магнезиосидеритом $Fe_{0.6}Mg_{0.37}Ca_{0.02}Mn_{0.01}CO_3$ (Сен-Пьер-де-Мезаж, департамент Изер, Франция), а также синтетическими аморфным оксидом кремния и оксидом алюминия с чистотой 99,99 масс. %. Составы систем были подобраны стехиометрично, из расчёта, что при полном прохождении реакций (1) или (2) все реагенты будут израсходованы без остатка. Полученные в результате экспериментов образцы изучены методами оптической и электронной сканирующей микроскопии, а также Рамановской спектроскопии. Прохождение реакции декарбонатизации фиксировалось по наличию в экспериментальных образцах граната.

Экспериментальные исследования в системе Mgs_{100} были проведены в интервале температур 1050-1150 °C при давлении 3,0 ГПа, 1100-1400 °C при 6,3 ГПа и 1150-1450 °C при 7,5 ГПа. Образцы, полученные в данной системе при температурах ниже температур протекания реакций декарбонатизации, представляют собой плотные поликристаллические агрегаты магнезита, коэсита, кианита и корунда (рис. 1а,б).

Образцы, полученные при температурах выше протекания реакций декарбонатизации, представляют собой неплотные, легко крошащиеся поликристаллические агрегаты магнезита, коэсита, пиропа, кианита и корунда. В образцах повсеместно наблюдаются пустоты, вероятно, сформированные CO_2-флюидом во время эксперимента (рисунок 1в). Состав полученного граната отвечает формуле ($Mg_{2,8-2,9}Ca_{0,05-0,12}Fe_{0,05-0,09}$)$Al_{1,95}[Si_{3,03}O_{12}]$.Таким образом, при температурах ниже температур декарбонатизации в данной системе происходят перекристаллизация магнезита и оксидов, а также образование кианита. При температурах выше температур декарбонатизации

образование граната и CO_2-флюида, дополняющиеся процессами перекристаллизации. При этом гранат наблюдается в виде кайм вокруг корунд-кианитовых агрегатов, из чего можно заключить о протекании реакции (2) во время эксперимента; то же справедливо и для системы $Mgs_{50}Sd_{50}$ (см. далее).

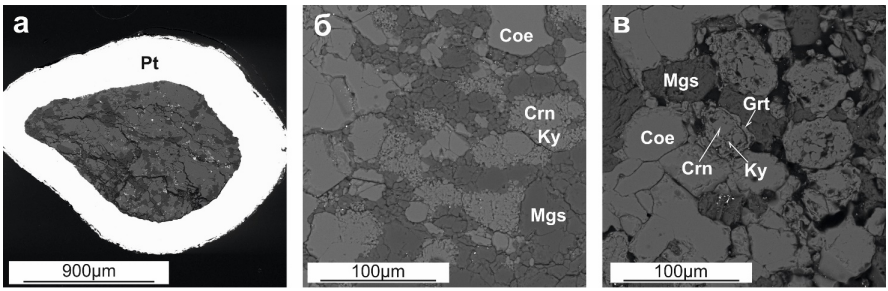


Рис. 1 РЭМ-фотографии полированных поверхностей образцов, полученных после экспериментов в системе Mgs_{100} при давлении 3,0 ГПа и температуре 1050 °С (а), при давлении 6,3ГПа и температуре 1100 °С (б) и при давлении 7,5 ГПа и температуре 1450 °С (в). Pt – платина, Coe – коэсит, Crn – корунд, Ky – кианит, Mgs – магнезит, Grt – гранат.

Экспериментальные исследования в системе $Mgs_{50}Fe_{50}$ проведены в интервале температур 950-1050 °С при давлении 3,0 ГПа, 1100-1200 °С при 6,3 ГПа и 1150-1450 °С при 7,5 ГПа. Образцы, полученные в данной системе при температурах ниже начала реакций декарбонатизации, представляют собой плотные поликристаллические агрегаты магнезиально-железистого карбоната, коэсита, кианита и корунда (рис. 2а,б).

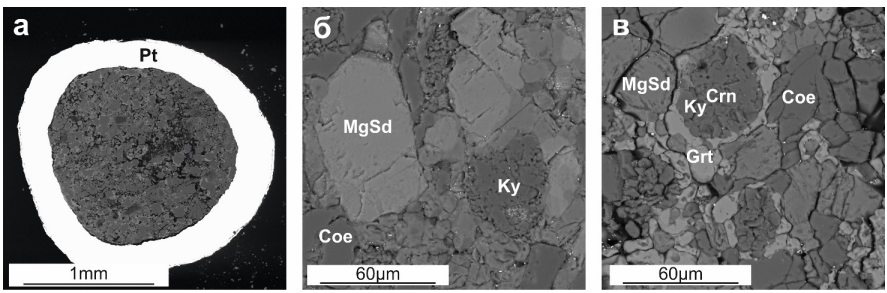


Рис. 2 РЭМ-фотографии полированных поверхностей образцов, полученных после экспериментов в системе $Mgs_{50}Sd_{50}$ при давлении 3,0 ГПа и температуре 1050 °С (а), при давлении 6,3 ГПа и температуре 1100 °С (б) и при давлении 7,5 ГПа и температуре 1450 °С (в). Pt – платина, Coe – коэсит, Crn – корунд, Ky – кианит, MgSd – магнезиосидерит, Grt – гранат.

При температурах выше протекания реакций декарбонатизации установлено формирование поликристаллических агрегатов магнезиально-железистого карбоната, коэсита, пироп-альмандинового граната, кианита и корунда. В образцах повсеместно наблюдаются пустоты, сформированные CO_2-флюидом (рис. 2а,в). Состав полученного граната отвечает формулам $(Fe_{1,83}Mg_{0,94}Ca_{0,17})Al_2[SiO_4]_3$ при 3,0 ГПа,

$(Fe_{1,84}Mg_{1,01}Ca_{0,15}Mn_{0,05})Al_{1,97}[SiO_4]_3$ при 6,3 ГПа и $(Fe_{1,86}Mg_{1,03}Ca_{0,11}Mn_{0,05})Al_{1,94}[Si_{3.02}O_{12}]$ при 7,5 ГПа. Таким образом, при температурах ниже температур декарбонатизации в данной системе происходят перекристаллизация магнезита и оксидов, а также образование кианита. При температурах выше температур декарбонатизации параллельно с этими процессами реализуется образование граната и CO_2-флюида.

В настоящей работе продемонстрировано, что при давлениях 3,0 и 6,3 ГПа магнезиосидерит вступает в реакции декарбонатизации с образованием граната при температурах меньших (на 100 и 50 °С соответственно), чем магнезит, а при давлении 7,5 ГПа параметры декарбонатизации с участием магнезита и магнезиосидерита неразличимы в условиях эксперимента по используемой методике (рис. 3).

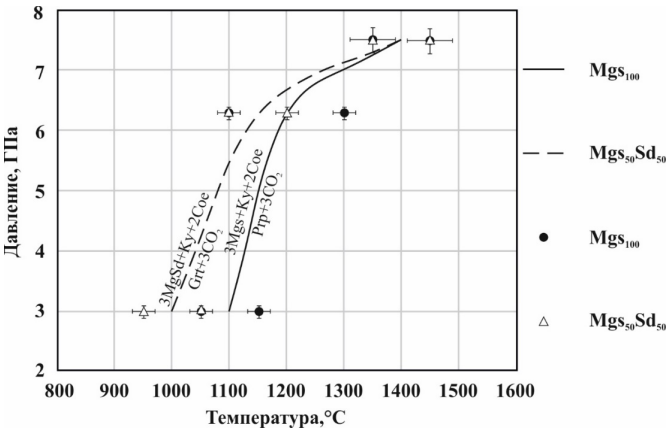


Рис. 3 Положение точек экспериментов и линий реакций в PT-поле. MgSd – магнезиосидерит, Ky – кианит, Coe – коэсит, Mgs – магнезит, Prp – пироп, Grt – пироп-альмандиновый гранат.

Таким образом, при интерпретации полученных данных можно сказать, что на глубинах ~90-190 км Mg,Fe-карбонаты вступают в реакции декарбонатизации в интервале температур 1000-1250 °С, а на глубинах ~225 км – при 1400 °С; при повышении давления влияние состава карбонатов на температуру начала таких реакций существенно снижается.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-35-20016)

Boettcher A.L., Mysen B.O., Allen J.C. Techniques for the control of water fugacity and oxygen fugacity for experimentation in solid-media high-pressure apparatus // Journal of Geophysical Research, **1973**. № 80 (26). P. 5898-5901.

Knoche R., Sweeney R.J., Luth R.W. Carbonation and decarbonation of eclogites: the role of garnet // Contributions to Mineralogy and Petrology, **1999**. № 135. P. 332–339.

Luth R.W. Experimental determination of the reaction dolomite + 2 coesite = diopside + 2 CO_2 to 6 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology, **1995**. № 122. P. 152–158.

Palyanov Yu.N., Sokol A.G. The effect of composition of mantle fluids/melts on diamond formation processes // Lithos, **2009**. № 112. P. 690-700.

Sokol, A.G., Khokhryakov A.F., Palyanov Yu.N. Composition of primary kimberlite magma: constraints from melting and diamond dissolution experiments // Contributions to Mineralogy and Petrology, **2015**. № 170. P. 26.

РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ МИНЕРАЛОВ РЯДА АКСИНИТ-(Mn)–ТИНЦЕНИТ

Пашкова И.С., Верещагин О.С.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Введение. Группа аксинита включает в себя четыре минерала, относящихся к классу кольцевых боросиликатов: аксинит-(Mn), аксинит-(Mg), аксинит-(Fe) и тинценит (Back et al., 2017). Общая формула минералов группы аксинита: $X_4{}^{VI}Y_2{}^{VI}Z_4({}^{IV}B_2{}^{IV}T_8O_{30})(OH)_2$, где X = Ca, Mn, Na, K; Y = Mg, Mn, Fe^{2+}; Z = Al, Fe^{3+}, Ti; T= Si, Al. Аксиниты встречаются в качестве акцессорных минералов гидротермальных жил, контактово-метасоматических и метаморфических пород (Brathwaite et al., 1990; Dube and Guha, 1993; Wacławska et al., 1998; Novák and Filip, 2002; Oyman et al., 2003; Agheem et al., 2013).

Кристаллохимия и спектроскопия минералов группы аксинита довольно подробно изучена (Takechi et al., 1974; Frost et al., 2007), однако данные о связях между положениями линий в колебательных спектрах минералов группы аксинита и особенностями химического состава отсутствуют. Цель наших исследований – получить новые данные о химическом составе аксинитов, а также найти связи между особенностями химического состава и колебательными спектрами минералов.

Объекты и методы исследования. Объектами исследования были выбраны четырнадцать образцов: 4 – с месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан; 10 – с месторождений Урала (5 – Учалинское, 3 – Парнокское, 1 – Кожаевское, 1 – Кызыл-Таш).

Из образцов были изготовлены плоско-полированные шлифы, в которых аксинит был изучен методами электронной микроскопии, электронно-зондового микроанализа и Рамановской спектроскопии. Практическая часть работы выполнена на кафедре минералогии СПбГУ, с использованием аналитических возможностей ресурсных центров «Рентгендифракционные методы исследования», «Микроскопия и микроанализ» и «Геомодель».

Результаты. В исследованных образцах аксинит является второстепенным минералом. Кристаллы аксинита хорошо ограничены, имеют характерную вытянутую клиновидную форму и размер до 0.5 см. В макроскопических образцах аксинит имеет оранжево-желтый или розовый цвет, в поляризованном свете у аксинита серые цвета интерференции и косое погасание. Аксинит встречается в секущих жилах, преимущественно заполненных кальцитом и фриделитом. Кальцит чаще всего заполняет пустоты между кристаллами аксинита и является более поздним минералом; фриделит представлен идиоморфными вытянутыми кристаллами (Рис. 1).

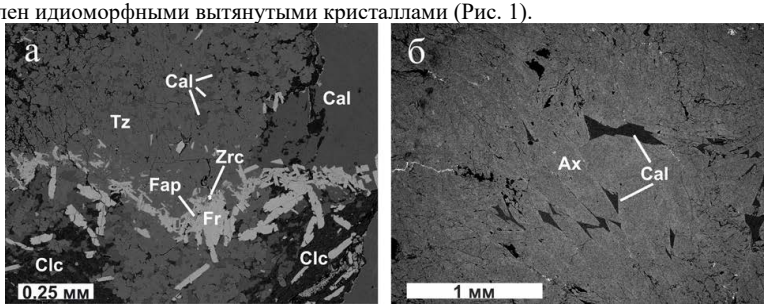


Рис. 1. Минералы группы аксинита месторождения Ушкатын-III (изображение в обратно-отраженных электронах): а) аксинит-(Mn); б) аксинит-(Mn)–тинценит.

Обозначения: Ax – аксинит-(Mn), Brt – барит, Cal – кальцит, Clc – клинохлор, Gem – гематит, Fap – фторапатит, Fr – фриделит, Tz – тинценит, Zrc – циркон.

Исследованные нами аксиниты по химическому составу относятся к ряду аксинит-(Mn)–тинценит (Рис. 2). Кристаллы зональны: содержание марганца варьирует от 2.1 до 4.0 коэффициентов в формуле (~14–24 масс. % MnO); некоторые образцы содержат примесь магния – до 0.2 к.ф. (~0.7 масс. % MgO) и железа – до 0.6 к.ф. (~4 масс. % $FeO_{общ}$).

Полученные нами Рамановские спектры аксинитов с различным содержанием марганца в целом схожи с описанным в литературе (Lafuente et al., 2015), однако обладают рядом особенностей, которые ранее не были отмечены. В полученных спектрах наблюдаются значительные изменения в положении интенсивной линии в области 712–724 $см^{-1}$. которая соответствует колебаниям O–B–O (Frost et al., 2007).

Дискуссия. Литературные данные указывают на широкое распространение аксинитов, относящихся к изоморфным рядам аксинит-(Mn)–аксинит-(Fe) и аксинит-(Mn)–тинценит (*Рис. 2*). К настоящему моменту данные об аксинитах, относящихся к изоморфным рядам аксинит-(Mg)–аксинит-(Mn), а также аксинит-(Mg)–тинценит отсутствуют (*Рис. 2а*), что может быть связано как с особенностями их геологического нахождения, так и кристаллохимическими запретами на существование минералов такого состава.

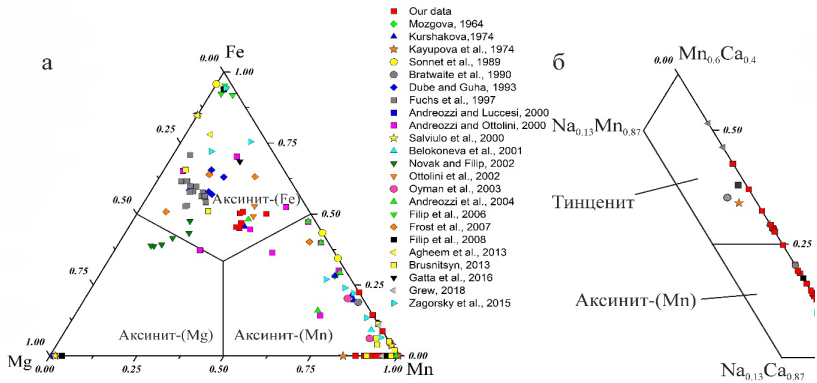
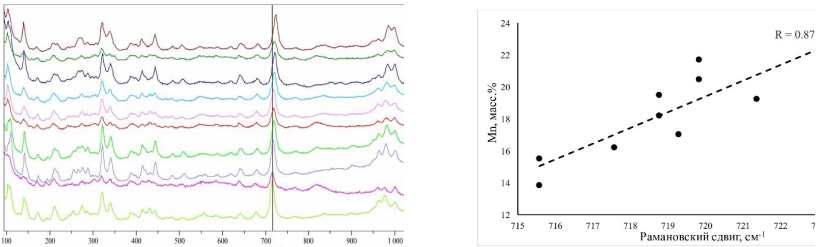


Рис. 2. Изоморфные ряды в минералах группы аксинита: а) треугольник Fe^{2+}–Mn–Mg (позиция *Y*); б) фрагмент треугольника Mn–Ca–Na (позиция *X*).

Изученные высокомарганцевые аксиниты (аксиниты-(Mn) и тинцениты) с примесью Mg относятся к мало изученной группе (*Рис 2*). Избыточное количество марганца (относительно аксинита-(Mn)) в структуре исследованных минералов, вероятно, приводит к деформации кристаллической структуры, что подтверждается данными Рамановской спектроскопии (*Рис. 3*).



(а) (б)

Рис. 3. а) Рамановские спектры аксинитов различного состава Вертикальной прямой показано положение линии для низко марганцевого аксинита-(Mn); б) Зависимость положения линий в спектрах комбинационного рассеяния минералов ряда аксинит-(Mn)–тинценит от содержания марганца.

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С., Бритвин С.Н., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В. Барит-свинцово-цинковые и железо-марганцевые месторождения Жайремского рудного узла: геологическая экскурсия в Центральный Казахстан. // Минералогия, **2018**. 4(3). С. 82–92.

Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука**, 1974**. 232 с.

Agheem, M.H., Shah, M.T., Khan, T., Murata, M., Arif, M., Dars, H. Shigar valley gemstones, their chemical composition and origin, skardu, Gilgit-Baltistan, Pakistan. Arab. J. Geosci. **2013**. P. 3801–3814.

Andreozzi, G.B., Lucchesi, S., Graziani, G. Structural study of magnesioaxinite and its crystal-chemical relations with axinite-group minerals. Eur. J. Mineral. **2000a.** P. 1185–1194.

Andreozzi, G.B., Lucchesi, S., Graziani, G., Russo, U. Site distribution of Fe^{2+} and Fe^{3+} in the axinite mineral group: New crystal-chemical formula. Am. Mineral. **2004**. P. 1763–1771.

Andreozzi, G.B., Ottolini, L., Lucchesi, S., Graziani, G., Russo, U. Crystal chemistry of the axinite-group minerals : A multi-analytical approach. Am. Mineral. **2000b**. P. 698–706.

Back, M., Birch, W.D., Carter, J., Ciriotti, M.E., Downs, R.T., Grew, E.S., Fascio, L., Ferraris, C., Ferraris, G., Martins, T., Nickolay, D., Oberti, R., Ostrooumov, M., Peters, G.A., Vighetto, I., Weissman, J. The New IMA List of Minerals – A Work in Progress 189, **2017.**

Belokoneva, E.L., Goryunova, A.N., Pletnev, P.A., Spiridonov, É.M. Crystal structure of high-manganese tinzenite from the Falotta deposit in Switzerland. Crystallogr. **2001**. P. 30–32.

Brathwaite, R.L., Isaac, M.J., Challis, G.A., Brook, F.J., Isaac, M.J., Challis, G.A., Tertiary, F.J.B., Brathwaite, R.L., Isaac, M.J., Challis, G.A., Brook, F.J. Tertiary limestone and Zn-Pb mineralised skarn at Motukokako , Cape Brett , northern New Zealand. J. R. Soc. New Zeal. **1990**. P. 427–438.

Dube, B., Guha, J. Factors controling the occurrence of ferro-axinite within archean gold-copper-rich quartz veins: Cooke mine, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt. Can. Mineral. **1993**. P. 905–916.

Filip, J., Kolitsch, U., Novák, M., Schneeweiss, O. The crystal structure of near-end-member ferroaxinite from an iron-contaminated pegmatite at Malešov, Czech Republic. Can. Mineral. **2006**. P. 1159–1170.

Frost, R., Bouzaid, J., Martens, W. Raman Spectroscopy of Nanostructures and Nanosized Materials. J. Raman Spectrosc. **2007**. P. 135–141.

Jakob, J. Vier Mangansilikate aus dem Val d'Err (Kt. Graubünden). Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitt. **1923**. P. 227–236.

Kurshakova L.D., Tikhomirova V.I. Axinite and its paragenesis with hedenbergite, International Geology Review. **1974**. P.1360-1369.
Lauf, R.J. Collector's guide to the axinite group. Rocks Miner. **2007**. 216–220 p.
Lumpkin, G., Ribbe, P. Chemistry and physical properties of axinites. **1979**. 635–645 p.
Milton, C., Hildebrand, F.A., Sherwood, A.M. The identity of tinzenite with manganoan axinite. Am. Mineral. **1953**. 1148–1158 p.
Mozgova N. N. Axinite and datolite from polymetal skarn deposits in the far East, International Geology Review. **1964**. 682-689 p.
Novák, M., Filip, J. Ferroan magnesioaxinite from hydrothermal veins at Lažany, Brno Batholith, Czech Republic. Neues Jahrb. für Mineral. - Monatshefte **2002**, 385–399 p.
Oyman, T., Minareci, F., Pişkin, Ö. Efemçukuru B-rich epithermal gold deposit (İzmir, Turkey). Ore Geol. Rev. 23, **2003**. 35–53 p.
Salviulo, G., Andreozzi, G.B., Graziani, G. X-ray characterization of Mg, Fe, and Mn natural end-members of the axinite group. Powder Diffr. 15, **2000**. 180–188 p.
Sanero, E., Gottardi, G. Nomenclature and crystal-chemistry of axinites. Am. Mineral. 53, **1968**,1407–1411.
Sonnet, P., Verkaeren, J. Scheelite-, Malayaite-, and Axinite-Bearing Skarns from El Hammam, Central Morocco. Econ. Geol. 84, **1989**. 575–590 p.
Takechi, Y., Ozawa, T., Ito, T. On the deformation of Si tetrahedra in silicates. Zeitschrift für Krist. Bd. 140 312, **1974**. 289–312 p.
Wacławska, I., Pieczka, A., Olkiewicz, S., Zabinski, W. Thermal decomposition of axinite. J. Therm. Anal. 52**, 1998**. 413–423 p.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТА В УСЛОВИЯХ ГОРОДСКОЙ СРЕДЫ

Прокопец В.А.
Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург
prokopvikap@mail.ru

Санкт-Петербург часто называют каменным городом, поэтому неудивительно, что его исторический центр является объектом всемирного наследия ЮНЕСКО. Среди всего многообразия материалов, использованных в убранстве города, важное место занимает именно гранит, который начал использоваться с начала основания Санкт-Петербурга (1703 г.). Первоначально применялся гранит рапакиви, который в настоящий момент слагает центральную часть города, остальные разновидности гранита – кузнечненский, гангутский, валаамский, монастырский гранит, гранит Антреа, Ковантсари и сердобольский гранит, начали привозить позднее для строительства Санкт-Петербурга (Панова, Власов, 2015). Таким образом, важно выделить факторы устойчивости различных гранитов в условиях городской среды, что вызывает интерес архитекторов и строителей, которые стремятся выявить наиболее прочную в агрессивной среде породу.

Как уже было упомянуто выше, городская среда характеризуется определенным химизмом, отличаясь по этому показателю от природной. Согласно Государственному Руководству за Контролем Качества воздуха (РД 52.04.186-89, 1991) наиболее часто встречающимися и опасными соединениями в атмосфере города являются SO_2, CO, NO_2, NH_3, H_2S, H_2F_2, Cl_2, HCl, P_2O_5, CS_2, аэрозоли H_2SO_4 и HPO_3, CH_2O, HCN, тяжелых металлов,

неорганических соединений As, N, углеводороды. Все эти вещества оказывают сильное химическое воздействие на гранит в связи с загрязнением воздушной среды.

Для проведения исследования использованы образцы гранита рапакиви и сердобольского гранита, представляющие собой выпавшие фрагменты камня, отобранные на набережных Санкт-Петербурга. Исследуются как выветрелые корки, имеющие небольшую мощность (чаще всего первые мм) и полученные в результате спила перпендикулярно поверхности камня, так и неизмененные части гранита.

Выполнение такой работы требует применения множества различных методов, в результате которых изучаются некоторые особенности выветривания различных типов гранита в условиях городской среды. Среди таких методов следует выделить макроскопическое описание гранита, его петрографическое исследование, изучение с помощью метода конфокальной микроскопии, микологического, рентгено-спектрального анализа, СЭМ и электронно-зондового микроанализа, анализа ИСП-МС, а также методов статистической обработки полученных данных.

Макроскопическое изучение гранита включает его визуальное наблюдение с использованием оптического микроскопа, в результате чего получают фотографии неизмененной и измененной частей. Как было выяснено, выветрелые корки гораздо сильнее подвержены разрушению по сравнению с более глубинными, неизмененными частями породы. На отшлифованной, не подвергнутой интенсивному выветриванию поверхности гранита видны такие механические изменения, как трещиноватость и спайность у полевых шпатов. В свою очередь, измененные корки сильнее подвержены биологическому разрушению, что проявляется в появлении биопленок, а также «слизи» на поверхности камня.

Под петрографическими исследованиями подразумевают микроскопическое изучение шлифов для определения структурных и текстурных особенностей камня, а также идентификации минералов в нем. Так как на данном этапе исследования гранита общие характеристики породы сохраняются, то составляется комплексное описание сердобольского гранита (рис. 1) и гранита рапакиви (рис. 2). Основными породообразующими минералами для обоих изучаемых типов гранита являются кварц, полевые шпаты и небольшое количество темноцветных, преимущественно биотита.

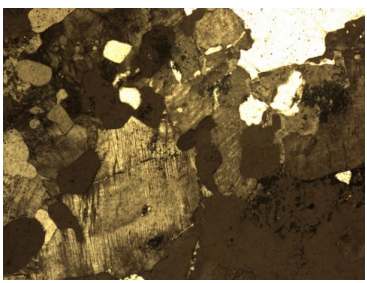


Рис.1 Общий вид сердобольского гранита в шлифе

Применение метода сканирующей электронной микроскопии подразумевает использование образцов гранита, имеющих плоскую, хорошо отполированную поверхность с одной стороны, и выветрелую корку с другой. Исследования проводятся на настольном растровом электронном микроскопе-микроанализаторе TM 3000 (HITACHI, Япония, 2010), дополненном приставкой энергодисперсионного микроанализа OXFORD, позволяющей проводить измерения состава изучаемого образца. В результате получают

ряд изображений и спектров минералов сердобольского гранита и гранита рапакиви, которые способствуют диагностике минерального состава породы.

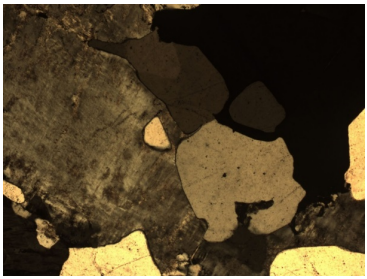


Рис. 2 Общий вид гранита рапакиви в шлифе

Для определения среднего химического состава гранита используются порошковые пробы («аналитическая пудра»), для которых проводится ряд химических анализов: рентгено-спектральный флуоресцентный анализ на породообразующие оксиды и микроэлементы, а также масс-спектрометрический анализ с индуктивно-связанной плазмой. Итак, например, в сердобольском граните при выветривании увеличивается содержание SiO_2 и Na_2O, в то время как концентрации TiO_2, Fe_2O_3 и CaO, наоборот, снижаются. Более того, по результатам анализов был построен геохимический спектр распределения химических элементов, согласно которому большая часть халькофильных элементов, а также РЗЭ накапливаются в породе, следовательно, остальные элементы – рассеиваются.

Для оценки интенсивности химического выветривания гранита предлагается использовать различные индексы химического выветривания камня. Среди таких индексов выделяют: CIA – химический индекс изменения (Law, Nesbitt et al., 1991; Price, Velbel, 2002; Bahlung, Dobrzinski, 2009), CIW – химический индекс выветривания (Harnois, 1988), WPI – индекс потенциального выветривания (Price, Velbel, 2002), ICV – индекс изменения состава (Cox et al., 1995) и PL – индекс продуктивности (Price, Velbel, 2002), которые наглядно показывают степень изменения гранита при гипергенезе.

Не меньшее значение имеет и биологическое выветривания породы, которое может быть изучено с помощью конфокального лазерного микроскопа Leica TCS SPE, а также по результатам микологического анализа. Конфокальная микроскопия позволяет оценить интенсивность биологического выветривания камня по полученным изображениям выветрелой и неизмененной поверхности гранита. Было выяснено, что микроорганизмы активно заселяют поверхность гранита, при этом практически не проникая внутрь породы. По результатам микологического анализа были выявлены конкретные виды микроорганизмов, заселяющих поверхность гранита; при этом некоторые виды поселяются как на граните рапакиви, так и на сердобольском граните (7 видов), а другие предпочитают определенную разновидность породы.

Таким образом, оба типа гранита подвергаются различным видам выветривания, но степень гипергенеза разная для гранита рапакиви и сердобольского гранита. Предполагается, что гранит рапакиви, вследствие его неоднородной текстуры и в целом большего размера зерен, должен выветриваться интенсивнее, чем сердобольский гранит, имеющий мелкозернистое (реже среднезернистое) однородное строение. Получается, что наиболее прочным и устойчивым к разрушению является сердобольский гранит, а сооружения из гранита рапакиви нуждаются в более внимательной консервации и реставрации камня.

Панова Е.Г., Власов Д.Ю. Оценка состояния гранита в памятниках архитектуры. Санкт-Петербург: Наука, **2015**. 190 с.
РД 52.04.186-89 // Руководство по контролю загрязнения атмосферы. Москва: Минздрав СССР, **1991**. 693 с.
Bahlung H., Dobrzinnski N. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions in press // The Geological Record of Neoproterozoic Glasiations. Geological Society, London: Memoir, **2009**.
Cox R., Lowe D.R., Gullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta, **1995**. V. 59. P. 2919-2940.
Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sed. Geol, **1988**. V. 55. № 3-4. P. 319-322.
Law K., Nesbitt H. et al. Weathering of granite tills and the genesis of a podzol // American Journal of Science, **1991**. V. 291. P. 940-976.
Price J., Velbel M. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks // Chemical Geology, **2003**. V. 202. P. 397-416.

АУТИГЕННЫЙ ГИПС В ДОННЫХ ОСАДКАХ СИПОВЫХ ОБЛАСТЕЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Рубан А.С.[1], Рудмин М.А.[1], Дударев О.В.[2], Мазуров А.К.[1]
[1]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, ruban@tpu.ru
[2]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

Метановые сипы являются широко распространенным явлением, которое наблюдается на шельфах и континентальных склонах внутренних и окраинных морей по всему миру (Franchi et al., 2017; Lin et al., 2016; Mansour & Sassen, 2011; Peckmann et al., 2001; Pierre, 2017), в том числе и в арктических морях (Кравчишина и др., 2017; Shakhova et al; 2010). В море Лаптевых зоны массированной разгрузки метана впервые были зарегистрированы в 2011 г в мелководных частях (глубины около 70 м) к северо-западу от Новосибирских островов (Сергиенко и др., 2012).

Метановые сипы представляют собой отдельные участки морского дна, в пределах которых химически неравновесные с морской водой флюиды, обогащенные метаном, просачиваясь через толщу отложений высвобождаются на границе донные осадки – вода (Thomas H. Naehr et al., 2007). Активность просачивания флюидов носит переменный временной характер, что приводит к значительным изменениям физико-химических условий диагенеза, а также к вертикальному смещению биогеохимических зон (Lin et al., 2016). Ключевыми биогеохимическими процессами, протекающими в донных осадках сиповых областей, являются анаэробное окисление метана (АОМ) в сочетании с бактериальной сульфатредукцией (БСР) (Boetius and Wenzhöfer, 2013). Оба этих процесса (АОМ и БСР) способствуют формированию различных аутигенных минералов.

Гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) является классическим эвапоритовым минералом. Тем не менее, многими исследователями сообщалось о неэвапоритовых проявлениях гипса (Lin et al., 2016; Kocherla, 2013).

Целью данного исследования являлось изучение донных осадков для выявления специфики аутигенной минерализации, формирующейся под влиянием просачивания метана.

Фактическим материалом для данного исследования послужили пробы донных осадков с горизонта 2-5 см, отобранные с помощью коробчатых бокскореров во время экспедиции в море Лаптевых на НИС «Академик М.А. Лаврентьев (2016 г., 78 рейс) и «Академик Мстислав Келдыш» (2018 г., 73 рейс). Общий минералогический состав донных осадков определялся с помощью рентгеновского дифрактометра Bruker D2 Phaser с Cu-анодом. Сканирующая электронная микроскопия проводилась с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 SBU, оснащенного детектором для рентгенофлуоресцентного энергодисперсионного анализа (ЭДС) OXFORD X-Max 50.

Гипс обнаружен в донных осадках, отобранных на одном из метановых сипов в северо-восточной части моря Лаптевых и представленных алевритом черного цвета. Большинство гипсовых агрегатов имеют форму идиоморфных ромбовидных (рис. 1b) и удлиненных призматических кристаллов (рис. 1a) с четко развитыми гранями. Различия в морфологии кристаллов могут быть связаны со скоростью роста, либо с изменением химического состава поровой воды. Отсутствие на гранях кристаллов следов механического воздействия указывает на аутигенное происхождение гипса. Размер кристаллов независимо от их формы изменяется в диапазоне от 0,05 до 0,15 мм. По данным рентгенодифракционного анализа установлено, что гипс является основной минеральной формой сульфата кальция в исследуемых образцах. Его суммарное содержание составляет около 1%.

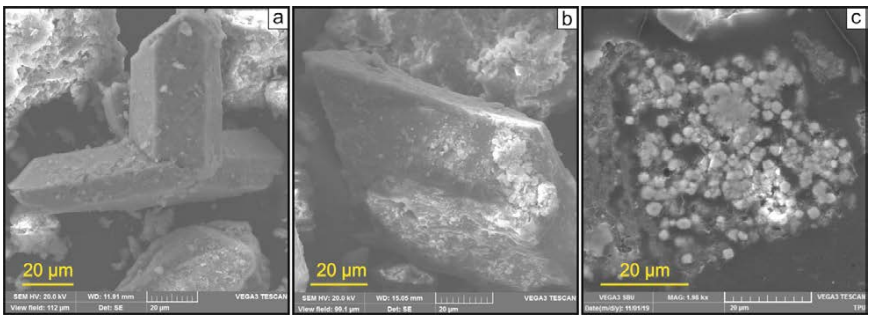


Рис. 1 СЭМ-фотографии разновидностей кристаллов аутигенного гипса и фрамбоидального пирита: (a) – сросшиеся призматические кристаллы гипса; (b) – ромбические кристаллы гипса; (c) – фрамбоиды пирита, сорбированные органическим веществом, покрывающим обломок полевых шпатов

Аутигенный пирит, обнаруженный в тех же образцах, что и гипс, присутствует в виде фрамбоидов, а также рассеянных единичных кристаллов кубической формы. Размер фрамбоидов варьирует в диапазоне от 2 до 121 мкм, а размер слагающих их микрокристаллов от 0,2 до 5 мкм. Микрокристаллы имеют как сфероидальную, так и кубическую и октаэдрическую формы. Сорбируется пирит, главным образом, на поверхностях глинистых агрегатов, обломков кварца и полевых шпатов (рис. 1c), иногда заполняет трещины в последних.

Морская вода в целом характеризуется значительно низким уровнем насыщение растворенным сульфатом кальция. Как правило насыщение последним происходит при испарении морской воды до 30% от своего первоначального объема, либо при увеличении концентрации ионов SO_4^{2-} и/или Ca^{2+} в поровой воде (Pierre., 2017). Ввиду низких температур водной толщи в морях Северного ледовитого океана, гипс, являясь классическим эвапоритовым минералом, может формироваться только вследствие насыщения поровой воды ионами SO_4^{2-} и/или Ca^{2+}. Временное изменение режима миграции метан содержащих флюидов, выраженное в снижении интенсивности просачивания, могло способствовать перемещению сульфат-метановой транзитной зоны вниз по разрезу. Это привело к смене восстановительных условий окислительными, за счет нисходящей диффузии морской воды. Кислородная обстановка благоприятствовала окислению сульфидных минералов, результатом чего стало насыщение поровой воды SO_4^{2-}.

Таким образом наиболее вероятным источником сульфат-ионов в поровой воде донных осадков исследуемого района, помимо морской воды, служило окисление сульфидных минералов, в данном случае аутигенного пирита. Диспропорционирование промежуточных продуктов окисления сульфидов могло также вносить существенный вклад в концентрацию SO_4^{2-}. Окисление сульфидных минералов, независимо от контролирующих этот процесс факторов, сопровождается повышением кислотности поровой воды, что в данном случае могло способствовать растворению карбонатных минералов и высвобождению ионов Ca^{2+} (Crémière et al., 2012). Стоит отметить, что в образцах с гипсом не было обнаружено карбонатных образований. Данный факт, вероятно, объясняется их полным растворением (Lin et al., 2016), что привело к насыщению порового раствора ионами Ca^{2+}, и как следствие, осаждению аутигенного гипса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 19–77–00016).

Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Саввичев А.С., Рейхард Л.Е., Дара О.М., Флинт М.В. Аутигенный Mg-кальцит на метановом полигоне в море Лаптевых // Океанология, **2017**. Т. 57. № 1. С. 194–213.

Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П., Дударев О.В., Дмитревский Н.Н. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина “метановой катастрофы”: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Доклады Академии наук, **2012**. Т. 446. № 3. С. 330–335.

Boetius A., Wenzhöfer F. Seafloor oxygen consumption fuelled by methane from cold seeps // Nature Geoscience, **2013**. V. 6. P. 725–734.

Crémière A., Pierre C., Blanc-Valleron M.-M., Zitter T., Çağatay M.N., Henry P. Methane-derived authigenic carbonates along the North Anatolian fault system in the Sea of Marmara (Turkey) // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, **2012**. V. 66. P. 114-130.

Franchi F., Rovere M., Gamberi F., Rashed H., Vaselli O., Tassi F. Authigenic minerals from the Paola Ridge (southern Tyrrhenian Sea): Evidences of episodic methane seepage // Marine and Petroleum Geology, **2017**. V. 86. P. 228–247.

Kocherla M. Authigenic gypsum in gas-hydrate associated sediments from the east coast of India (Bayof Bengal) // Acta Geologica Sinica (English edition), **2013**. V. 87. № 3. P. 749-760.

Lin Q., Wang J., Algeo T.J., Su P., Hug G. Formation mechanism of authigenic gypsum in marine methane hydrate settings: Evidence from the northern South China Sea // Deep-Sea Research I, **2016**. V. 115. P. 210–220.

Mansour A.S., Sassen R. Mineralogical and stable isotopic characterization of authigenic carbonate from a hydrocarbon seep site, Gulf of Mexico slope: Possible relation to crude oil degradation // Marine Geology, **2011**. V. 281. P. 59–69.

Peckmann J., Reimer A., Luth U., Luth C., Hansen B.T., Heinicke C., Hoefs J. and Reitner J. Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea // Marine Geology, **2001**. V. 177. P. 129–150.

Pierre C. Origin of the authigenic gypsum and pyrite from active methane seeps of the southwest African Margin // Chemical Geology, **2017**. V. 449. P. 158–164.

Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Science, **2010**. V. 327. P. 1246-1249.

Naehr T.H., Eichhublb P., Orphanc V.J., Hovlandd M., Paulle C.K, Ussler III W., Lorensonf T.D., Greeneg H.G. Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: A comparative study // Deep-Sea Research II, **2007**. V. 54. P. 1268–1291.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРАНАТОВ ИЗ СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КУСИНСКО-КОПАНСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Стативко В.С.

Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, vlad.stativko@mail.ru

Развитие горно-металлургической промышленности на Урале в начале XIX столетия потребовало вовлечения в производственные циклы различных видов полезных ископаемых. Одним из наиболее важных вопросов для металообрабатывающей промышленности стал поиск источников качественных абразивных материалов. С целью добычи абразивного сырья (граната), во второй половине XIX века в Шишимских и Назямских горах были заложены минеральные копи. Однако добыча граната в них проводилась недолго, затем копи стали источником высококачественных штуфов минералов, которые в наше время можно встретить в большинстве минералогических музеев Мира. Наиболие известные из них – Ахматовская, Николае-Максимилиановская, Прасковье-Евгеньевская, Зеленцовская и др. Они расположены вдоль узкой полосы, ориентированной на северо-восток и пространственно сопряжены с серией силикатно-карбонатных жильных тел, связанных с Кусинско-Копанским габбровым интрузивом.

Происхождение силикатно-карбонатных жильных пород является дискуссионным. Одни исследователи относят эти тела к карбонатитовым образованиям (Белковский и др., 1998; Попов, 2012)., другие – к метасоматическим магнезиальным скарнам (Мясников, 1954). При этом охарактеризованы многие минералы из силикатно-карбоатных тел: перовскит (Попов, 2012; Степанов и др., 2017), везувиан (Мясников, 1940), диопсид (Попов, 2009), шпинели (Кутырев и др., 2014) и др. В целом, минеральные парагенезисы жильных пород изучены с разной степенью детальности. Однако, для гранатов, которые являются наиболее часто встречаемыми минералами в силикатно-карбонатных телах, нет современных данных о химическом составе.

Целью настоящей работы служит выявление особенностей химического состава гранатовой минерализации из силикатно-карбонатных жильных пород, приуроченных к Кусинско-Копанскому габбровому интрузиву. Для решения поставленой цели были отобраны образцы из жильных тел, вскрытых в Перовскитовых, Николае-

Максимилиановской и Прасковье-Евгеньевской, Ахматовской и Зеленцовской копях. Изучены петрографические шлифы силикатно-карбонатных пород с применением оптической и электронной микроскопии. Изучение микропрепаратов проводилось с использованием растрового электронного микроскопа JEOL-JSM6390LV (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, центр коллективного пользования «Геоаналитик», аналитик Е.С. Шагалов). Для определения составов минералов была использована система энергодисперсионного анализа EDS X-max 80.

Кусинско-Копанский габбровый интрузив рифейского возраста с запада граничит с доломитами саткинской свиты, а с востока – с метаморфизованными породами кувашской свиты. Габброиды и вмещающие их породы рассечены жильными силикатно-карбонатными телами с разнообразными кристаллами и друзами таких минералов: кальцит, клинохлор, диопсид, апатит, оливин, монтичеллит, шпинели и др. Гранатовая минерализация, рассматриваемая в данной работе, также пространственно и генетически связана с силикатно-карбонатными породами.

Для кристаллов гранатов из Перовскитовой, Николае-Максимилиановской и Прасковье-Евгеньевской копей, зональность по химическому составу не установлена. В редких случаях в гранатовой матрице можно наблюдать кристаллы хлорита или диопсида. Между тем, отмечено, что индивиды Ахматовской и Зеленцовской копей имеют как концентрическую зональность, так и осложненную, что отражено и в химическом составе.

Особенности химического состава гранатов отображены на треугольной диаграмме (рис. 1), построенной в координатах Ti-Al-Fe$_{общ}$. Так, гранаты из Николае-Максимилиановской копи ($(Ca_{2,93}\ Mn_{0,02})(Al_{1,09}\ Fe_{0,83}\ Ti_{0,04})[SiO_4]_3$) в парагенезисе с кальцитом, клинохлором и диопсидом и из Ахматовской копи($(Ca_{3,05}\ Mn_{0,03}\ Mg_{0,01})(Fe_{1,05}\ Al_{1,02}\ Ti_{0,04})[SiO_4]_3$) – с диопсидом и клинохлором, соответствуют промежуточной разновидности изоморфного ряда андрадит-гроссуляр. В позиции трехвалентного железа в малых количествах могут присутствовать примеси титана и ванадия. Тогда как в Зеленцовской копи, гранаты, парагенетически связаные с голубым кальцитом, клинохлором и перовскитом, обеднены примесями и являются андрадитами ($(Ca_{3,12}\ Mg_{0,07})(Fe_{1,73}\ Ti_{0,25}\ Al_{0,18})[SiO_4]_3$). Гранаты из жильных пород везувиан-гранатового состава, вскрытых в Прасковье-Евгеньевской копи, по химическому составу отвечают титансодержащему андрадиту ($(Ca_{3,06}\ Mg_{0,04})(Fe_{1,65}\ Ti_{0,18}\ Al_{0,06})[SiO_4]_3$). В трехвалентной позиции отмечено значительное преобладание железа над незначительными количествами титана и алюминия. Гранаты в парагенезисе с перовскитом, клинохлором, кальцитом и магнетитом из Перовскитовых копей имеют относительно высокие содержания титана, которые достигают 5,59 масс. % – такие гранаты определены как меланиты ($(Ca_{3,02}\ Mg_{0,09})(Fe_{1,31}\ Ti_{0,36}\ Al_{0,27})[SiO_4]_3$).

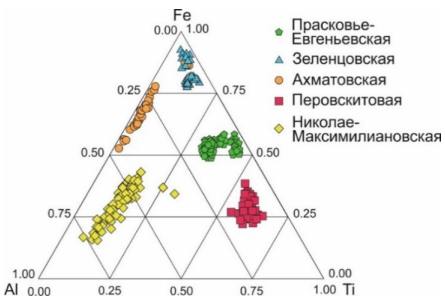


Рис. 1 Тройная диаграмма с точками составов гранатов из силикатно-карбонатных пород.

Рассмотренные парагенезисы, содержащие гранат, наиболее близки к минеральным ассоциациям магнезиальных скарнов. Разница химического состава гранатов в рамках гидротермально-метасоматической модели, предложенной В.С. Маясниковым (1954), могла бы быть объяснена влинянием состава исходного субстарата при формировании скарнов. Однако было доказано, что преобладающее большинство силикатно-карбонатных жил со «скарновыми парагенезисами» являются телами выполнения полостей (Попов, 2010). Затем, результаты определения абсолютного возраста перовскитов U-Pb методом (Степанов и др., 2019) позволили обосновать существенный возрастной разрыв между извереженными породами Кусинско-Копанского габбрового интрузива и жильных силикатно-карбонатных тел. Значительная разница в возрасте «скарновой» минерализации и магматических пород, скорее свидетелсьтвует в пользу карбонатитовой модели. Вероятно, широкое распространение титанистых разновидностей гранатов в этих жильных породах может также свидетельствовать в пользу карбонатитовой модели формирования жильных силикатно-карбонатных тел.

Белковский А.И., Локтина И.Н., Нестеров А.Р. Минеральные копи Шишимских Назямских гор: предкарбонатитовые скарны и ранние (безрудные) карбонатиты. Проблемы петрогенезиса и рудообразования // Тезисы докладов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, **1998**. 12–14 с.

Мясников В.С. О титановом везувиане из Перовскитовой и Ахматовской копей на Южном Урале // Доклады Академии Наук СССР, **1940**. Т. 28, № 5. С. 445–448.

Мясников В.С. Минеральные копи Шишимских и Назямских гор. Минералогия Урала, 1. Москва: АН СССР, **1954**. 250–268 с.

Попов В.А. Многообразие форм кристаллов минералов в скарнах и карбонатит-пегматитах Ахматовской копи на Южном Урале // Уральский минералогический сборник № 16. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, **2009**. 34–41 с.

Попов В.А. Минералогичсекие исследования скарнов и карбонатитов Ахматовской копи. // Уральский минералогический сборник. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН,, **2010**. № 17. 109–117 с.

Попов В.А. Ахматовская копь на Южном Урале (очерк минералогии). Минералогический альманах, **2012**.

Кутырев АВ., Матвеева П.П., Степанов С.Ю. Особенности морфологии и состава цинковых шпинелей различных месторождений мира // Металлогения древних и современных океанов № 20. Миасс – Екатеринбург: УрО РАН, **2014**. 212-215 с.

Степанов С.Ю., Шарпёнок Л.Н., Паламарчук Р.С, Глазов А.И. Особенности распределения микропримесей в перовските из скарнов и жильных кальцитовых образований чернореченского и назямского хребтов (южный Урал) // Минералогия, том 3. Миас–Екатеринбург: УрО РАН, **2017**. 61-70 с.

Степанов С.Ю., Лепехина Е.Н, Паламарчук Р.С., Шарпенок Л.Н. Возраст и изотопные характеристики минерализованных карбонатных пород, сопряженных с магматитами кусинско-копанского габбрового интрузива, южный Урал // Металлогения древних и современных океанов. Миас–Екатеринбург: УрО РАН, **2019**. 266-269 с.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА ИКАИТА ($CaCO_3*6H_2O$) ИЗ ОСАДКОВ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Уразмуратова З. Ф., Крылов А. А.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
st050154@student.spbu.ru

Икаит – минерал, шестиводный карбонат кальция, образующийся в холодной морской воде при температуре, близкой к точке замерзания. Исследование икаита и других аутигенных карбонатов интересно тем, что, определив источники его углерода, можно сделать важные выводы об условиях его образования. Источники углерода в таких карбонатах могут служить косвенным индикатором углеводородных месторождений, в том случае, если основным источником углерода в них окажется метан катагенетических стадий преобразования.

Из голоценовых осадков моря Лаптевых со станций 1839Т и 1806Т были отобраны два образца икаита и метана. Для определения фазового состава кристаллов был использован рентгенофазовый анализ. Измерения изотопного состава углерода кристаллов икаита и метана проводились на масс-спектрометре.

Рентгенофазовый анализ показал, что икаит при комнатной температуре нестабилен и быстро переходит в фазу кальцита с выделением воды. Через неделю образцы были полностью трансформированы в кальцит.

Изотопный состав углерода икаитов зависит от изотопного состава источников вещества, формирующих карбонатные породы (Галимов 1999; Леин, Иванов 2009; Hoefs 2009) Источником углерода в карбонатах является бикарбонат-ион (HCO_3^-), который поступает в поровые воды тремя путями: из морской воды, при диагенезе органического вещества и при анаэробном окислении метана (Крылов и др., 2015)

Однако бикарбонат-ион из морской воды не доходит до уровня формирования икаитов а значит, не представляет практического интереса при расчетах. Поэтому при расчетах учитывались только два источника изотопов углерода: при преобразовании органического вещества и при анаэробном окислении метана. Вклад компонентов в составе икаитов описывается следующим уравнением:

$$\delta^{13}C_{икаит} = \delta^{13}C_{ов}+\delta^{13}C_{метан}$$

где C – доля углерода компонентов, δ – изотопный состав компонентов

В результате расчетов получили, что доля $C_{ов}$, участвовавшего в формировании икаита со станции 1839Т примерно равна 98%, а доля $C_{метана}$ составляет 2%.

Для станции 1806Т доля углерода метана составила 26%, а доля углерода органического вещества 74%.

В ходе изотопного анализа и масс-балансовых расчетов удалось выяснить, что главным источником углерода в икаитах из голоценовых осадков со дна моря Лаптевых является органическое вещество. Его доля составляет 98-74%. Второй источник углерода образуется при анаэробном окислении метана на стадии диагенеза. Его доля варьируется в пределах 2-26%. Метан диагенетических стадий, углерод которого входит в решетку данных образцов икаита, не формирует месторождений углеводородов. Из этого можно сделать вывод, что данные образцы икаита не связаны с газовыми месторождениями метана несмотря на то, что метан принимал участие в их формировании.

Галимов Е. М. Изотопический состав биосферы // Геохимия. Int, **1999**. Т. 37. № 8. С. 699-713.
Крылов А.А., Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Прасолов Э.М., Сапега В.Ф., Демидова А.Л.,

Радченко М.С. Икаит в донных отложениях моря Лаптевых и роль анаэробного окисления метана в процессе его формирования // ЗРМО, **2015**. Ч. 144. В. 4. С. 61-75.
Леин А. Ю., Иванов М. В. Биогеохимический цикл метана в океане. Москва: Наука, **2009**. 576 с.
Hoefs, Stable Isotope Geochemistry. Springer, **2009.**

О ВЛИЯНИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ОБРАБОТКИ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ И КАЛЬЦИТА НА СВОЙСТВА ИХ ПОВЕРХНОСТИ

Хабарова И.А.
ИПКОН РАН, Москва, xabosi@mail.ru

В настоящее время в мировой практике развиваются нетрадиционные (немеханические) методы физико-химических, электрохимических и импульсных энергетических воздействий на геоматериалы сложного вещественного состава для повышения эффективности процессов дезинтеграции и вскрытия тонкодисперсных минеральных комплексов цветных, редких и благородных металлов, извлечения полезных компонентов, усиления контрастности структурно-химических и технологических свойств труднообогатимого минерального сырья (Hirajima et al., 2014; Чантурия и др., 2006; Иванова и др., 2008). В настоящей работе представлены результаты комплексного исследования механизма воздействия электромагнитных наносекундных импульсов на фазовый состав, электрохимические, сорбционные и флотационные свойства галенита месторождения Второе Советское Дальнегорского рудного поля (Приморский край).

С целью обоснования перспектив применения импульсных энергетических воздействий для повышения эффективности флотационного разделения полупроводниковых рудных минералов (сульфидов) и минералов руд неметаллических полезных ископаемых проведены дополнительные исследования по влиянию МЭМИ на структуру поверхности и флотационные свойства кальцита.

Обработку проб измельченных минералов и аншлифов высоковольтными наносекундными видеоимпульсами проводили на лабораторной установке УОМЭП-1 (ИПКОН РАН, НПП “ФОН”). Длительность импульса не превышала 10 нс, напряженность электрической компоненты поля ~ 10^7 В/м, энергия в импульсе 0.1 Дж, частота повторения импульсов 100 Гц; диапазон изменения времени обработки (тобр) – 5 – 50 с (доза электромагнитного импульсного излучения, число импульсов N — $5•10^2 – 5•10^3$).

По данным аналитической электронной микроскопии (РЭМ – РСМА) в результате воздействия МЭМИ в течение 10 с на поверхности галенита образовывалась тонкая пленка, фрагментированная тонкими трещинами вдоль границ кристаллитов (зерен) минерального агрегата. Поскольку размер зоны генерации характеристического рентгеновского излучения для легких элементов (в частности, кислорода) составляет 3 – 7 мкм, энергодисперсионные спектры областей, покрытых существенно более тонкой пленкой, содержат главным образом информацию об элементном составе сульфидной подложки. Поэтому интенсивность пика кислорода, основного отличительного элемента оксидной пленки, крайне незначительна. Интересно отметить, что при изучении топографии этих участков поверхности галенита методами атомно-силовой микроскопии элементы фрагментации приповерхностного слоя не обнаружены. По всей видимости, это свидетельствует о растрескивании тонкого новообразованного оксидного слоя со стороны

массивной сульфидной подложки (со стороны галенита), вызванном квазистатическими (термомеханическими) напряжениями.

По данным растровой электронной микроскопии (РЭМ) в результате МЭМИ-обработки аншлифов кальцита в течение 30 с ($3•10^3$ импульсов) наблюдалось раскрытие (разрыхление) межкристаллитных границ, образование и распространение трещин как вдоль границ ступеней роста на поверхности минерала, так и в перпендикулярном направлении. При увеличении продолжительности импульсного воздействия до 50 с распространение трещин вдоль поверхностей спайности кристалла приводило к селективной дезинтеграции образцов с образованием характерных микрокристаллических фрагментов.

Электрохимические свойства минеральной поверхности оказывают большое влияние на процесс взаимодействия частиц минералов с флотационными реагентами. Электродный потенциал как один из наиболее важных, экспериментально определяемых параметров, применяемых для оценки электрохимических свойств и энергетического состояния кристаллов, дает представление о процессах, происходящих непосредственно на поверхности минералов. Электродный потенциал определяется как результат сравнительного измерения электрического потенциала минерала относительно стандартного электрода.

Методом потенциометрического титрования установлено, что электродный потенциал сульфида в результате энергетической обработки увеличивался в области положительных значений в среднем на 15 мВ при pH 6 – 11. При увеличении дозы электроимпульсного воздействия до $5•10^3$ импульсов максимум составил 22 мВ при pH 6.

По данным УФ-спектроскопии в результате предварительной электромагнитной импульсной обработки минеральных проб сорбция БКс на поверхности галенита увеличивалась. Максимальная сорбция БКс (увеличение на 60 %) на поверхности сульфида обнаружена для образцов после воздействия МЭМИ в течение 100 с.

Полученные результаты согласуются с данными по влиянию МЭМИ на электрохимические свойства минерала: сдвиг электродного потенциала галенита в область положительных значений приводит к увеличению сорбции анионного собирателя на минерале.

В области малой интенсивности импульсного воздействия (10^3 импульсов) установлено увеличение флотируемости галенита с 76 до 85 % вследствие структурно-фазовых преобразований поверхности сульфида, повышения его электродного потенциала и увеличения количества собирателя на поверхности минеральных частиц. С увеличением числа импульсов выход минерала в пенный продукт флотации составлял не менее 85 %.

При изменении условий флотации (контрольные эксперименты) прирост извлечения галенита в пенный продукт флотации в результате предварительной импульсной обработки минеральных проб составил от 12.2 до 19.3 %; максимальный прирост извлечения с 72 до 91.3 % был достигнут после воздействия МЭМИ в течение 50 с.

В результате экспериментов по сравнительной оценке эффективности влияния импульсных энергетических воздействий на флотационную активность полупроводниковых рудных минералов (галенита) и породообразующих минералов-диэлектриков (кальцита) показано увеличение флотируемости галенита (pH 9.5, БКс 30 г/т) в результате предварительной импульсной обработки минеральных проб с 83 % (без воздействия МЭМИ) до 93 % (максимум извлечения достигался после импульсной обработки сульфидного минерала в течение 100 с). Одновременно с этим выход кальцита в пенный продукт флотации в присутствии БКс оставался практически неизменным, не зависящим от воздействия МЭМИ, и составлял в среднем 9.7 %.

Полученные результаты свидетельствуют о принципиальной возможности использования импульсных энергетических воздействий как для повышения

эффективности процессов флотации сульфидных минералов с близкими физико-химическими свойствами, так и для разделения сульфидов и породообразующих минералов в процессах обогащения руд сложного вещественного состава.

Автор выражает благодарность за научные консультации и помощь в проведении исследований д.т.н. И.Ж.Бунину, к.г.-м.н. Е.В. Копорулиной.

Иванова Т.А., Бунин И.Ж., Хабарова И.А. Химическое модифицирование поверхности сульфидов при воздействии мощными электромагнитными импульсами. Горный информационно-аналитический бюллетень. Москва: Изд-во МГГУ, «Горная книга», **2008**. № 5. 342-350 с.

Чантурия В.А., Трубецкой К.Н., Викторов С.Д., Бунин И.Ж. Наночастицы в процессах разрушения и вскрытия геоматериалов. Москва: ИПКОН РАН, **2006**. 216 с.

Hirajima T., Mori M., Ichikawa O, et al. Selective flotation of chalcopyrite and molybdenite with plasma // Minerals Engineering, **2014**. V. 66-68. P. 102 – 111.

ГЕОХИМИЯ ОСАДКОВ ОЗЕРА САБАКТЫ

Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г., Кузина Д.М., Крылов П.С.
[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
yusupovaanast095@gmail.com

Озерные донные осадочные отложения относятся к высокоинформативным природным архивам, хранящим летопись климатических изменений, происходивших в течение плейстоцена и голоцена. Литохимические исследования вариаций климата, происходивших в прошлые геологические эпохи, позволяют выявить химический состав отложений, закономерности миграции, концентрации и рассеяния химических элементов в процессах выветривания и осадконакопления. В связи с повышенным интересом к изменениям климата в последние годы, изучение озерных донных осадочных отложений как никогда актуально.

В настоящей работе объектом исследования являются отложения озера Сабакты (53°36′54″ с. ш. 58°39′24″ в. д.), расположенного на территории Южного Урала. Была изучена керновая колонка, расположенная в восточной части озера. Выбор места отбора керновой колонки произведен на основе сейсмоакустических исследований, в зоне с ненарушенной стратификацией и отсутствием газа в осадке. Для отобранной колонки был определен возраст осадков, элементный и минералогический состав. Основной целью работы являлось определение литохимических прокси для установления особенностей климатических изменений в голоцене.

Метод датирования органических материалов путем измерения содержания радиоактивного изотопа углерода ^{14}C был применен для 7 образцов на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE. Для калибровки возраста образцов использовался программный продукт OxCal v4.2.4 Bronk Ramsey (2013) и калибровочная кривая IntCal 13. По измеренным образцам установлен голоценовый возраст донных осадочных отложений исследуемого озера.

Элементный состав образцов был получен с использованием рентгенофлуоресцентного волнодисперсионного спектрометра S8 Tiger (Bruker, Германия). Шаг исследования для кернов осадков составил 0.2 м. Данные по элементному

составу были получены в виде содержаний оксидов элементов и элементов (в масс.% и/или ppm). На основе полученных данных проведен анализ изменений натрия, магния, алюминия, кремния, фосфора, серы, кальция, титана, трехвалентного железа, брома, рубидия, меди, цинка, циркония, хрома, никеля, стронция. Минералогический состав отложений определялся путем рентгенографического фазового анализа. Исследования проводились на дифрактометре Bruker D2 Phaser.

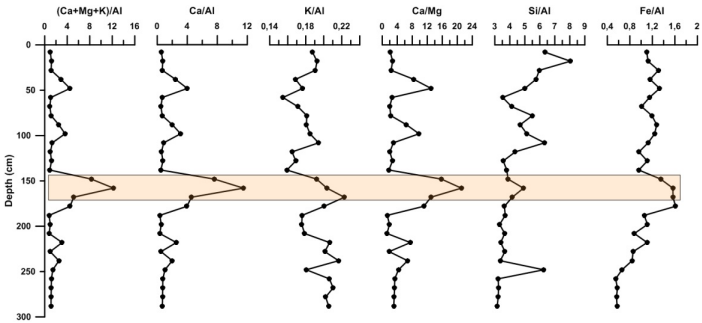


Рис. 1 Вариации индексов химического выветривания с глубиной. Интервал 143-170 см (5024-6750 тыс.лет.) характеризуется аномальным повышением значений индексов химического выветривания, указывающим на существенное изменение климата в указанном интервале.

При выявлении геохимической (климатической) зональности в качестве литохимических прокси выбраны индексы химического выветривания: (Ca+Mg+K)/Al, Ca/Al, K/Al, Ca/Mg, Si/Al, Fe/Al, отражающие тренды увлажнения или усыхания климата (Косарева, 2018; Косарева и др., 2019; Косарева и др., 2019; Zhong et al., 2012).

По аномально повышенным значениям (Ca+Mg+K)/Al, Ca/Al, K/Al, Ca/Mg выделяется интервал 143-170 см (5024-6750 тыс. лет) (рисунок 1). Минеральный состав выделенного интервала: кварц (20-30%), альбит (10-20%), хлорит (5-10%), доломит (1-5%), кристобалит и тридимит (1-10%). В выделенном интервале зафиксировано высокое содержание кальцита (44-49%) (Рис. 2).

Depth (cm)	Pyrite	Cristobalite	Tridymite	Chlorite	Albite	Quartz	Mixed layer	Calcite, syn	Dolomite	Microclaine	Hornblende	Mica	Kaolinite
6	+	+	++++	+++	++++	+++++							
24	+	+	+++	+++	++++	++++	++++						
46		+	++	+++	+++	+++		+++++					
66	+	+	++	+++	++++	++++	++				++		++
86	+	+	+++	+++	++++	++++	++++	++	+				
106	+	+	++	+++	++++	++++	+++	++	+				
126	+	+	+	+++	+++++	+++++	+++	+	+				
146	+	+	++	++	+++	++++		+++++					
166	+	+	+	++	+++	++++		+++++	+				
186	+	+	+	++	++++	+++++	+++		+			+++	
206	++	+	+	++	++++	+++++	+++		+			+++	
226	+	+	+	++	+++	++++	+++	++	+			+++	
246	+			++	+++	++++	+++	++++				+++	
266				++	+++	+++++	+++	+++	+	++		+++	
286				++	+++	+++++	+++	+++	+	++		+++	+

(+, 1-5; ++, 5-10%; +++, 10-20%; ++++, 20-30%, +++++ >30%)

Рис. 2 Минералогия осадков озера Сабакты

Увеличение значений индексов выветривания на глубинах 170-158 см соответствует подстадии потепления Атлантической климатической стадии по схеме

Блитта-Сернандера для северной Европы (Кенигссон, 1984), а также стадии повышенной влажности по климатическим изменениям в течение голоцена в Европе (Nesje, Dahl, et al., 2001; Claussen, 1999; Magny, Haas, 2004; Arz et al., 2006; Plunkett, Swindles, 2008; Van Geel, et al., 1998). Уменьшение значений индексов выветривания в выделенном интервале на глубинах 158–143 см соответствует подстадии потепления климата Суббореальной климатической стадии по схеме Блитта-Сернандера и голоценового климатического оптимума по климатическим изменениям в течение голоцена в Европе.

Косарева Л.Р. Особенности вещественного состава и условий формирования голоценовых донных осадочных отложений озера Большое Яровое, юго-запад Сибири: автореферат дис. кандидата геолого-минералогических наук : 25.00.06. Казань, **2018**. 22 с.

Косарева Л.Р., Нургалиева Н.Г., Юсупова А.Р. Предварительные исследования вещественного состава осадочных отложений озера Малое Миассовое (Челябинская область, РФ): Материалы IX Всероссийского литологического совещания. Казань: Изд-во Казанского университета, 2019. 207-208 с.

Косарева Л.Р., Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г., Крылов П.С. О новых данных по вещественному составу донных осадочных отложений озера Тургояк: Материалы IX Всероссийского литологического совещания. Казань: Изд-во Казанского университета, **2019**. 209-210 с.

Zhong W., Zhangdong, P., Xue, J., Ouyang, T., Tang, X., Cao, J. Geochemistry of sediments from Barkol Lake in westerly influenced northeast Xinjiang: Implications for catchment weathering intensity during the Holocene. // Journal of Asian Earth Sciences, **2012**. № 50. P. 7-13.

Кенигссон Л. К. Хроностратиграфическое подразделение голоцена: Материалы XVII Международного геологического конгресса. Москва: Стратиграфия, **1984**. Т. 1, 52–57 с.

Nesje A. The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences // Journal of Quaternary Science, **2001**. V. 16 (2). P. 155–166.

Claussen M. Simulation of an Abrupt Change in Saharan Vegetation in the Mid-Holocene // Geophysical Research Letters, **1999**. V. 26 (14). P. 2037–2040.

Magny M., Haas N. J. A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman // Journal of Quaternary Research, **2004**. V. 19 (5). P. 423–430.

Arz H. W., Lamy F., Pätzold J. A pronounced dry event recorded around 4.2 ka in brine sediments from the northern Red Sea // Quaternary Research, **2006**. V. 66 (3). P. 432–441.

Plunkett G., Swindles T. G. Determining the Sun's influence on Lateglacial and Holocene climates: a focus on climate response to centennial-scale solar forcing at 2800 cal. BP // Quaternary Science Reviews, **2008**. V. 27. P. 175–184.

Van Geel, B., Buurman J., Waterbolk H. T. Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP // Journal of Quaternary Science, **1998**. V. 11 (6). P. 451–460.

Региональные геологические исследования

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В РАЙОНЕ Г. АНАДЫРЬ (ЧУКОТКА)

Александров В.Н.[1], Грабовский А.А.[2], Морозова Е.Б.[1],
[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
dv-midav357@yandex.ru
[2]Ботанический институт РАН им. В.Л. Комарова, Санкт-Петербург,
paleochukotka@gmail.com

На территории Анадырско – Корякского региона широко распространены комплексы континентальных осадочных, вулканогенно – осадочных и магматических образований мелового и палеогенового возраста. Особенностью разрезов верхнемеловых - палеоценовых отложений в окрестностях г. Анадырь является наличие в вулканогенно-осадочных толщах многочисленных остатков ископаемых растений - тэмлянской флоры. Все местонахождения этой флоры обнаружены в нижней части танюрерской свиты, датируемой, как поздний маастрихт - даний (Головнева, Грабовский, 2015). Реликтовую растительность тэмлянской флоры по праву можно назвать эталонной. Это единственная позднемеловая-раннепалеоценовая ископаемая флора на территории Азии и Северной Америки, в которой сохранилась реликтовая юрско - меловая растительность. Обильные листовые захоронения реликтовых растений, создающие целые листовые покровы, помогают сделать вывод о том, что в то время произрастали не единичные реликтовые растения, а целые реликтовые рощи, в которых так же присутствовали молодые палеогеновые растения (Грабовский, 2017). Нахождение такого большого количества не измененных юрско-раннемеловых растений в отложениях палеогенового возраста ставит под сомнение теорию о глобальной катастрофе на рубеже мела и палеогена. (Грабовский, 2017)

Изученные разрезы в окрестностях г. Анадырь - г. Карьерная, пос. Угольные Копи, р. Угольная – Дионисия, мыс Дионисия, (рис 1) характеризуются переслаиванием разнообразных по составу и структурно – текстурным особенностям осадочных, вулканогенно – осадочных отложений и эффузивных пород основного и среднего состава. Залегание пород субгоризонтальное или слабонаклонное. В разрезах установлены протяженные выходы магматических пород неясного генезиса и состава (Головнева, Грабовский, 2015).

Целью исследований было определение структурного положения магматических пород, а также изучение петрографических и геохимических особенностей магматических и вулканогенно-осадочных пород из разрезов в окрестностях г. Анадырь.

Анадырский регион имеет сложное геологическое строение. Эта территория представляет собой древнюю активную континентальную окраину, где развиты магматические породы Охотско-Чукотского вулканического пояса с возрастом альб - кампан и мел-палеогеновые вулканиты Анадырско-Бристольского пояса, а также более молодые интрузивные образования. Смена геодинамических обстановок в процессе эволюции территории привело к изменению петрохимических особенностей/состава вулканических и интрузивных пород (Агапитов и др., 1969), (Ставский и др., 1988), (Федоров, 2006).

В результате петрографических исследований породы из разрезов были разделены на три группы. Группа плутонических пород представлена габбро, габбро-долеритами и долеритами, группа вулканических пород - измененными (пропилитизированными) гиалобазальтами, а группа вулканогенно-осадочных пород – туфоаргиллитами и туфоалевролитами с углефицированным веществом. Установление интрузивных гипабиссальных пород в разрезах позволяет сделать вывод о том, что эти тела не являются

покровными, а представляют собой межпластовые тела – силлы, внедрившиеся в пачки базальтов и вулканогенно-осадочных пород.



Рис. 1 Схема расположения изученных разрезов в районе г. Анадырь. 1 – разрез в карьере около поселка Угольные Копи; 2 – разрез по р. Угольная-Дионисия; 3 – разрез на мысе Дионисия; 4 – г. Карьерная. По материалам Головневой Л. Б., Грабовскова А. А. 2015

По итогам геохимических исследований была дана классификационная принадлежность магматических пород (рис 2). Построенные дискриминационные диаграммы и спайдерграммы позволили определить геодинамические обстановки образования магматитов. Основываясь на полученных результатах, сделаны выводы о том, что магматические породы относятся к внутриплитным образованиям. Однако диаграммах Mg – Al – Fe, Mn – Ti – P наблюдается заметный разброс значений. Такое неравномерное распределение проб на диаграммах объясняется существованием в данном регионе на этапах формирования магматических пород обстановок растяжения наряду с субдукционными обстановками сжатия.

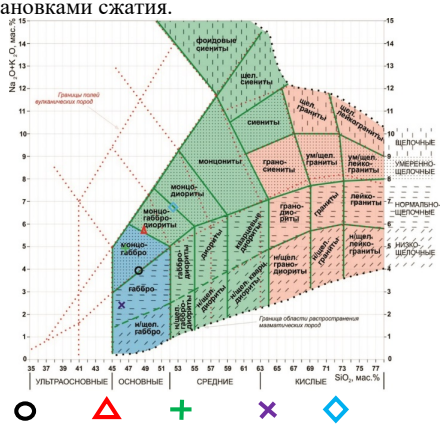


Рис. 2 TAS-диаграмма. Составлена с использованием (Скляров Е. В. и др. 2001)

Результаты исследований указывают, что в разрезах окрестностей г. Анадырь маастрихт – палеоценовые флороносные вулканогенно – осадочные отложения, переслаивающиеся с пачками базальтов, прорваны более молодыми габбро – долеритами, образовавшимися в условиях континентального рифтинга. Однако остается не выясненным изотопный возраст этих интрузивных тел. Это дает основание для новых исследований в районе г. Анадырь.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю Морозовой Алене Борисовне и группе специалистов – палеоботаников Ботанического института РАН им. В.Л. Комарова -Л. Б Головлевой, А. А. Грабовскому и А. А. Гниловской, предоставивших образцы пород и полевые фактические материалы для исследования.

Агапитов Д. И., Иванов В. В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского региона в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. **1969**. №1. С. 68-81.

Головнева Л. Б., Грабовский А. А. Стратиграфическое положение и местонахождения тэмлянской флоры бассейна нижнего течения р. Анадырь // Палеоботаника. **2015**. Т. 6. С.48-62.

Грабовский А. А. Экология местообитаний реликтовой растительности Тэмлянской флоры на границе позднего мела – раннего палеогена (южная Чукотка). Тез. Докл. XI Молодежная экологическая Школа-конференция с международным участием в усадьбе "Сергиевка", Санкт-Петербург: **2017**. С. 155-163.

Скляров Е. В. и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Интерметинжиниринг, **2001**. 288 с.

Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненшаин Л. П. Палинспатические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиции тектоники литосферных плит // Геотектоника. **1988**. №6. С. 32-42.

Федоров П. И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. Москва: ГЕОС, **2006**.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ТРЕХМЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ ВОССТАНОВЛЕНИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ РАБОЧИХ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ НА КАМЕННОУГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Антропова Е. Г., Архипов А. Л., Беженцев С. А.
Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск
ekatantropova@yandex.ru

Реконструкции палеогеографических обстановок осадконакопления, а также изучение факторов размещения и характера последующих преобразований пород в ходе постседиментационных процессов являются неотъемлемой частью моделирования условий седиментации угленосных толщ на месторождениях.

Двухмерные геологические модели – карты, разрезы, погоризонтные планы и т.п., при всем их многообразии и удобстве визуализации информации, не способны адекватно отобразить сложное внутреннее строение угольных пластов, в условиях их чрезвычайной изменчивости. Как правило, геологический разрез или карта представляют собой проекцию некоторой совокупности физических свойств только на какую-то одну плоскость (Волков,

2008). Построение трехмерных геологических моделей позволяет отражать реальные природные объекты с высокой степенью достоверности, когда используются не только фактические данные по скважинам, но и представления о внутреннем строении и развитии объектов.

Выделяется несколько важных аспектов для угленакопления, имеющих решающее значение при восстановлении условий седиментации угленосных толщ: геотектонические движения и структурно-тектонические особенности участка исследования, палеогеографические обстановки региона, а также условия развития исходного растительного материала. Необходимо помнить о том, что торфяники и связанные с ними торфяные отложения не являются изолированными геоморфологическими системами; они представляют собой совокупность свойств той среды, в которой происходит их образование (Fonseca et al., 2020).

Давно известно, что аккумуляция углеобразующих осадков происходит в определенных физико-географических условиях. Среда накопления исходного материала включает в себя не только ландшафтную обстановку (озеро, болото и т.д.), но и ее физико-химические и микробиологические особенности (Жемчужников, 1960). Органическая петрология и органическая геохимия играют важную роль в определении происхождения растительного материала, термической зрелости и палеогеографических обстановок условий угольной седиментации (Yu Qi et al., 2020).

Угли имеют сложную внутреннюю стратиграфическую последовательность, которая позволяет успешно коррелировать их между собой. На данный момент, использование ручного метода корреляции сложных угольных пластов позволяет строить блочные модели месторождений (трехмерные модели) с достаточно высокой степенью достоверности для подсчета запасов, когда учитывается только факт наличия угля в процентном соотношении к горной массе. Однако эта методика не всегда применима для восстановления условий угленакопления. Угольная петрология дает возможность улучшить интерпретацию стратиграфической последовательности развития торфяников и, таким образом, представляет ценную информацию о размещении площади и условиях осадконакопления угольных отложений на земной поверхности. Использование геофизических, геохимических и других данных в трехмерном моделировании дает возможность разделять крупные пласты на более мелкие иерархические единицы для определения условий угленакопления (Антропова, 2019).

Торф, образующийся в болотных условиях, способен фиксировать изменения окружающей среды во время осадконакопления, в том числе, уровень грунтовых вод. Угольные пласты, как геологически сохраненные торфяники, могут служить свидетельством палеоклиматических изменений и эволюции палеоботаники в периоды образования торфа. На основе мацерального анализа углей можно сделать вывод о составе атмосферы в период образования пород, например, мацералы группы витринита характеризуются повышенным содержанием кислорода, фюзинита – углерода, а лейптинита – водорода. При использовании этих данных в трехмерном моделировании, появляется возможность разделять угольные пропластки на ряд поверхностей повышенного содержания витринита или инертинита и, таким образом выделять циклы обводнения или осушения участка исследования в заданной точке пространства (Biao Guo et al., 2018).

Выяснение форм нахождения элементов-примесей в углях, золе и породных прослоях позволяет коррелировать угольные и безугольные пропластки, ввиду существующих закономерностей распределения отдельных элементов-примесей в разрезе пласта. Исходя из данных по оценке латеральной изменчивости концентраций, можно судить о степени воздействия процессов окисления, вулканизма или влияния пород области сноса (Ильенок, 2018). Накопление аномальных концентраций редких элементов,

как правило, происходит не в самих угольных толщах, а в верхней или нижней границе пласта или породном прослое.

С целью определения палеогеографических обстановок угленакопления на участке исследования, расположенного в пределах Увального каменноугольного месторождения Кемеровской области, из массива данных был выделен рабочий угольный пласт, характеризующийся относительной выдержанностью на всем протяжении, средней зольностью и достаточно сложным строением (до 9 породных прослоев), который существует как единый пласт только в северо-западной части исследуемой площади. Залегает моноклинально, с падением на юго-восток, где расщепляется на верхнюю и нижнюю пачки. Верхняя пачка более мощная и выдержанная, нижняя пачка имеет меньшую мощность и в краевых частях закономерно уменьшается, местами до полного исчезновения. Несмотря на моноклинальное залегание угленосных пород, участок имеет сложное строение, ввиду наличия протяженных разрывных нарушений по периферии, с амплитудами смещений в десятки метров. Все дизъюнктивы, выявленные в пределах изучаемой площади, являются пологими взбросами. Только на северо-западе граница объекта исследования проходит по выходу одного из пластов под наносы.

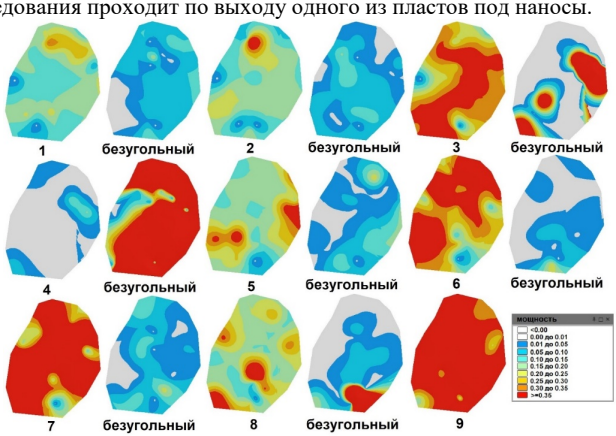


Рис. 1 Изменение параметра мощности пласта от минимального до максимального в угольных пропластках, залегающих на разной стратиграфической глубине

Исходя из имеющихся данных, на начальном этапе создания трехмерной модели, при помощи горно-геологической информационной системы (ГГИС) Micromine появилась возможность построения сеточных поверхностей отдельных угольных и безугольных пропластков исследуемого пласта в соответствии с их мощностями (Рис. 1). Спектр цветовой кодировки отражает латеральную изменчивость пропластков на всем их протяжении, когда увеличение яркости цвета характеризует возрастающую мощность. Стоит обратить внимание на то, что отдельные как угольные, так и безугольные пропластки в частных случаях приобретают «нулевую» мощность и представлены на рисунке серым цветом. Это позволяет сделать вывод о том, что некоторые из поверхностей претерпевали изменения в ходе седиментации или последующих преобразований пород и, возможно, подвергались воздействиям иных (эрозионных) процессов.

Основной интерес при построении блочных моделей угольных месторождений вызывает вопрос грамотного распределения параметров угольных и безугольных пропластков в межскважинном пространстве. Если проводить корреляцию не только по параметру мощности, выклинивая угольные пласты в момент их отсутствия в соседней

скважине, а использовать набор параметров – результаты анализов, геофизические и геохимические данные по пластам, появится возможность построить не только более детальную геологическую трехмерную модель, но и повысить степень ее достоверности, за счет определения и построения фациальных переходов и восстановления обстановок осадконакопления.

Отсюда, легко можно будет проследить миграционную картину участка, выявить отложения, характерные для определенных обстановок и в дальнейшем проследить изменения фациального состава пород и их переходы.

Антропова, Е. Г. Принципы построения трехмерных геологических моделей угольных месторождений и новый подход стратификации угольных пропластков / ТПУ, **2019**. С. 138 – 140.

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: автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук (25.00.12) / Волков Дмитрий Сергеевич; Москва: МГУ, **2008**. 26 с.

Жемчужников Ю. А. Основы петрологии углей / Ю. А. Жемчужников, А. И. Гинзбург. – Москва: Изд-во Академии наук СССР, **1960**. 184 с.

Ильенок С. С. Геохимия элементов-примесей в углях Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна: автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук (25.00.09) / Ильенок Сергей Сергеевич; НИ ТПУ. Томск, **2018**. 22 с.

Fonseca C. et al. Organic matter deposition and paleoenvironmental implications across the Cenomanian-Turonian boundary of the Subalpine Basin (SE France): Local and global controls // International Journal of Coal Geology. **2020**. V. 218. P. 52.

Yu Qi et al. Organic matter provenance and depositional environment of marine-to-continental mudstones and coals in eastern Ordos Basin, China – Evidence from molecular geochemistry and petrology // International Journal of Coal Geology. **2020**. V. 217. P. 41.

Biao Guo et al. Sequence stratigraphic interpretation of peatland evolution in thick coal seams: Examples from Yimin Formation (Early Cretaceous), Hailaer Basin, China // International Journal of Coal Geology. **2018**. V. 196. P. 211 – 231.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНОЙ И ТВЕРДОЙ ФАЗ ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ГОРА КАРАБЕТОВА ТАМАНИ

Бакай Е.К.[1], Царегородцева Т.К.[2]

[1]Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва,
ebakay@bk.ru
[2]Геологический институт Российской Академии Наук, Москва

Грязевой вулканизм – это совокупность процессов, обусловливающих подъем из земной коры и выброс на поверхность глинистых масс, размягченных пластовыми водами, а также обломков твердых пород и углеводородных газов (Лебедева, 2016). Существует ряд условий проявления грязевого вулканизма, которые характерны и для района исследований (Холодов, 2001).

Объектом исследования является грязевой вулкан Карабетова гора (сопка) – крупнейший на полуострове Тамань, разрез которого слагают мощные глинистые толщи майкопской серии. Район приурочен к зонам складчатых сооружений, осложненных тектоническими нарушениями. В отложениях майкопской свиты накапливаются углеводородные газы, приводящие к образованию высоких межпластовых давлений. В толщах терригенных отложений присутствуют пластовые воды, размягчающие глинистые породы.

Известно, что майкопская серия представлена глинистой толщей, мощностью около 5 км. В толщах майкопской серии на глубине располагаются очаги грязевого вулканизма. Также эта толща является нефтематеринской для Предкавказья.

В ходе работы были проведены различные анализы воды из кратера вулкана: определение водородного показателя воды и различных химических компонентов с помощью современного оборудования. По результатам анализов составлена сравнительная таблица для определения типа вод. Полученные данные приблизительно соответствуют известным ранее теоретическим данным по этой местности.

По величине водородного показателя вода из кратеров наиболее близка к морской воде, по жесткости – к дождевой. Содержание $SO4^{2-}$ обусловливает характерный сероводородный запах. Небольшое содержание железа дало воде светло - бурый или желтоватый оттенок. Суммарную минерализацию слагают в основном хлор, гидрокарбонат и натрий. Гидрокарбонаты повышают pH раствора. Хлор отвечает зачастую за соленость, но его содержание существенно меньше, чем в морской воде. Существуют и различия в показателях относительно теоретических данных, их можно объяснить миграцией воды в различные части вулкана (в процессе илитизации), она же и разбавляет минерализацию, понижает солёность.

Лебедева И.А. Атлас «Грязевые вулканы России», Вологда, **2016**.
Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов, «Природа», №11, **2001**.

УГОЛЬ КАК КОМПЛЕКСНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ (НА ПРИМЕРЕ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ)

Гаврилов В. В., Мамурова М. М.
Забайкальский государственный университет, Чита, druja@inbox.ru

Среди угледобывающих стран мира, на Россию приходится 14% мировой добычи угля. Россия занимает третье место в мире после США и Китая по разведанным запасам углей - 182 млрд. тонн. В Забайкалье разведано 48 месторождений угля и 18 углепроявлений. Общие разведанные запасы составляют 4,4 млрд. тонн, из которых большая часть – бурые угли (Угольная база России, 2001). В условиях высокой конкуренции энергетического топлива на современном рынке возникает необходимость детально рассматривать уголь не только как энергетическое, но и как комплексное сырье. Комплексное освоение угольных месторождений подразумевает извлечение из углей максимального количества полезной продукции, что отражается на снижении негативного воздействия угледобычи на окружающую среду (Субботин и др., 2019).

В работе авторами рассматриваются проблемы рационального комплексного использования бурых и каменных углей. Материалы основаны на изучении угольных

месторождений Забайкальского края с привлечением обширных данных по угольным месторождениям других регионов России и обогащению углей.

Бурые и каменные угли широко используются во многих отраслях промышленности, строительстве и транспорте. Они являются основным источником для получения сырья и электроэнергии. Угли широко используются в металлургии, химической промышленности, а также для производства жидкого и газообразного синтетического топлива, для извлечения металлов и других ценных компонентов, утилизации метана. Отходы углеобогащения и сжигания углей на тепловых электростанциях – важнейшее сырье для получения строительных и других материалов (Наркелюн и др., 2000). Промышленная классификация углей предусматривает деление углей на различные марки и группы в зависимости от их физико - химических свойств и возможности использования для технологических или энергетических целей. В углях устанавливается наличие редких, цветных, благородных, редкоземельных и радиоактивных элементов с концентрацией менее 0,1%. Концентрация большинства рудных элементов в углях и углеотходах находится на уровне кларковых содержаний. Их распределение в углях крайне неравномерно.

В настоящее время угли являются главнейшим источником германия в мире. В Забайкалье германий - содержащие угольные месторождения занимают особое положение. В промышленных масштабах из углей и углистых пород извлекают уран. Рентабельным является извлечение из углей галлия, молибдена, бериллия, скандия, бора, свинца, цинк. Имеются предпосылки для выявления в углях концентраций селена, ванадия, серебра, золота, рения и других элементов, представляющих промышленный интерес (Наркелюн, 2003). Комплексное использование углей – важнейшее направление повышения эффективности производства, которое ведет к расширению сырьевой базы, увеличению ассортимента вырабатываемой продукции, рентабельности угледобывающих и перерабатывающих предприятий и обеспечивает сокращение вредных выбросов в атмосферу и водные бассейны (Поротов, 2004)

Основные направления промышленного использования углей:

1. Энергетическое направление использования углей предусматривает их сжигание в различного рода топках на электростанциях, в промышленных и коммунально-бытовых котельных. При этом большое значение имеет проведение энергосберегающей политики, сущность которой заключается в укрупнении производств, получающих энергию из угля. От масштаба производства зависят качественные показатели использования углей.

2. Технологическое направление охватывает процессы коксования, полукоксования, гидрогенизации и газификации углей; производство адсорбентов, электродов, битумов, карбидов кальция и кремния, удобрений для сельского хозяйства; использование углей для получения различных металлов и горючего газа – метана.

3. Коксование углей с получением металлургического кокса является основным направлением промышленного использования углей. Пригодность угля для получения кокса определяется спекаемостью, зольностью, влажностью, теплотой сгорания, содержанием серы и фосфора, элементным составом углей, выходом летучих веществ и механическими свойствами получаемого кокса. Для формирования угля как сырья для коксования большое значение имеют метаморфические процессы.

4. Полукоксование – процесс сухой перегонки угля без доступа воздуха при температуре 500 - 550º с целью получения первичной смолы, полукокса, газа и пирогенетической воды. Полукокс с высокой теплотой сгорания используется с большим КПД в качестве бездымного энергетического топлива для различного типа топок и газогенераторов. Полукокс применяется для производства технологического газа в качестве отощающей присадки в шихте при коксовании углей; в химической промышленности – для получения карбида кальция, сероуглерода, активного угля; в

металлургии – для производства ферромарганца и ферросилиция; в стекольном производстве.

5. Гидрогенизация углей производится путем воздействия на уголь водорода в присутствии катализаторов (соединения молибдена, никеля, кобальта, алюминия, вольфрама и других элементов) в результате чего уголь переходит в жидкость с выходом до 70-90% от горючей массы. Конечной продукцией гидрогенизации являются бензин, керосин, лигроин, котельное топливо, смазочные масла, деготь, углеводородные газы, сера, аммиак, фенол, крезол, ксилол, пирен, парафин, толуол, бензол, нафталин и другие ценные химические компоненты.

6. Газификация угля – процесс, при котором органическая часть угля под влиянием высоких температур в специальных газогенераторах превращается в горючие газы путем дутья воздуха, водяного пара, технического кислорода, а также смеси этих веществ. В зависимости от режима газификации угля получают основные продукты: генераторный газ, шлаки, пыли и шламы, а также скрубберные воды и смолы. Эти продукты используются в качестве горючих газов, сырья для химической промышленности и строительных материалов.

7. Угли, углеотходы и продукты их переработки находят широкое применение для повышения плодородия почв и урожайности сельскохозяйственных культур. Характерно, что для этого используются высокозольные, нередко сажистые угли, не имеющие энергетической ценности, и углеотходы, которые накапливаются в отвалах.

8. В качестве отходов угледобывающих предприятий как источников строительных и других материалов могут рассматриваться вскрышные породы углеразрезов, вмещающие породы угольных шахт, а также горелые глинистые породы – глиежи. Они используются в производстве стеновых материалов, изделий строительной керамики, кирпича, цемента, керамзита, для выравнивания рельефа местности и рекультивации отработанных углеразрезов.

Сжигание углей на тепловых электростанциях и промышленных котельных сопровождается накоплением больших объемов золошлаковых отходов. Золошлаки представляют собой твердые остатки, образующиеся при сжигании углей. Использование золы и шлаков позволяет экономить строительные материалы и другие ценные природные ресурсы, а также решает вопросы охраны окружающей среды.

Наркелюн Л. Ф. Геолого-техническая оценка минерального сырья: Учеб.пособие. Чита: ЧитГУ, **2003**. 366 с.

Наркелюн Л. Ф., Офицеров В. Ф. Комплексное использование ископаемых углей. Чита: **2000**. 270 с.

Поротов Г. С. Разведка и геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых: Учебник / Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет). Санкт-Петербург: **2004**. 244 с.

Субботин Ю.В. Рациональное использование и охрана природных ресурсов: учебн. пособие / Овешников Ю.М., Авдеев П.Б., Новичкова М.В. Чита: ЗабГУ, **2019**. 176 с.

Угольная база России. Том IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Тунгусский и Таймырский бассейны, месторождения Забайкалья). Москва: ЗАО «Геоинфомарк». **2001**. 493 с.

ДОПОЛНЕННЫЕ ДАННЫЕ ПО ОЦЕНКЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ В ВОДОСБОРНОМ БАССЕЙНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Гаврилова А. А.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
Gavryusha.dipsi@mail.ru

Современное Каспийское море в географическом плане является крупнейшим озером на Земле. Площадь его водосборного бассейна составляет 3.1 млн км^2, охватывает различные ландшафтные и климатические зоны и складывается из речных систем сотен рек, наиболее крупными из которых являются Волга, Урал, Терек, Кура, Сулак и Сефидруд.

Считается, что история формирования Каспийского моря начинается 35 млн лет назад, во время существования океана Паратетис. 14 млн лет назад в результате тектонического поднятия началась его регрессия и сформировалось замкнутое Сарматское море, которое стало активно опреснятся. Затем, 8-10 млн лет назад, сформировалось Понтическое море, которое к концу своего существования пересохло, распалось и сформировало Черноморский и Каспийско-Аральский водоемы. Последние 3,4 млн лет истории Каспийского моря были связаны с периодами многочисленных трансгрессий и регрессий. И около 40 тыс лет назад (раннехвалынская трансгрессия) оно окончательно утратило связь с мировым океаном (Свиточ, 2012).

Настоящая статья посвящена модельному расчету вклада главных литотипов размываемых пород водосборного бассейна Каспийского моря и их влияние на формирование изотопно-геохимического состава вод, поскольку это имеет важное значение для понимания механизмов взаимодействия гидросферы и литосферы при формировании ландшафтов и водных бассейнов на поверхности Земли (Нургалиева, 2005). Изотопный состав стронция в водах бассейна может служить важным диагностическим признаком в понимании эволюции ландшафтов, инструментом для стратиграфической корреляции, а также обоснованием изолированности Каспийских вод от вод Мирового океана (Кузнецов и др., 2018).

На основе изучения картографических и литературных источников были рассчитаны площади водосбора основных рек, питающих Каспийское море.

Наибольшую площадь водосбора занимает Волга, поставляющая около 80% водной массы с Русской равнины. В горных хребтах Южного Урала и Кавказа берут свое начало реки Урал. Терек, Кура, Сулак, чей водосборный бассейн составляет около 15% площади всего Прикаспийского водосборного бассейна. Река Сефидруд, берущая начало в горной системе Эльбурс, является единственным крупным постоянным водотоком в Южном Каспии, расположенные в степной и пустынной зонах Средней Азии, хотя и занимают около половины площади водосбора, но вносят очень незначительный (до 1%) вклад из-за периодического пересыхания, а также активного отбора воды на орошение.

Для определения изотопно-геохимического состава и изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ пород в водосборном бассейне Каспийского моря на основе геологической карты Европы (Atlas Geologique du Monde., 1976) и структурно-формационной карты СССР (Карта..., 1995) была составлена карта основных комплексов пород, в которой было выделено 6 основных комплексов: песчаный, терригенный, глинисто-песчано-карбонатный, карбонатный, галогенно-сульфатный и магматический, которые занимают соответственно 53, 16, 5, 21, 4 и 1% от всей площади водосбора Каспийского моря.

Для оценки изотопного отношения Sr были использованы некоторые исходные параметры – средняя концентрация Sr (г/т) в породах каждого типа и средняя доля растворимого легкоподвижного Sr (%) в породах разного типа а также (Кузнецов и др, 2012) данные о изотопном составе 87Sr/86Sr в усредненном комплексе размываемых

пород; общее количество легкоподвижного стронция в породном резервуаре в зависимости от площади размываемых пород водосборном бассейне каждой реки; доля легкоподвижного стронция в породном резервуаре.

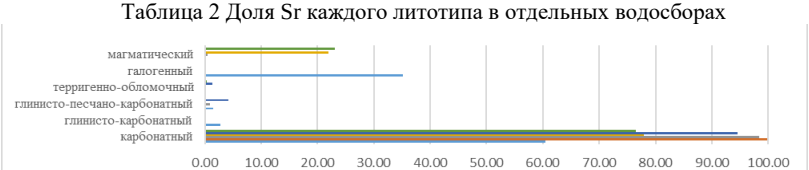
Таблица 1 Доля Sr каждого литотипа в отдельных водосборах

Комплексы пород	Средняя концентрация Sr (г/т (ppm))	Средний изотопный состав($^{87}Sr/^{86}Sr$)	Средняя доля легкоподвижного Sr, %	% растворенного Sr г/т
Карбонатный	800	0,7085	4	32
Глинисто-карбонатный	150	0,7120	2	3
Глинисто-песчано-карбонатный	50	0,7180	1	0,5
Терригенно-обломочный	20	0,7300	0,1	0,02
Галогенно-сульфатный	1500	0,7070	10	150
Магматический	200	0,7050	2	4

Исходя из изучения заданных параметров, можно сделать вывод, что наиболее низкой концентрацией Sr отличаются породы терригенно-обломочного комплекса, а соли и гипсы –высокой. Самыми растворимыми породами являются породы галогенно-сульфатного комплекса, далее – карбонаты, а худшая растворимость наблюдается у терригенных пород. Таким образом, была высчитана доля растворенного Sr в общем стоке отдельных речных водосборных бассейнов, т.е. количество стронция, которое теоретически может поставить порода, и наибольшие значения у галогенов и карбонатов.

Таким образом, обобщив данные о площади размываемых комплексов пород с изотопными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, были построены таблица и график, отражающие долю легкоподвижного растворенного Sr в каждом породном резервуаре для отдельных речных бассейнов.

Таблица 2 Доля Sr каждого литотипа в отдельных водосборах



	карбонатный	глинисто-карбонатный	глинисто-песчано-карбонатный	терригенно-обломочный	галогенный	магматический
Сефидруд	76.6	0.0	0.0	0.4	0.0	23.1
Сулак	94.56	0.00	4.11	1.33	0.00	0.00
Кура	77.98	0.00	0.00	0.12	0.00	21.90
Терек	98.42	0.00	0.87	0.23	0.00	0.48
Урал	99.88	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00
Волга	60.47	2.77	1.40	0.15	35.22	0.00

На площади водосбора р. Волги преобладают породы терригенно-обломочного комплекса, которые отличаются низкой растворимостью и малой концентрацией Sr. Наибольшим поставщиком Sr являются породы карбонатного и галогенно-сульфатного комплексов, которые представлены в свою очередь известняками, гипсами и солями.

В бассейне р. Кура преобладает размыв пород терригенно-обломочного и магматических комплексов, а основными поставщиками Sr являются карбонатные и магматические породы.

В бассейне р. Урал наибольшее размываемыми являются карбонатные породы (99%), которые также являются и основным поставщиком Sr.

Несмотря на то, что в водосборном бассейне р. Терек преобладает размыв терригенно-обломочных пород, основным поставщиком Sr являются карбонатные породы (Гаврилова, 2019).

Около 95% Sr в бассейне р. Сулак поставляется карбонатными породами, при преимущественном размыве терригенно-обломочных пород.

На площади водосбора р. Сефидруд преобладает размыв пород терригенно-обломочного комплекса (больше 75%), однако наибольшим поставщиком Sr являются также карбонатные породы.

Вычисленное в результате модельных построений среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для континентального стока в Каспийское море составило 0,7083, которое оказалось очень близким к величине $^{87}Sr/^{86}Sr$, измеренной в рассолах юго-восточной части Каспийского моря вблизи залива Кара-Богаз-Гол – 0,7082 (Clauer, 2009).

Выяснено, что во всех речных бассейнах, несмотря на преимущественный размыв терригенно-обломочного комплекса, основным постановщиком Sr являются карбонатные породы, сложенные палеозойскими морскими отложениями – известняками. В ходе исследований, было вычислено изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в каждом речном бассейне и в целом для конечного водоема – Каспийском море. Эти данные хорошо соотносятся с уже известными значениями и равны 0,7082-0,7083. При сравнении отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в Каспийском море было доказано, что изотопное отношение отличается от открытых океанических бассейнов (0,7092).

Гаврилова А. А., Кузнецов А. Б. Оценка изотопного состава стронция в водосборном бассейне каспийского моря //Труды Кольского научного центра РАН. **2019.** Т. 10. №. 6 (1).

Карта структурно-формационных комплексов России / редактор А. А. Смыслов; составители: К. И. Дворцова, А. А. Смыслов, В. М. Терентьев // Геологический атлас России. Раздел II. Геологическое строение и геофизическая характеристика недр / отв. ред. А. А. Смыслов; Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр; Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). 1:10000000. **1995.**

Кузнецов, А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **2012.** Т. 20 (6). С. 3–19.

Нургалиева Н. Г. Отношение ^{87}Sr / ^{86}Sr в пермских разрезах востока Русской плиты // Ученые записки Казанского университета. Серия «Естественные науки». **2005.** Т. 147, № 1.

Свиточ А. А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: МГУ, **2014**. С. 272.

Atlas Geologique du Monde / Geological World Atlas / G. Coubert, A. Faure- Muret, eds., **1976.**

Clauer N., Pierret M.-C., Chaudhuri S. Role of subsurface brines in salt balance:the case study of the Caspian Sea and Kara Bogaz Bay / Aquatic Geochemistry. **2009.** Vol. 15. P. 237–261.

КАМЕННЫЕ УГЛИ ОРЕНБУРЖЬЯ (ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ)

Галянина Н.П., Бутолин А.П.
Оренбургский государственный университет, Оренбург, galyanina@list.ru

Этапы энергетического обеспечения Южно-Уральской зоны в пределах Оренбуржья имеют длительную историю, которая началась с открытия природных скоплений каменного угля в домбаровских землях на востоке Оренбургского края и степей северного Казахстана. Еще в XVIII веке на Южный Урал из Орской крепости вглубь степей Николаевского уезда была направлена экспедиция И.К. Кириллова на земли образованной в будущем Домбаровской волости, первые упоминания о которой относятся к 1896 г. (Брагина, 2014). Эта площадь в современном тектоническом районировании охватывает фрагменты западного сегмента Урало - Монгольского складчатого пояса. На территории Домбаровской угленосной структуры в южной части Джарлинско - Домбаровского блока, известны Домбаровское месторождение и Малдыгулсайское проявление каменного угля. Западно - Акжарское проявление находится в юго-западной части Джусинско - Акжарского блока. Первые сведения об углях Домбаровского месторождения относятся к началу XX столетия, когда уголь здесь добывался старателями Кумакского золотого прииска (Посталовский, 1977).

Впервые Домбаровское месторождение каменных углей, известное как Курмансайское, разведывалось Горным отделом Кирпромбюро в 1919 - 1921 г.г. Уголь был отнесен к типичному антрациту и полуантрациту, но запасы угля не подсчитывались (Митков и др., 1938). В 30 - е годы 20 - го века началось систематическое изучение геологического строения региона. В 1932 г. В.И. Маградзети и В.И. Гаврилов выполнили маршрутную съемку в районе Домбаровского каменноугольного месторождения, являющегося в то время частью Южно-Уральского каменноугольного бассейна, объединяющего все месторождения каменных углей Южного Урала. В отчете они дали краткую геологическую характеристику района и отметили наличие каменного угля и кварцевых жил с вкрапленностью халькопирита на реке Тиембай вблизи села Еленовка.

Домбаровское месторождение в окрестностях пос. Домбаровского состоит из нескольких полей. Основное поле (шахта № 4) расположено в 2,5 км юго - восточнее пос. Домбаровского. Месторождение разрабатывалось в 1939 - 1960 г.г. (Зеленецкий и др., 1948). Структура месторождения представляет синклинальную складку. Шахтное поле 4 располагается на западном крыле этой складки. Падение пород западного крыла складки пологое (25°- 40°), восточного – крутое. Оси брахискладок второго порядка полого погружаются в северном направлении. Восточная моноклинальная структура представлена приподнятым узким (60 м) блоком, имеющим форму горста, падение моноклинальной структуры крутое (70°- 85°) на восток. Протяженность сформировавшейся угленосной полосы более 40 км, ширина от 1 до 8 км. В ее северной части, наиболее изученной, с размерами по простиранию до 3 км и шириной до 300 м, буровыми работами обнаружено 11 пластов антрацита общей мощностью до 20 м (Зеленецкий и др.,1948).

Анализы кусков керна позволили выделить 2 сорта полосчатых антрацитов: блестящий, слабо полосчатый твердый, с содержанием золы до 10% и блестящий полосчатый, ломающийся с содержанием золы 28% (Митков и др., 1938). Дальнейшие исследования показали, что промышленная угленосность связана с нижними горизонтами продуктивной толщи турнейского яруса (домбаровская свита) общей мощностью 170 м. Установлено 8-12 рабочих пластов угля мощностью от 0,45 до 10 м. Угольные пласты выклиниваются на глубине 205-285 м. По химическому составу угли месторождения отнесены к типичным антрацитам и к высоко углефицированным каменным углям с

преобладанием антрацита. Содержание углерода – 90%, водорода – 17%, азота – 1,4%, кислорода – 1,4%, серы – 0,9% (Зеленецкий и др.,1948). Общие запасы угля по категории C_2 - 20.7 млн. тонн, а с учетом простирания до 25 км – около 25 млн. тонн.

С конца 30-х годов геолого-поисковыми работами выделены две полосы выходов угленосных толщ каменноугольной системы в широтном направлении. Протяженность угленосной полосы на востоке составляет более 40 км, ширина от 1 до 8 км (Лисов и др., 2015). Разведаны Домбаровская и Джусинско - Акжарская продуктивные угленосные структуры, а также было разведано Домбаровское месторождение каменного угля. В северной ее наиболее изученной части размером по простиранию до 3 км и шириной до 300 м буровыми работами обнаружено 11 пластов антрацита общей мощностью до 20 м (Посталовский, 1997). По условиям накопления угленосных отложений месторождение отнесено к лимническому типу. Запасы были подсчитаны и утверждены ГКЗ в 1940 г. до глубины 300 м. До 1960 г. основная часть запасов была выработана. В 1962 г. запасы угля были сняты с государственного баланса ввиду их ограниченности, низкой угленасыщенности, высокой себестоимости и нерентабельности добычи (Лисов и др., 2015). За время существования шахт в Домбаровском бассейне шахтерами было добыто и отправлено потребителям более 13 миллионов тонн высококалорийного, прекрасно коксующегося, с высокой температурой горения угля. Среднесуточная добыча в среднем за сутки составляла две тысячи тонн угля, учитывая, что труд в военное время в шахтах был ручным. В домбаровских шахтах не было метана, поэтому не было ни одного взрыва, но завалы в забоях были и с летальным исходом (Посталовский, 1997). Каменный уголь Домбаровского месторождения был востребован в Великую Отечественную войну, на послевоенное восстановление разрушенного хозяйства СССР и нужды Южно-Уральского промышленного региона.

В геологическом отношении Домбаровское месторождение относится к Южно - Уральскому каменноугольному бассейну восточного склона Урала и приурочено к Бородино – Полтаво - Брединской полосе, где угленосная толща представлена перемежающимися аркозовыми песчаниками, глинистыми и углистыми сланцами с подчиненными пластами угля. Иногда углистые сланцы и угли являются ожелезненными. Угленосная толща относится к свитам турнейского и частично визейского ярусов нижнего отдела каменноугольной системы. Простирание угленосных свит север – северо - западное (330^0-350^0), падение крутое - 60^0 – 80^0 (Зеленецкий и др., 1948), что указывает на значительные геолого-тектонические преобразования и длительную геологическую историю региона. Так на стадии затухания островодужного вулканизма и развития терригенно - карбонатной седиментации в раннем карбоне вулканическая деятельность в районе резко затухала и продолжалась только в узлах пересечений зон разрывных нарушений субмеридионального направления с широтными, северо-западными и северо-восточными зонами разломов в Джусинско - Акжарском, Джарлинско - Домбаровском и Еленовско - Кумакском блоках. Основания вулканических структур здесь сложены подушечными лавами базальтов, а верхние части – туфами и туфоконгломератами, а также трахиандезитами и трахидацитами, что указывает на континентальные условия извержений на завершающих этапах развития островодужной системы. В шельфовых зонах впадин накапливались терригенные осадки прибрежно-морской угленосной молассы.

Процессы интрузивного магматизма в этот период были сконцентрированы в основном в западном секторе островодужной системы (Ащебутакский блок). Формировавшиеся здесь интрузивные ассоциации куйбасовского и мосовского комплексов тяготели к ослабленной тектонической зоне западного обрамления Камсакского выступа, и к корневым зонам долгоживущих вулкано – тектонических структур, зародившихся еще в среднем девоне. Затухание вулканизма и общее обмеление бассейна обусловили

интенсивное развитие процессов осадконакопления. Продолжавшееся обмеление бассейна и резкое уменьшение поступления терригенного материала в область осадконакопления обусловило формирование мощных разрезов карбонатно-терригенной и известняковой формаций.

В среднем, позднем карбоне и в перми (C_2-P) в обстановках коллизионно – аккреционного развития территории породы подвергались интенсивному складкообразованию. Формировались системы многочисленных взбросов, взбросо - сдвигов, надвигов и тектонических покровов. В последующие стадии тектогенеза нижне - каменноугольные отложения, выполняющие грабены, были перекрыты более древними образованиями соседних горстообразных выступов, что сопровождалось их глубоким метаморфизмом с образованием каменных углей и полосчатых антрацитов. Эти процессы сопровождались гранитизацией, интенсивным палингенезом и формированием батолитов калинатровых гранитов. Увеличение мощности формирующейся континентальной коры привело к ее изостатическому поднятию и образованию в регионе складчатой горной системы.

Брагина Е.А. Домбаровский район – Восточные врата Оренбуржья// Научное сообщество студентов XXI столетия. Гуманитарные науки: сб. ст. по мат. XIV междунар. студ. науч.- практ. конф. **2014**. № 14. С.18 – 24.

Зеленецкий А.А., Зяблицкий И.И., Малютин В.Л. Полезные ископаемые Чкаловской области (Справочник). – ОГИЗ, Чкаловское издательство, **1948**. С.114-121.

Лисов А. С., Абрамович В. В., Алексеева Г. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист M-40-XII (Ясный), M40-XVIII (северная часть). Объяснительная записка. Москва: МФ ВСЕГЕИ, **2015**.

Митков Л.И., Тальвинский С.С., Квашнева В.Я., Зяблицкий И.И. Полезные ископаемые Оренбургской области (Нерудные ископаемые). Выпуск 1. Оренбургский облплан. Оренбург: Областное издательство, **1938**. С. 194-203.

Посталовский М.А. Отчет о проведении поисков каменного угля в пределах Малдыгулсайской синклинали в 1991-1997 г.г. Т. 1-4. ФГУ «ОТФГИ», **1997**.

РАЗРЕЗ ЮЖНОГО СКЛОНА ХРЕБТА ТАЛАССКИЙ АЛАТАУ ВДОЛЬ РЕКИ ЧИИМТАШ

Додонов К. С.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
redroust@gmail.com

Хребет Таласский Алатау приурочен к западным каледонидам Северного Тянь-Шаня и располагается на территории современного Кыргызстана (Буртман, 2006). Центральная часть хребта Таласский Алатау сложена метаморфическими породами узунахматского аллохтона, имеющими сложное складчато-надвиговое строение (Худолей и др.,1992). Разрез представлен метаморфизованными в фации зеленых сланцев терригенными и карбонатными породами (сверху вниз): узунахматской, карабуринской и бакаирской свит позднерифейского возраста (Худолей и др., 2018). На южном склоне хребта выделяется вулканогенно-осадочная толща, представленная переслаиванием базальтов, туфов и риолитов при подчиненном количестве терригенных пород. Из

риолитов этой толщи ранее был определен возраст 1110±15 млн лет U-Pb методом (Бакиров, 2014), но ее соотношения со свитами узунахматского покрова оставались дискуссионными. Решение этого вопроса стало основной целью полевых работ, проводившихся летом 2019 г. А.К. Худолеем, Д.В. Алексеевым при участии автора. Кроме того, был проведен отбор проб на геохимические и геохронологические исследования, а также стратиграфическая и структурная привязка изучаемых объектов. Наиболее детальное описание района исследования было сделано ранее в ходе геологосъемочных работ масштаба 1:200000 (Литовчак и др., 1979). В этих материалах описан состав пород и отрисованы их границы. Согласно карте, вулканогенно-осадочная толща залегает в ядре антиклинальной складки и перекрыта мраморами бакаирской свиты.

В ходе полевых исследований нами был построен разрез, захватывающий интервал порядка 1,5 км от Талассо-Ферганского разлома до подножья горного хребта Таласского Алатау. В разрезе устанавливаются породы бакаирской и карабуринской свит. Они представлены переслаиванием метаморфизованных карбонатизированных и ожелезненных желто-зеленовато-серых песчаников и темных пелитов (1-2 см), зеленовато-серых мраморизованных доломитизированных известняков и глинистых песчаников (2-3 см), однородных желто-зелено-серых мраморов, а также породами вулканогенно-осадочной толщи, среди которых выделяются слабо метаморфизованные зеленоватые базальты, чередующиеся с пачками зеленоватых туфов основного состава и риолитов. Типичные азимуты падения для пород бакаирской и карабуринской свит –185° - 200°, а породы вулканогенно-осадочной толщи падают в направлении 200° - 230° под углами от 40° до 65°.

По всему разрезу в породах прослеживаются зоны разрывных нарушений. Это подтверждается наличием зеркал скольжения, резким изменением углов падения слоистости, изменением азимутов падения пород (вплоть до противоположного) и зонами смятия слоистости. Дизъюнктивы, наблюдаемые в метаосадочных толщах и на их границах, являются взбросами или надвигами. Падение этих разрывных структур устанавливается в южных направлениях с углами падения от 50° до субвертикальных. Предполагается наличие разрывного нарушения в вулканогенно-осадочной толще. На территории её развития происходит плавный разворот положения пород, в результате чего запад – юго - западное падение пород меняется на юго - западное, что, вероятно, связано со смещениями вдоль субвертикального сдвига.

Породы метаосадочной части разреза имеют складчато-надвиговое строение. Наблюдаются складки размером от первых сантиметров до нескольких десятков метров, по морфологии - симметричные и асимметричные, по степени сжатости - изоклинальные и закрытые. Более крупные складки осложнены мелкой складчатостью. Вергентность осевых плоскостей - южная, азимуты погружения шарниров - восточные и западные, а углы погружения колеблются от 10° до 25°. Судя по близости элементов залегания осевых плоскостей складок и поверхностей надвигов, их формирование происходило синхронно. Слоистость в метаосадочных породах сечётся плоскостями кливажа, который параллелен осевым плоскостям складок. Там, где вышеупомянутые плоскостные элементы пересекаются, наблюдается линейность пересечения, которая параллельна шарнирам складок. В породах вулканогенно-осадочной толщи наблюдаются трещины отрыва с характерными плюм - структурами. Они залегают примерно перпендикулярно слоистости с азимутами простирания, варьирующими от 110° до 130° и углами падения от 60° до 80°. Это означает, что растяжение пород вулканогенно - осадочной толщи происходило вдоль простирания региональной структуры. Об этом также свидетельствуют вытянутые в том же направлении зерна породообразующих минералов в туфах.

Генезис вулканогенно-осадочной толщи на данный момент остаётся дискуссионной темой, однако чередование риолитов и пород основного состава можно интерпретировать

как результат выплавления лав при бимодальном магматизме, возникшего в ходе континентального рифтогенеза. Подтверждением этого могут быть наблюдаемые трещины отрыва, характеризующие обстановку растяжения. Однако те же хрупкие деформации секут также и складки в метаосадочной толще, что свидетельствует о более позднем этапе формирования. Следовательно, трещины растяжения не могут быть связаны с более древним рифтогенезом. Интерпретируя вышеперечисленные данные, можно сделать вывод, что вулканогенно-осадочная толща образует моноклинальную структуру с падением на запад – юго – запад и перекрывается породами бакаирской свиты. Контакт между ними резкий, тектонический, но без признаков крупных перемещений. Исходя из этого, структура антиклинальной складки, предложенная С.В. Литовчаком (1979), с точки зрения автора, требует существенных уточнений.

Автор выражает искреннюю благодарность А.К. Худолею и Д.В. Алексееву за предоставленные данные, а также за ценные замечания и советы.

Бакиров А. Б. (ред). Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). Бишкек: Илим, **2014**. 280 с.

Буртман В. С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. Труды Геологического Института. **2006**. № 570. С. 19–26.

Литовчак С. В, Кегель В. Н. Отчёт Каратокойской партии о результатах геолого-съемочных и поисковых работ масштаба 1:50000, проведённых на площади листов К-42-72-Г, К-43-61-В.// Геологический фонд Киргизской ССР. **1979**. Т. 1. С. 43-46, 112-114.

Худолей А. К., Семилеткин С. А. Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань) // Геотектоника. **1992**. № 1. С. 84–93.

Худолей А. К., Алексеев Д. В., Дюфрейн С. Э., Дегтярев К. Е., Летникова Е. Ф. Новые данные о возрастах обломочных цирконов из кокджотской серии и большекаройской свиты Малого Каратау (южный Казахстан) // Доклады Академии наук. **2018**. Т. 479. №2. С. 179-182

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД В СЕРПЕНТИНИТОВОМ МЕЛАНЖЕ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Зиндобрый В. Д.[1,2], Куликова А.В.[1,2,3], Буслов М.М.[1,2,3]

[1]Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, viktor_zindobryi@mail.ru

[2]Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

[3]Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань

Чарская зона находится в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, разделяет окраинно-континентальные комплексы Сибирского континента и Киргизско-Казахстанского супертеррейна и простирается с северо-запада на юго-восток через весь Восточный Казахстан более, чем на 100 км. На юго-западе Чарская зона граничит с Жарма-Саурским островодужным террейном, а на северо-востоке – с окраинно-континентальными толщами Калба-Нарымского террейна (Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Sengor et al., 1993; Dobretsov et al., 2003; и др.).

В Чарской зоне выделяется три типа меланжа, образующих Чарский офиолитовый пояс, расположенный в осевой части одноименной зоны, и включающих фрагменты океанической литосферы, аккреционных комплексов и островных дуг (Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2001). Серпентинитовый меланж первого типа включает блоки высокобарических пород, меланж второго типа состоит из блоков и чешуй пород океанической литосферы, метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой фации. Меланж третьего типа является тектоническим и состоит из чешуй меланжа первого и второго типа.

Нами был исследован фрагмент серпентинитового меланжа в районе урочища Бурша-Булак к востоку от пос. Георгиевка. В составе меланжа выделяется два типа пластин. Первый тип представлен блоками метаморфических пород, в том числе высокобарических, погруженных в серпентинитовый матрикс. Второй представлен серпентинитовым мелажем с включениями блоков и чешуй метабазальтов, сохранивших первичную магматическую структуру.

По минеральному составу, природе протолита и степени метаморфизма в результате проведенных петрографических исследований пород из блоков серпентинитового меланжа было выделено 5 типов пород:

1. Породы, метаморфизованные в условиях фации голубых сланцев. По составу они отвечают Gln-Phe сланцам, гранатовым и безгранатовым амфиболитам, эклогитам, а также Gln-Grt кремнистым сланцам.
2. Породы, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации. К ним относятся безгранатовые амфиболиты и Grt-Hbl кремнистые сланцы.
3. Переходные породы, в которых гранат частично перешел в хлорит и плагиоклаз, а барруазит - в роговую обманку на регрессивной стадии метаморфизма.
4. Породы, измененные в условиях фации зеленых сланцев и представленные Grt-кремнистыми и Chl-Ms сланцами.
5. Метабазальты, представленные Pl-Px порфиритами и афировыми базальтами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев.

Проведенные для метабазитовых пород петрохимические исследования показали, что на традиционной TAS-диаграмме (LeMaitre R.W. et al., 1989) метаморфические породы (Gln-Phe сланцы, амфиболиты и эклогиты) попадают в поля пикробазальтов, базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов и тефритов; а практически не измененные базальты – в поля базальтов, трахиандезибазальтов и андезибазальтов. На тройной классификационной диаграмме Al_2O_3-FeO_t+TiO_2-MgO (Jensen, 1976), построенной для метабазальтов, исследуемые породы попадают в поле высокомагнезиальных толеитов.

По геохимическим показателям метаморфические породы и метабазальты также отличаются разнообразием.

Большинство графиков распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (Sun, McDonough, 1989) для метабазальтов, сохранивших первичные структуры демонстрируют слабонаклонные спектры распределения REE, слегка обогащенные LREE относительно HREE - $(La/Yb)_N$=1,21 в среднем. На мультиэлементных диаграммах они также образуют слабо отрицательные спектры с сильной дифференциацией Rb, Cs, Ba, K и не имеют ярко выраженных аномалий. Дифференциацию LILE можно объяснить влиянием метаморфизма. Такие графики характерны для базальтов E-MORB типа. Однако для образца метабазальта №Б-18-398 графики распределения редкоземельных элементов демонстрируют спектры со слабым положительным наклоном ($(La/Yb)_N$=1,24), а на мультиэлементной диаграмме проявлены слабо выраженные отрицательные Th- и Eu-аномалии. Характер графиков свидетельствует о принадлежности этого базальта к N-MORB типу.

Большинство графиков распределения редкоземельных элементов для метаморфических пород имеют положительный наклон и обеднены LREE относительно

HREE - $(La/Yb)_N$= 0,66 в среднем. Также отмечается наличие небольшой отрицательной Eu-аномалии, свидетельствующей о фракционировании плагиоклаза. Мультиэлементные диаграммы также демонстрируют сильную дифференциацию Rb, Cs, Ba, K. Таким образом, протолитом для большинства метаморфических пород служили базальты N-MORB типа. Тем не менее, образец амфиболита (№ Б-19-58) демонстрирует на графике распределения редкоземельных элементов слабый отрицательный наклон ($(La/Yb)_N$= 1,69), на мультиэлементной диаграмме минимум по P и слабопроявленный минимум по Ti. Это свидетельствует, что протолитом для этого образца служили базальты E-MORB типа. Для образца гранатового амфиболита № Б-19-62 спектры распределения REE, сильно обогащенные LREE относительно HREE - $(La/Yb)_N$=9,42. На мультиэлементной диаграмме спектры также имеют резкий отрицательный наклон без значительного обогащения/обеднения каким-либо из элементов (не считая Cs, подвижного при метаморфизме). Такие спектры характерны для базальтов OIB типа. Два образца Gln-Phe сланцев (№ Б-19-64 и Б-19-69) имеют спектры распределения редкоземельных элементов, близкие к OIB (образец Б-19-64) с $(La/Yb)_N$= 4,71 и близкие к N-MORB (образец Б-19-69) с $(La/Yb)_N$= 0,6. Однако на мультиэлементной диаграмме образцы демонстрируют отчетливо проявленные Nb- и Ti-минимумы, характерные для островодужных базальтов.

По литературным данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрасты фенгита из Bar- и Grt-Bar-сланцев и эклогитов лежат в интервале от 444±4 до 449,8±5,2 млн. лет. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрасты барруазита из этих же пород - от 446,8±4,1 до 450±2,7 млн. лет (Volkova et al., 2008; 2016; Волкова и др., 2017). Этот возраст, по-видимому, отвечает времени эксгумации высокобарических пород из зоны субдукции. Согласно (Ермолов, 2008) $^{238}U/^{206}Pb$ возраст четырех цирконов из Gln-кварцитов отвечает интервалу от 441,7±7 до 456,1±7,3 млн. лет. Этот возраст можно интерпретировать как возраст прогрессивного метаморфизма при погружении океанических осадков в зону субдукции.

Таким образом, результаты исследований показали, что блоки пород в серпентинитовом меланже являются базальтами срединно-океанических хребтов, океанических островов, а также океанических островных дуг, которые совместно с кремнистыми осадками были погружены в зону субдукции и на различных уровнях изменены при различных PT-параметрах. В дальнейшем, при заклинивании зоны субдукции, они были выведены на поверхность в состав серпентинитового меланжа в результате эксгумации в позднем ордовике.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, **1994**. Т. 35 (7-8). С. 8-28.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н. Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, **2003**. Т. 44 (1-2). С. 49-75.

Волкова. Н.И., Хлестов В.В., Сухоруков В.П, Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов М.В. Глаукофаниты Чарской зоны (СВ Казахстан): природа протолита, P-T параметры и возраст метаморфизма // Геосферные исследования, **2017**. №1. С 7-15.

Ермолов П.В. Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана // Дискуссии, **2008**. №1. С. 76-85.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Москва: Изд-во Недра, **1990**. Книга 1, 311 с.; книга 2, 334 с.

Buslov M.M., SafonovaI.Yu., Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian ocean (Altay-Sayan

region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes // Geoscience Journal, **2001**. V. 5. P. 203–224.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovsky V.A. Neoproterosoic to Early Ordovocian evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Research, **2003**. V. 6. P. 143-159.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc, **1976**. 66 p.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. e. a. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, **1989**.

Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Asia // Nature, **1993**. V. 364. P. 299-307.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society. London, Special Publications, **1989**. V. 42. P. 313-345.

Volkova N.I., Simonov V.A., Travin A.V., Stupakov S.I., Yudin D.S. Eclogites in the Chara Zone, NE Kazakhstan: New Geochemical and Geochronological Data // Geochemistry International, **2016**. V. 54. № 2. P. 208–214.

Volkova N.I., Tarasova E.N., Polyanskii N.V., Vladimirov A.G., Khomyakov V.D. High-pressure rocks in the serpentinite melange of the Chara Zone, Eastern Kazakhstan: geochemistry, petrology, and age // Geochemistry International, **2008**. V. 46. № 4. P. 386–401.

УТОЧНЕНИЕ ГРАНИЦЫ СЕЙДОРЕЧЕНСКОЙ И ПОЛИСАРСКОЙ СВИТ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ ЗОНЫ

Касторный Н. А.[1,2], Тагирова А. Р.[1,2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

[2]АО «Северо-Западное ПГО», Санкт-Петербург, n.kastorny@gmail.com

Имандра-Варзугская зона (ИВЗ) представляет собой узкую рифтовую структуру (до 40 км) СЗ-ЮВ простирания и обрамляющую Центрально-Кольский массив по его южной части на протяжении 330 км. В 2018 году автором в составе ГСП АО «Северо-Западное ПГО» в южной части ИВЗ (Северо-Сергозерская площадь) были закартированы породы сейдореченской и полисарской свит.

Структура ИВЗ в целом соответствует синформной, с омоложением вулканических образований к югу разреза и общим направлением падения в ЮЗ-ЮЮЗ направлении с углами падения 20-40 градусов. Сейдореченская свита, мощностью 4-5 км (Ремизова, 2007), относится к стрельнинской серии (сумий) и расположена выше по разрезу порфировых базальтов кукшинской свиты. В пределах свиты выделяется две подсвиты: нижняя - аркозовые метапесчаники, сланцы; верхняя - коматиитовые метабазальты в основании разреза и метаандезибазальты в верхней части (Федотов,1984), которые перекрываются туфогенными метаконгломератами и коматиитовыми базальтами полисарской свиты (ятулий). Образцы для изучения (10 проб) были отобраны в районе горы Вонзуй и близ истока ручья Ворговый (рис. 1) из третьей пачки сейдореченской свиты (sd_2^3) и из второй пачки полисарской свиты (pl^2) (Ремизова, 2007).

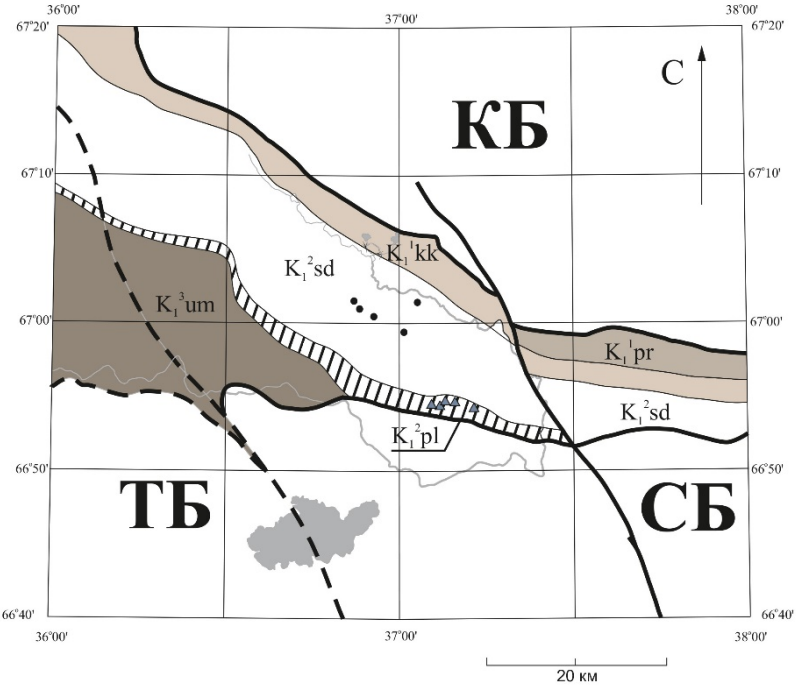


Рис. 1 Схематическое геологическое строение сдвоенного листа Q-37-VII, VIII по Ремизовой А.М., 2007 (толстыми линиями - разрывные нарушения; пунктирными линиями - предполагаемые разрывные нарушения): ТБ - Терский блок (гнейсы, амфиболиты, двуслюдяные сланцы); СБ - Стрельнинский блок (двуслюдяные сланцы, амфиболиты, гнейсы); КБ - Кейвский блок (щелочные граниты, габбро-анортозиты, вмещающие сланцы и метаконгломераты); ИВЗ: pr - пурчанская свита; kk - кукшинская свита; sd - сейдореченская свита; pl - полисарская свита; um - умбинская свита. Точки - толеитовые базальты (г. Вонзуй); треугольники - коматиитовые базальты (руч. Ворговый)

Изученные образцы представляют собой породы серовато-зеленоватого цвета, на свежем сколе с голубоватым отливом с массивной или миндалекаменной текстурами и порфировой структурой (с микродолеритовой основной массой). По минералогическому составу соответствуют метабазальтам эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма: 35-40% плагиоклаза, 35-40% актинолита, развитого по пироксену, 20% - хлорит, цоизит, эпидот, титанит и рудные минералы.

Изученные метавулканиты по диаграмме TAS преимущественно соответствуют андезибазальтам и базальтам ряда нормальной щелочности. Для определения серийности пород использовались диаграммы AFM и тернарная диаграмма Джексона. На диаграмме AFM (рис.2, А) пробы из сейдореченской свиты лежат в пределах границы толеитовой серии, либо слабо пересекаются с известково-щелочной серией. Однако для проб из полисарской свиты характерно увеличенное содержание MgO, в связи с этим была использована классификация Дженсона, позволяющая разделять вулканические серии высокомагнезиальных пород. На данной диаграмме (рис. 2, Б) фигуративные точки составов пород образуют две явных группы пород: высокожелезистые толеитовые базальты и коматиитовые базальты.

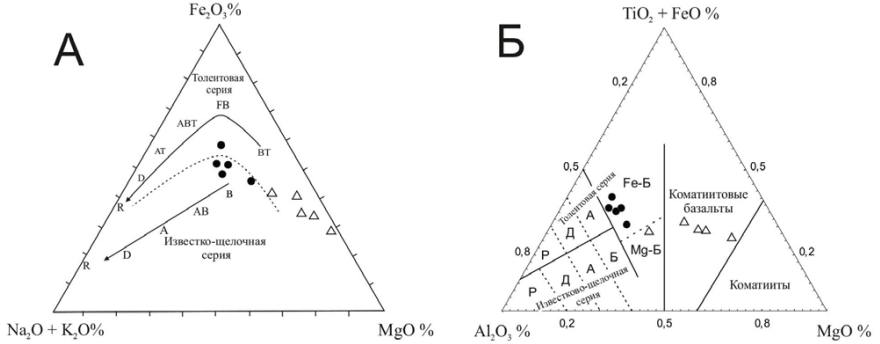


Рис. 2 Тернарные диаграммы: А – диаграмма AFM; Б – диаграмма Дженсона: Р – риолит, Д - дацит, А – андезит, Б – базальт, Fe-Б – высокожелезистый базальт, Mg-Б – высокомагнезиальный базальт. Точки – сейдореченская свита, треугольники – полисарская свита

Кривая распределения РЗЭ характеризуется плавным наклоном (рис.3, А): это обусловлено преобладанием легких РЗЭ (La – Eu) относительно тяжелых (Gd – Lu). Также стоит отметить, что не наблюдается изменчивости вверх по разрезу. Отрицательная аномалия Eu вероятно вызвана тем, что плагиоклаз кристаллизуется и выпадает в рестит.

Отрицательная Nb-аномалия (рис. 3, Б) может являться характеристикой континентальной коры и индикатором вовлечения корового компонента в магматические процессы (Скляров, 2001). Преобладание крупноионных некогерентных элементов (Ba, Rb), легких РЗЭ, а также U и Th над тяжелыми РЗЭ в породах может быть обусловлено тем, что вещество источника магмы образовано при плавлении погружающейся океанической коры или осадка (Мартынов, 2010).

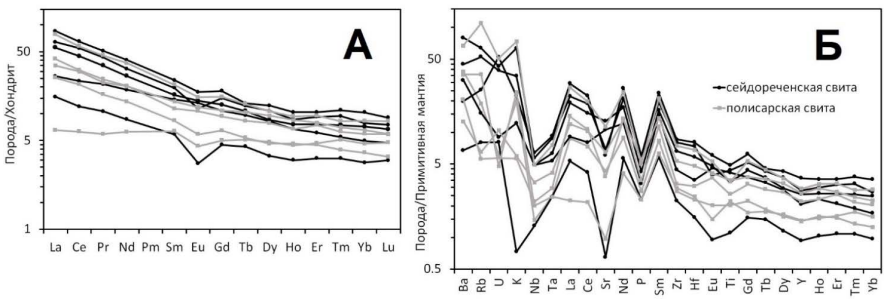


Рис. 3 А – диаграмма распределения РЗЭ (нормировано на хондрит по Sun and McDonough, 1989);
Б – мультиэлементарная диаграмма (нормировано на примитивную мантию по Sun and McDonough, 1989)

По дискриминационной диаграмме (рис. 4) можно сделать вывод, что магматическая камера пород полисарской свиты могла располагаться в пределах нижней земной коры (LCC), а породы сейдореченской свиты претерпели значительную контаминацию на ранних стадиях развития континентального рифта.

Таким образом, можно сделать вывод, что исследуемые вулканиты относятся к породам нормальной щелочности и соответствуют базальтам толеитовой и коматиитовой серий. На основе анализа микроэлементов можно говорить о вероятной контаминации исходных магм веществом земной коры. В результате проделанной работы можно утверждать, что отобранные пробы соответствуют третьей пачке сейдореченской свиты и второй пачке полисарской свиты (Ремизова, 2007; Федотов, 1984), что может являться дополнительным картировочным признаком при сепарации вулканитов в условиях плохой обнажённости и заболоченности местности Северо-Сергозерской площади.

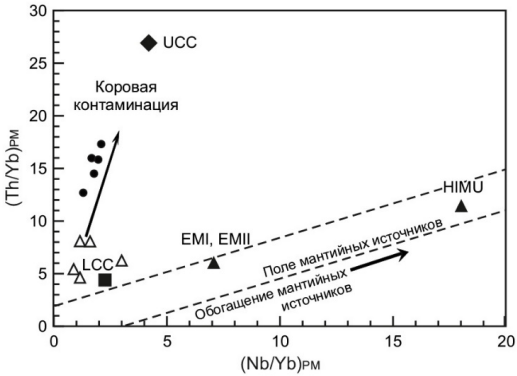


Рис.4 Дискриминационная диаграмма, показывающая вероятное происхождение источника магмы; положение значений верхней континентальной коры (UCC) и нижней континентальной коры (LCC) взяты из работ Taylor and McLennan (1985); значения обогащенных мантийных источников (EMI, EMII, HIMU) взяты из работы Condie (2001). Точки – сейдореченская свита, треугольники – полисарская свита

Авторы выражают искреннюю благодарность за предоставленные материалы Житниковой И. А. и Матреничеву А. В., а также Алфимовой Н. А. за помощь в редактировании и написании работы.

Геологическая карта 1:200000 сдвоенный лист Q-37-VII, VIII (Чалмны-Варе). Составители: Ремизова М. А. **2007**.

Мартынов Ю. А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, **2010**. 228 с.

Скляров Е. В. и др. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие. М.: Интермет Инжиниринг, **2001**. 228 с.

Федотов Ж. А. Состав вулканических пород зоны Имандра-Варзуга и эволюция раннепротерозойского вулканизма Кольского региона: дисс. канд. г.-м. наук: 04.00.08. Апатиты, **1984**. 261 с.

Condie K. C., 2001. Mantle Plumes and Their Record in Earth History. Cambridge University Press, Oxford, UK.

Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins: Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., **1989**. № 42. p. 313–345.

Taylor S. R., McLennan S. M. **1985**. The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific, Oxford.

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЙ ПАРАГЕНЕЗИС КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНОЙ ЗОНЫ БАССЕЙНА РУЧЬЯ КРИВОЙ ЮЖНО-МУЙСКОГО БЛОКА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Кунгулова Э. Н.
Томский государственный университет, Томск, kun2609@mail.ru

Кварцево-жильные зоны зачастую являются сложно построенными, однако, несмотря на это, они имеют вполне закономерные особенности строения, которые определяются развитием структурных деформаций. Минеральные жилы маркируют декомпрессионные области растяжения, способствующие образованию трещин, контролирующих транспортировку флюида. Параметры взаимного расположения кварцевых жил формируют структурный рисунок, что определяет развитие структурного парагенезиса (Лукьянов, 1991). Расшифровка структурных парагенезисов является частью парагенетического анализа и позволяет решать кинематическую задачу. В ходе исследований описан структурно-кинематический парагенезис, формирующийся в условиях надвиговых деформаций, выявлена кинематическая природа кварцевых жил различной ориентировки и выделены их характерные особенности.

Район исследований расположен на территории Северной Бурятии в пределах Южно-Муйского блока Байкало-Витимской складчатой зоны в бассейне ручья Кривой. Кварцевые жилы локализованы в нерасчлененных гранитах бамбукойского, жанокского и витимского комплексов рифейского возраста (Рыцк, 2007). Надвиговая система, контролирующая кварцево-жильную зону имеет северо-западное (300-310^0) простирание и включает в себя многочисленные рамповые и дуплексные пакеты.

В составе структурно-парагенетического образования надвиговой зоны выделяются парагенетически закономерные системы разломов. Среди них определяются магистральные разломы, выступающие в качестве сместителя, а также оперяющие их вторичные трещины диагональной ориентировки и систематические трещины отрыва типа «joints». На основе чего, в структуре кварцево-жильной зоны выделено три типа кварцевых жил: субсогласные сместителям разрывных нарушений (магистральные жилы); жилы, которые выполняют трещины, оперяющие сместитель дизъюнктива (субмагистральные жилы); жилы, трассирующие трещины отрыва (синдеформационные жилы).

Далее будут более подробно описаны основные характеристики каждого типа кварцевых жил.

Мощные магистральные жилы юго-западного падения (242∠30) связаны со сбросовыми деформациями в тыловых зонах надвиговых нарушений. Для кварца такого типа жил отмечается фрагментарная структура агрегатов, обусловленная системой единичных изгибов или полос деформации. Кроме того, отмечается присутствие практически не деформированных зерен кварца с извилистыми границами и большим количеством флюидных включений, размером от 20 до 40 нм.

Субмагистральные жилы, диагонально ориентированные относительно магистральных жил и имеют встречное направление падения (352∠42). Кварцевые агрегаты субмагистральных жил сильно деформированы и характеризуются микрогранобластовой структурой с пересечением полос деформации. В этом случае, новообразованные зерна кварца образовали цепочки и прослои, разделяя деформированный индивид на фрагменты (Кабанова, 2016). Кроме того, отмечаются наложенные транскристаллитные деформации, не привязанные к границе зерен. Такой кварц имеет большое количество мелких (до 10 нм), преимущественно водных включений (по результатам КР-спектроскопии).

Синдеформационные жилы трассируют пологие трещины отрыва, формирующиеся при растяжении фланговых взбросо-сдвигов (118∠8). Жильный кварц имеет фрагментарно-мозаичную структуру, обусловленную полигональным субблокированием зерен в пределах полос деформаций. Кварц синдеформационных жил имеет большое количество вторичных включений.

Таким образом, выделенные особенности кварца жил структурного парагенезиса надвиговой системы характеризуются параметрами и интенсивностью тектонических процессов. Появление в магистральных жилах крупных не деформированных зерен кварца с мигрирующими границами может говорить о процессах первичной и вторичной рекристализации с последующим проявлением процессов высокого всестороннего тектонического сжатия при температурах не ниже 400-500^{0}С (Кораго, 1988). Структуры кварца, оперяющих жил указывают на влияние пластических деформаций в следствии повышения температуры после тектонических процессов.

Кабанова Л. Я. Изучение кварцевых агрегатов. Челябинск: Издательский центр ЮУрГУ, **2016**. 30с.

Кораго А. А., Козлов А. В. Текстуры и структуры жильного кварца хрусталеносных областей. Ленинград: Недра, **1988.** 159 с.

Лукьянов А. В. Пластический деформации и тектоническое течение в литосфере. Москва: Наука, **1991**. 144с.

Рыцк Е. Ю., Ковач В. П., Коваленко В. И., Ярмолюк В. В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. **2007**. №6. С. 23-51.

СТРУКТУРА И ДЕФОРМАЦИИ КАРАДЖИЛГИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА, СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Кушнарева А. В.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
nastaskush@gmail.com

Каледониды западного окончания Киргизского хребта Северного Тянь-Шаня включают в себя верхнедокембрийские и нижнепалеозойские комплексы. Караджилгинский массив относится к мезопротерозойским гранитоидным комплексам и входит в состав Макбало-Бурханской зоны (Дегтярев и др., 2014, 2011). Сложное складчато-надвиговое строение данной зоны обуславливает отсутствие единого тектонического районирования территории и единой модели взаимоотношения структурных единиц.

Рассматриваемый массив и сопряженная с ним осадочная рама является областью сочленения крупных антиклинальных сооружений Ичкелетаусского антиклинория и Киргизского антиклинория.

Изучение структурного плана массива производилось в ходе полевых работ 2018-2019 гг.., которые сопровождались отбором ориентированных образцов и составлением структурной карты 1:25 000 масштаба.

Караджилгинский массив обладает вытянутой в северо-западном направлении формой в плане. В геологическом строении района принимают участие метаморфизованные породы верхнего рифея ортотаусской свиты, прорванные в разной

степени разгнейсованными и милонитизированными гранитами с сопровождающими их жильными породами, а также более молодыми интрузивными породами основного состава.

Граниты деформированы неоднородно. В пределах одного обнажения может наблюдаться плавный переход от гранитов или гнейсовидных гранитов до милонитов. Поля недеформированных гранитов занимают меньшую площадь массива, по сравнению с разгнейсованными (рис. 1). Интенсивность внутренней деформации массива сильно варьируется.



Рис. 1 Милонитизированные и разгнейсованные граниты Караджилгинского массива.

В гранитах массива выделяется несколько фаз внедрения. Раннюю фазу слагают среднезернистые монцониты и монцодиориты, главную фазу порфировидные биотитовые граниты (Дегтярев и др., 2014). Возраст гранитов главной фазы по U–Pb датированию составляет 1094±8 млн. л. (Kröner et al., 2013). Дополнительные фазы образованы мелко-микрозернистыми аплитовидными гранитами.

Ортотаусская серия, обрамляющая Караджилгинский массив, представлена тремя пачками. Нижняя пачка сложена сильно деформированными серыми глинистыми сланцами. Средняя пачка представлена среднеплитчатыми бежевыми мраморизованными известняками с доломитовыми прослоями. Верхняя пачка включает в свой состав плойчатые глинистые сланцы. Породы данной серии смяты в складки различного масштаба, сильно дислоцированы и рассечены многочисленными разломами.

Осадочная рама вместе с гранитами образуют общую синформу. Шарнир Караджилгинской синформы погружается в ЮЮВ направлении. Сланцеватость пород в северном обрамлении массива круто падает в южном и юг-юго-западном направлении под углами от 50 до 80°. Юго-западное крыло синформы круто погружается на север. Структура осложнена складками второго порядка, особенно многочисленны складки в северном крыле.

В пределах массива наблюдается изменение ориентировки гнейсовидности. Она соответствует рассланцованности толщ ортотаусской серии. В западном окончании массива отмечается отчетливое переклинальное замыкание синформы с падением слоев к юго-востоку под углом 40-65°. Восточный фланг осложнен многочисленными разломами, которые затушевывают особенности строения складчатой формы.

В ходе изучения пород на микроуровне были встречены индикаторы направлений перемещений, которые фиксировали преимущественно левосдвиговую кинематику. Индикаторы отмечаются как в гранитоидах, так и в сланцевых толщах.

В литературе описан тектонический характер контакта гранитов с вмещающими породами, из чего делался вывод о надвиговой природе формирования наблюдаемой структуры массива (Дегтярев и др., 2014). Однако, в ходе полевых работ и многочисленных наблюдений были установлены интрузивные контакты с вмещающими терригенно-

карбонатными толщами ортотаусской свиты. Был отмечен секущий характер контакта, апофизы и в различной степени ороговикованные сланцы верхней пачки ортотаусской серии в приконтактовых зонах. На контакте гранитов со средней пачкой наблюдаются метасоматические изменения самих гранитов и магнезиальные скарны по доломитам. Тектонические контакты локальны и явно нарушают интрузивные. Таким образом, высказывавшиеся ранее предположения о покровной природе Караджилгинского массива не подтвердились.

Дегтярев К. Е., Рязанцев А. В., Третьяков А. А., Толмачева Т. Ю., Якубчук А. С., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Ковач В. П. Строение каледонид Киргизского хребта и тектоническая эволюция Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии - раннем палеозое. Геотектоника. **2014**. 3–38 с.

Дегтярев К. Е., Третьяков А. А., Рязанцев А. В., Котов А. Б. Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): Структурное положение, строение, обоснование возраста. Доклады академии наук. **2011.** 219–223 с.

Kröner A., Alexeiev D. V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Belousova E., Mikolaichuk A. V., Seltmann R., Liu D., Kiselev V. V. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen. Gondwana Research. **2013**. 272–295 p.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОСОЛЕНОСТИ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА (ЕНИКАЛЬСКИЙ ПРОЛИВ) В САРМАТСКОЕ ВРЕМЯ

Меренкова С.И., Серегина И.Ф., Габдуллин Р.Р., Ростовцева Ю.В., Большов М.А.
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва,
koshelevasof@mail.ru

Изучение сарматских отложений Керченско-Таманского региона имеют длительную историю. С XIX века и вплоть до настоящего момента шло постепенное накопление фактического материала и знаний об этом этапе развития Восточного Паратетиса. Палеогеография сарматского бассейна (как и для других неогеновых водоемов Восточного Паратетиса) в пределах Керченско-Таманского региона ввиду присутствия в отложениях большого количества фаунистических остатков выстраивалась преимущественно по палеонтологическим данным. Разрезы сармата Таманского полуострова детально охарактеризованы по моллюскам, фораминиферам, остракодам, диатомовым водорослям (Popov et al., 2016), что делает их как нельзя более подходящими для оценки эффективности специализированных методик. Впервые используемые для изучаемых отложений методы интерпретации геохимических данных с целью реконструкции солености вод Восточного Паратетиса в пределах Керченско-Таманского региона (Еникальского пролива) могут быть применены для отложений, лишенных ископаемых остатков или отличающихся слабой индикаторной функцией видов фауны и флоры, присутствующих в них.

Для исследования использованы образцы сарматских глинистых пород, отобранных из опорного разреза мыс Панагия Таманского полуострова. Измерения выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (МС-ИСП) с

использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7500C (Agilent Technologies, Япония) в лаборатории спектроскопических методов анализа кафедры аналитической химии Химического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Для реконструкции относительного и абсолютного изменения палеосолености в Керченско-Таманской части Восточного Паратетиса были использованы отношение Sr/Ba и содержание бора. Изменение отношения Sr/Ba позволяет проследить относительные изменения солености в палеобассейне (отношение возрастает прямо пропорционально солености). К пресноводным относят отложения с величиною Sr/Ba<1, а к морским - со Sr/Ba>1 (Юдович и др., 2011). Бор - один из наиболее изученных и широко используемых индикаторов палеосолености. Шведскими учеными (Landergreen et al. 1969) было предложено отношение для расчета солености по содержанию бора на основании анализа обширного материала глубоководного бурения:

$$\mathbf{S = (B/27{,}9)^{2{,}32}},$$

где S - палеосоленость в ‰, B - измеренное инструментально содержание бора в осадках (г/т),

Наиболее высокие из полученных значений Sr/Ba (рис. 1), отражающих степень солености вод палеобассейна, свойственны нижнесарматским отложениям. Пониженные значения Sr/Ba отмечаются в составе средне- и верхнесарматских пород. В переходных слоях от среднего к верхнему сармату, а также от сармата к мэотису установлены повышенные соотношения рассматриваемого параметра.

При пересчете содержаний бора в числовые показатели солености (S‰, промилле) по приведенной выше формуле (Landergreen et al., 1969), были получены следующие значения. Для пород, относящихся к нижней части нижнего сармата, соленость оценивается около 10‰ (значения меняются в диапазоне 6 - 19‰), с понижением ее до 6,4‰ к концу раннего сармата. В начале среднего сармата соленость вод была около 7‰, в конце - 5‰ (отсутствуют образцы из «средней части»), что свидетельствует, вероятно, о начавшемся общем опреснении бассейна. Далее, вверх по разрезу, фиксируется повышение солености до 5,5 - 10‰, установленное в самом начале позднего сармата, с последующим её постепенным снижением до 5,5 – 6,4 ‰ в середине и до 2,6 – 4,6 ‰ к концу этого времени. Фактически, на границе сармата с мэотисом соленость вод повышается до 5,9 ‰, отражая начало мэотической трансгрессии и осолонение бассейна.

Ранее было установлено, что в конце сармата соленость снизилась до 4-9‰, т.к. с начала второй половины позднего сармата началось постоянное поступление пресных вод (Невесская и др., 2004).

Для разрезов Тамани (г. Зеленского, м. Панагия) С.В. Поповым (Popov et al., 2016) по малакофауне в отдельных слоях установлена соленость 14–15‰ в раннем сармате, около 14‰ в среднем (трудно оценить из-за эндемичных видов) и сильное ее снижение – до 4–9‰ – в позднем сармате с последующем ее повышением в начале мэотиса до 15‰. Для сарматских отложений соседнего региона - Восточной Грузии – Л. Попхадзе (Popkhadze, 2017) установлено интенсивное опреснение с конца среднесарматского времени по исчезновению фораминифер рода *Elphidium*, которые широко распространены в миоценовых отложениях Восточного Паратетиса. Типичные для сарматских отложений *Elphidium macellum (F. et M.)* и *E. crispum (Linne)* адаптированы к солености 4-13 ‰.

Таким образом, получены данные по солености в промилле, рассчитанные по геохимическим данным (от 6 до 19‰ в раннем сармате, 5 - 17‰ в среднем сармате и 2 - 10‰ в позднесарматское время) не противоречат существующим представлениям о геологическом развитии изучаемого района, основанных на палеонтологических и литологических данных.

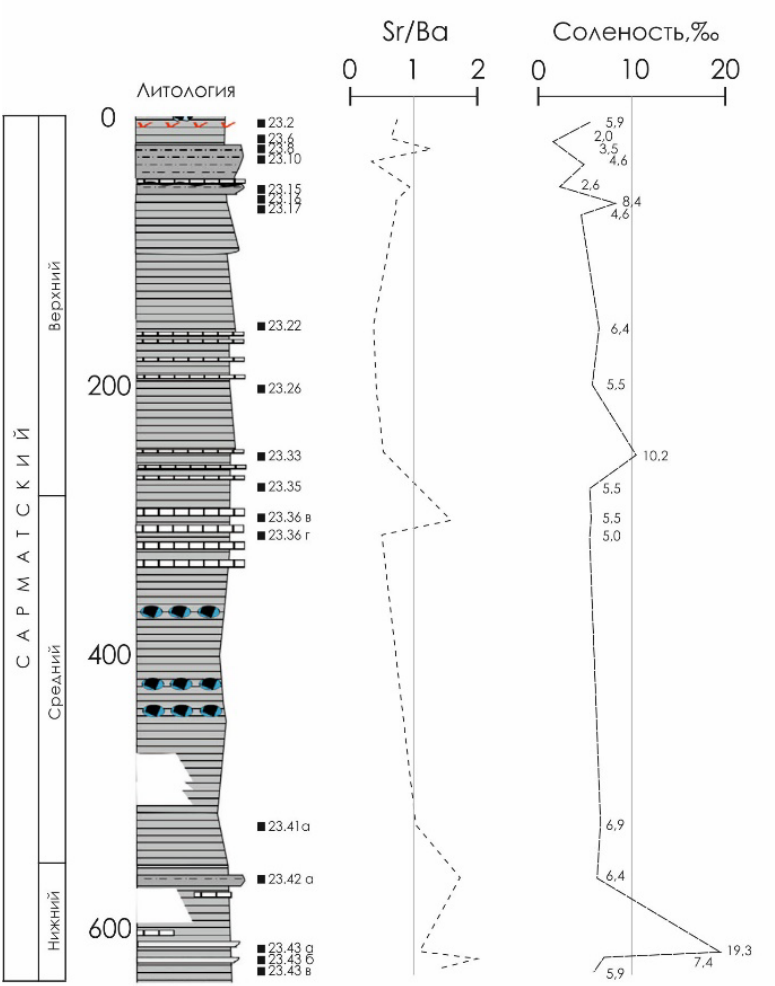


Рис. 1 Кривые изменения содержания основных элементов-индикаторов солености на протяжении сарматского века в таманской части Еникальского пролива (разрезы г. Зеленского – мыс Панагия). Соленость, ‰ – рассчитанное по содержанию бора значение солености в промилле

Невесская Л. А., Коваленко Е. И., Белуженко Е. В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов европейской части России. М.: ПИН РАН, **2004**. 83 с.

Юдович Я. Е., Кетрис М. П. Геохимические индикатор литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, **2011**. 742 с.

Landergreen S., Carvajal M. C. Geochemistry of boron, III. The relacionship between boron concentration in marine clay sediments expressed as an adsorption isotherm // Arkiv. Mineral, Geol. 5, **1969**.

Popkhadze L. Paleoecological Data of the Sarmatian Basin on Microfauna of East Georgia// Bulletin of the Georgian National Academy of Sciences. **2017**. 11. P. 139-145.

Popov S. V.; Rostovtseva Y. V.; Fillippova et al. Paleontology and stratigraphy of the Middle–Upper Miocene of the Taman Peninsula: Part 1. Description of key sections and benthic fossil groups // Paleontol. J. **2016**, 50, P. 1039–1206.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРБИДИТОВ ЮЖНОГО АЛТАЯ

Миннебаев К.Р.[1], Буслов М.М.[1, 2]

[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, minnebayev17@gmail.com

[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск

Объектом исследования является разрез туфогенно-осадочных пород, представляющие собой стратотип курайской свиты, расположенный на берегу р. Чуя, вблизи п. Чаган-Узун. Целью данной работы является геологическая характеристика отложений и изучение природы их формирования.

Турбидиты – это отложения мутьевых потоков на дне морей и океанов, представленные кластическими осадками разной размерности и степени окатанности. Периодическое поступление осадков мутьевых потоков на морское дно нарушает обычный ход седиментации и создаёт в донных осадках серию ритмов. (Лисицын, 1988)

Интерес к турбидитам обуславливается тем, что исследованиями морей и океанов за последние десятилетия установлена крайняя неравномерность в распределении мощностей донных осадков (от десятков метров до 15—20 тыс. м). Определены главные скопления осадочного вещества на трех глобальных уровнях, отвечающих перегибам гипсографической кривой Земли: граница река—море (базис эрозии континентов); основание континентального склона (уровень 3—5 тыс. м); глубоководные впадины (уровень 6—11 тыс. м) (Лисицын, 2009).

К подобным зонам с лавинной седиментацией предположительно относится и объект исследований – курайская свита (рис. 1).

Исследуемый объект представлен песчаниками, туфами, туфопесчаниками, кремнистыми породами и алевролитами. Обнаженность основания разрезов плохая в связи с перекрытием свалами коллювия. Мощность толщ порядка 200 м.

В общем виде наблюдается ритмичность отложений с мощностью циклов около 5-10 сантиметров, циклы представлены последовательностью песчаников, алевролитов и кремнистых пород. Слоистость в курайской свите падает на ССВ под углом 30-40°. На основании того, что в данных отложениях наблюдается градационная слоистость с постепенным уменьшением размерности обломков, эти породы отнесены к отложениям мутьевых потоков - турбидитам (Буслов и др., 2013).

Для изучения и визуализации макропетрологии образцов была применена технология сканирования их спилов в воде (Трофимова и др., 2012). Для сканирования применялся сканер EPSON SX235W. Технология сканирования спилов в воде равномерно и однообразно «проявляет» текстурный рисунок пород, делает его насыщенным и контрастным.

Помимо данного метода были изготовлены петрографические шлифы (Недоливко, 2012). Проведено их описание и определены породообразующие минералы при помощи поляризационного микроскопа (ЛОМО ПОЛАМ РП-1) (Даминова, 1964).

Далее была выделена тяжелая фракция из образцов, слагающих данный объект с использованием тяжелой жидкости (натрий поливольфромат) и центрифуги (Михайлов и др., 2012). В дальнейшем, на основе явления комбинационного рассеяния (Бёккер, 2009) был определен минеральный состав тяжелой фракции при помощи Рамановского конфокального микроскопа inVia Qontor.

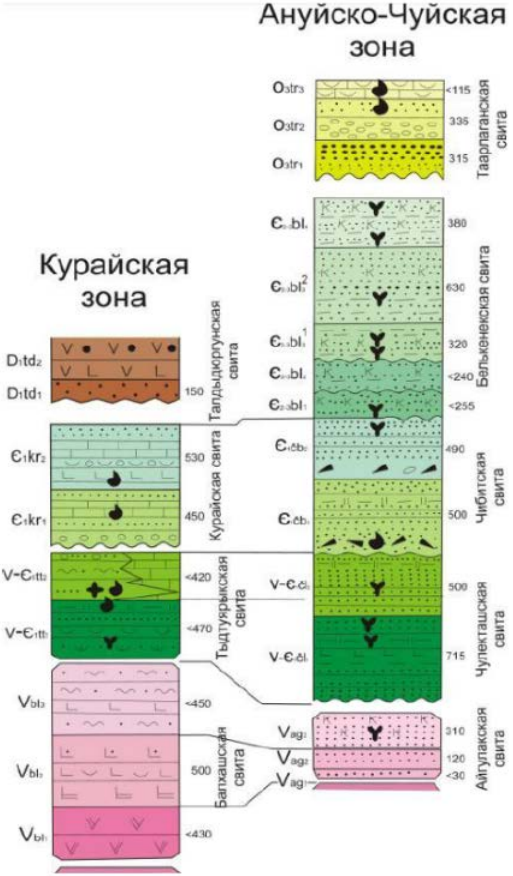


Рис. 1 Стратиграфическая колонка, основанная на данных геолого-съемочных работ (Гусев, Киселев, 1988).

По результатам проведенных анализов образцов сделаны следующие выводы:

Разрез изучаемых отложений (в районе отбора) представлен обломочными ритмично-слоистыми породами. Градационная текстура (с постепенным убыванием размера обломков вверх) является свидетельством отложения обломочного материала из мутьевых турбидных потоков в глубоководном бассейне. Об этом также свидетельствуют кремнистые породы, завершающие формирование ритмично-слоистых циклов.

Среди выявленных циклитов встречаются линзы и прослои вулканомиктовых грубообломочных пород, что позволяет сделать вывод об условиях формирования терригенных пород в обстановке лавинной седиментации вблизи действующих вулканов.

Структурное положение турбидитов в обрамлении Чаган-Узунского офиолитового массива, серпентинитовый меланж которых включает эклогиты – маркеры палеосубдукционных зон (Буслов, 1992), и вулканомиктовый состав обломков терригенных пород, позволяет утверждать, что их формирование происходило в условиях глубоководного желоба вблизи островной дуги.

Бёккер Ю. Спектроскопия. Москва: Техносфера, **2009**. 528 с.

Буслов М. М. Тектонические покровы Горного Алтая. Новосибирск: Наука. **1992**. 95 с.

Буслов М. М., Джен Х., Травин А. В., Отгонбаторд Д., Куликова А. В., Чен Минг, Семаков Н. Н., Рубанова Е. С., Абилдаева М. А., Войтишек А. Э., Трофимова Д. А. Глори С. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, **2013**, №10. С. 1600-1627.

Гусев Н. И., Киселев Е. А. Стратиграфическая последовательность докембрийских отложенийюго-восточной части Горного Алтая / / Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири (рифей и венд). - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. **1988**. С. 125-134.

Даминова А. М. Породообразующие минералы. Москва, **1964**.

Коржнев В. Н. Стратиграфия кембрийских отложений Северо-восточной части Горного Алтая // «Науки о Земле». **2012**. С. 196-203.

Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. Москва: Наука, **1988**, 309 с.

Лисицын А. П. Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадконакопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане // Геология и геофизика, **2009**, Т. 50. № 4. С. 373—400.

Михайлов В. В., Гордиенко В. В. Пhостейшие лабораторные методы выделения мономинеральных фракций. Учебно-методическое пособие, Санкт-Петербург, **2012**.

Недоливко Н. М., Ежова А. В. Петрографические исследования терригенных и карбонатных пород-коллекторов. Издательство Томского политехнического университета, Томск, **2012**.

Никишин А. М. Механизмы формирования осадочных бассейнов // Соросовский образовательный журнал, **2001**, № 4, С. 63-68.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Москва, **1969**.

Трофимова Е. Н., Алексеева Е. В и др. Методика проявления структурно-текстурных особенностей горных пород с макроскопически скрытым, неконтрастным или слабовыраженным рисунком. // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО-Югры. - Ханты-Мансийск: Издательский Дом «ИздатНаукаСервис». **2012**.

Федак С. И., Туркин Ю. А., Гусев А. И., Шокальский С. П., Русанов Г. Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ; **2011**, 567 с.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ОСОБЕННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕНДЫМСКОГО ГОРИЗОНТА ТАТАРСТАНА

Михеева А. Д., Муллакаев А. И.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань,
miheevaangelina@yandex.ru

В работе представлены результаты изучения карбонатных отложений Татарстана, приуроченных к мендымскому горизонту. Их литологическая характеристика производилась на основе макро - и микроописания, особенности органического вещества были исследованы термическим методом. Изучаемый материал систематизирован по литологическим признакам с типизацией образцов по содержанию органического вещества (ОВ).

Мендымский горизонт входит в состав среднефранского подъяруса верхнего девона и простирается почти по всей территории Волго-Уральской провинции. Горизонт сложен карбонатными и глинисто-мергельно-карбонатными породами, в различной степени битуминозными, с изменчивой мощностью и литологическим составом. Отложения горизонта образованы в начале регрессивной стадии формирования девонского бассейна. Условия образования мендымских отложений на данной территории заключаются в повсеместном накапливании карбонатных осадков открытого мелководного морского бассейна в течение относительно спокойного тектонического режима (Буров и др., 2003). Для изучения использован керновый материал из скважины, пробуренной в пределах Северо-Татарского свода, который представляет собой крупный вытянутый массив. С запада, востока и юга Северо-Татарский свод ограничивается Казанско-Кажимским, Камско-Бельским авлакогенами и Мелекесской впадиной (Хисамов, 2006). По высокому содержанию ОВ обнаруживается определенное сходство мендымских образований с доманиковыми, что позволяет относить их к доманиковой формации. Породы доманиковой формации считаются нефтематеринскими и на данный момент рассматриваются в качестве альтернативного нефтеперспективного объекта добычи. Образования мендымской свиты залегают на битуминозных известняках или сланцах доманиковой свиты со следами размывов. Мендымские отложения пользуются развитием по всей территории востока Республики Татарстан. Границы данной свиты устанавливаются довольно четко по палеонтологическим и петрографическим данным (Антропов и др., 1960).

По содержанию ОВ отложения мендымского горизонта можно разделить на два типа: высокоуглеродистые породы - темные образцы с высоким содержанием ОВ и низкоуглеродистые породы – светлые образцы с низким содержанием ОВ. Высокоуглеродистые породы представляют собой тонкое переслаивание известняков глинистых, битуминозных, коричневато-темно-серых с тонкозернистым мергелем; мергелей битуминозных, черных, массивных, тонкозернистых; известняков темно-серых, тонкозернистых и мелкозернистых, неравномерно глинистых, битуминозных. Микроскопически — это карбонатные породы неравномернозернистые, массивные, содержащие большое количество остатков фоссилий (птеропод, брахиопод и т.д.), с выделениями кальцита по трещинам или в виде линз и со стяжениями пирита. Низкоуглеродистые породы представлены светло-серыми, крепкими, плотными известняками мелкозернистыми, перекристаллизованными. Микроскопически — это кремнисто-карбонатные породы светло-серые с включениями пирита и небольшим количеством обломков раковин, неравнозернистые, мелко- и среднезернистые, с массивной текстурой.

Изучение органического вещества пород проводилось термическим методом, в частности - методом термогравиметрии и дифференциальной сканирующей калориметрии

(ТГ и ДСК). Суть метода заключается в нагревании образца и одновременной регистрации изменения массы и величины теплового поля реакций. Метод позволяет оценивать степень нефтенасыщения породы и характеризовать минеральный состав. В ходе эксперимента образцы нагревались до 900°С в воздушной среде. Изменения массы при температурах до 200°С связаны с потерей воды из образцов. При температурах 400-480°С во многих образцах регистрируются экзотермические пики кривой ДСК. Согласно литературным данным (Иванова и др., 1974), температура начала экзотермических пиков окисления пирита составляет 380°С. Однако, в присутствии ОВ этот показатель может смещаться в большую сторону. В связи с этим констатируется наличие пирита в исследуемых образцах и отмечается реакция окисления Fe_2S с выбросом тепловой энергии. Изменение массы, связанное с данным процессом, незначительно, в виду небольшого содержания пирита в породе. Дальнейшее изменение массы при нагревании в большей степени связано с присутствующими в образцах УВ или их нефтегенерационным потенциалом. Так, образцы с высоким содержанием ОВ характеризуются экзотермическим эффектом и значительной потерей массы в интервале температур 400-600°С (нефтенасыщение до 15%), в то время как образцы с низким содержанием ОВ обладают нефтенасыщенностью на уровне первых процентов. Процессы термической деструкции ОВ не однородны, наблюдаются различные пики экзотермических реакций при разных температурах. Вероятнее всего, это связано с разной температурой окисления разных типов органического вещества. По данным (Топор и др., 1987), в этом диапазоне 150–400°С происходит термоокислительная деструкция легких и средних фракций углеводородов, а в интервале 400–650°С - тяжелых фракций и керогена. Эндотермические эффекты реакции в образцах приурочены к температурам, близким к 600-700°С. При этих значениях температуры протекают реакции разложения минеральных компонентов карбонатов с поглощением тепловой энергии.

Таким образом, отложения мендымского горизонта представлены двумя типами высоко- и низкоуглеродистых пород. Высокоуглеродистые образцы обладают нефтенасыщением до 15%, в то время как низкоуглеродистые образцы нефтенасыщенны лишь на первые проценты. Это объясняется особенностями осадконакопления ввиду того, что по происхождению ОВ является, вероятнее всего, сингенетичным минеральной компоненте, т.е. формировалось одновременно с процессами осадконакопления.

Антропов И.А., Батанова Г.П. Стратиграфия девона востока Татарии. Казань: Труды Казанского филиала Академии наук СССР, **1960**. 198 с.

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

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розинова Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: «Недра», **1974.** 399 с.

Топор Н. Д., Мельчакова Л. В., Огородова Л. П. Термический анализ минералов и неорганических соединений. МГУ Москва, **1987**. 188 с.

Хисамов Р.С. Тектоническое и нефтегеологическое районирование территории Татарстана. Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, **2006**. 328 с.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО АКТЮЗСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Москаленко А. Н.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
moskalenko@protonmail.com

Эклогитоносный Актюзский комплекс расположен в киргизском Северном Тянь-Шане и представлен неопротерозойскими гранитоидными гнейсами, метаморфизованными в коллизионной обстановке в раннеордовикское время 480-475 млн. (Kröner et al., 2012). Общие тектонические построения региона основываются в первую очередь на положении эклогитоносного комплекса по отношению к континентальному массиву Северного Тянь-Шаня на юге и Джалаир-Найманскому офиолитовому шву на северо-востоке (Бакаиров, 1978). Однако, детальных структурных исследований в регионе ранее не проводилось. В настоящей работе приведены предварительные результаты структурного анализа Актюзского комплекса.

В гранитоидных гнейсах Актюзского комплекса широко развита линейность удлинения, которая характеризуется однообразной ориентировкой метаморфических минералов. Исследование сланцеватости показывает, что сланцеватость характеризуется паданием в северных румбах, однако иногда на крыльях складок фиксируются и южные падения. Перпендикулярно простиранию сланцеватости широко развиты как S- так и Z-образные складки, шарниры которых полого погружаются преимущественно на запад-юго-запад. Стоит отметить, что азимуты погружения линейности удлинения варьируют от 235° до 265° при углах погружения от 4° до 11° соответственно. При этом линейность субпараллельна шарнирам складок. Таким образом, можно предполагать, что вергентность складок не отражает направления перемещения. Более того, совместное развитие S- и Z-образных складок с шарнирами, субпараллельными метаморфической линейности, типично для зон развития колчановидных складок (напр., Alsop, Holdsworth, 2004) сечения которых эллипсоидной формы локально наблюдались в обнажениях, ориентированных перпендикулярно линейности и шарнирам мелких складок. Следовательно, основным элементом структуры Актюзского комплекса являются сжатые колчановидные складки, с длинными осями, ориентированными в субширотном направлении субпараллельно линейности. В зонах развития колчановидных складок направление перемещения материала определяется по ориентировке их длинной оси и линейности (Alsop и Holdsworth, 2004; Fossen 2016). Поэтому основным направлением тектонического транспорта могло быть не субмеридиональное погружение на север или северо-восток, как предполагалось ранее в общих тектонических построениях региона (Бакиров, 1978), а субширотное, параллельное линейности и современному простиранию структур Тянь-Шаня.

Исследование выполнялось при поддержке гранта РФФИ 18-35-00464 и 17-05-00267.

Бакиров А. Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, **1978**. 262 с.

Alsop G. I., Holdsworth R. E. The geometry and topology of natural sheath folds: a new tool for structural analysis // Journal of Structural Geology, **2004**. V. 26. P. 1561-1589.

Fossen H. Structural Geology. Cambridge: Cambridge University Press, **2016**. 510 p.

Kröner A., Alexeiev D. V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B. F., Liu D., Tretyakov A. A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf

isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Research. **2012**. V. 21. P. 901-927.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРИЗОНТА ПЕРМСКИХ БИТУМОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСКОВ И ПЕСЧАНИКОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)

Муллакаев А.И.
Казанский федеральный университет, Казань, almazmullakaev@gmail.com

Битумонасыщенные песчаные отложения пермского возраста, относящиеся к шешминскому горизонту уфимского яруса, являются объектами промышленной разработки в Республике Татарстан. В связи с этим исследования седиментологических условий формирования и постседиментологических процессов имеют большое значение для выбора и корректировки технологических приемов разработки природных битумов в качестве сверхвязких нефтей. Шешминский горизонт является крайне неоднородным объектом. Формирование отложений происходило под действием ряда факторов, таких как разрушение и перенос речными потоками с Урала, эоловое переотложение на месте накопления, тектоническое влияние на формы залегания, гипергенное влияние с момента захоронения и до настоящего времени. Все перечисленные факторы вносили собственный вклад в облик пород, которые мы в итоге наблюдаем на данный момент.

Шешминский горизонт представлен песчаными отложениями, в разной степени консолидированными (от крепких песчаников до рыхлых битумонасыщенных песков). Цвет варьируется от серых до черных, в зависимости от битумонасыщенности. Минеральный состав обусловлен источником обломочного материала – палео Урал (Сементовский, 1973) и представлен кварцем, полевыми шпатами и обломками эффузивов. Шешминский горизонт делится на два подгоризонта: песчаный и песчано-глинистый. Песчано-глинистый занимает нижнее положение и имеет исходный минеральный состав, в то время как верхний песчаный подгоризонт образовался в результате эолового переотложения (Муллакаев и др., 2019), таким образом, утратил глинистую компоненту и приобрел характерную форму залегания. Залегают песчаники в виде серии цепочек линейно-вытянутых гряд, которые субпараллельны друг другу. Положительные формы шешминского палеорельефа имеют седиментологические происхождение, однако под действием тектонических движений они приобрели более выраженную морфологию, что подтверждено палеотектоническими реконструкциями (Муллакаев и др., 2018). Большое влияние на последующее развитие горизонта оказало гипергенное воздействие на породы ввиду их неглубокого залегания (от 50 до 200 метров в среднем). Кроме этого, большая часть поднятий находится в бассейне реки Шешма, соответственно относится к зоне активного гидрообмена. Речная система формирует рельеф над изучаемыми объектами, следовательно, выдержанность покрышек, изолированность месторождений от метеорных вод и гипергенного влияния так же контролируется еще и экзогенным фактором.

Таким образом, шешминский горизонт является чрезвычайно сложным геологическим объектом и на историю его развития влияло и продолжает влиять большое количество разнообразных факторов. Комплексный анализ с учетом всех вышеизложенных процессов позволит наиболее ответственно подходить к вопросам бурения и выбора технологии разработки месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Казанского (Приволжского) федерального университета.

Сементовский Ю. В. Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. – Казань: Тат. кн. изд-во, **1973**. 256 с.

Муллакаев А. И., Хасанов Р. Р. Признаки эолового влияния на формирование прибрежно-морских песчаных отложений в пермское время (Татарстан, Россия) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. **2019**. Т. 161, Т. 1. С. 128–140.

Муллакаев А. И, Делев А. Н., Усманов С. А., Судаков В. А., Хасанов Р. Р. Тектонические причины неравномерного распределения зон цементации в продуктивной части битуминозных песчаников шешминского горизонта Южно-Татарского свода// Нефтяное хозяйство. **2018**. № 2. С. 23-25.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ФЛОРИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАЗРЕЗОВ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ РАННЕ-ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ФЛОРЫ КУБАЕВСКАЯ ТЕРРАСА

Неверова Е.В.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск,
kanishcheva_lena@mail.ru

В настоящее время на территории Кемеровской области многие границы свит мелового возраста являются дискуссионными. В частности, спорной является граница между кийской и симоновской свитами. Палинологические остатки в Чулымо - Енисейской впадине изучались Н. А Болховитиной (1953) и А. Ф. Хлоновой (1957). На местонахождении Кубаевская терраса в 2010 г. полевые исследования проводили Л.Б. Головнева и С.В. Щепетов.

Исследуемое местонахождение Кубаевская терраса расположено в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности в Чебулинском районе Кемеровской области на левом берегу р. Кия выше по течению от д. Кубаево. На протяжении юрского и мелового периодов здесь накапливались преимущественно неморские отложения. С юга район ограничен северными склонами Кузнецкого Алатау, с востока – Енисейским кряжем. На западе и севере континентальные осадки Чулымо-Енисейского района постепенно сменяются морскими отложениями центральной части Западно-Сибирской низменности.

На основе изучения обнажений, результатов бурения многочисленных скважин и палеонтологических данных в настоящее время меловые отложения Чулымо-Енисейского района разделяются на четыре свиты (снизу-вверх): илекскую, кийскую, симоновскую и сымскую. Для нас главный интерес представляли отложения кийской и симоновской свит. В связи с этим была изучена ископаемая флора и литология пород данных свит на обнажении Кубаевская терраса. Данное местонахождение богато остатками макрофлоры очень хорошей сохранности.

Изучаемое обнажение представляет собой яр высотой 15-20 м и протяженностью около 350 м. Меловые породы вскрыты только на мощность 6-7 м и представлены отложениями кийской и симоновской свит (Головнева и др., 2012).

На точке наблюдения №1 (130 м над уровнем моря) в разрезе выделяются две четкие пачки, относимые соответственно к кийской и симоновской свитам (Головнева и др., 2012). Отложения представлены в основном бело-серыми алевролитами и светло-серыми мелкозернистыми песчаниками с остатками растений (папоротники, секвойи).

Пачка 1 (предположительно, кийская свита): видимая мощность более 2,9 м. Представлена светло-серым алевритом со слабым голубоватым оттенком. Текстура массивная, сортировка зерен – почти совершенная. В интервале 1,4 – 2 м наблюдается неясно выраженный прослой более плотного материала (вероятно, за счет большего содержания глин). Поверхности напластования не определяются. Кровля всей пачки (около 0,9 м) имеет слабый фиолетовый оттенок. Кровля четкая, горизонтальная. По всей пачке наблюдается мелкий растительный детрит. Среди растительных остатков доминируют хвойные (*Sequoia sp., Taxodium sp., Metasequoia),* но также наблюдаются и представители листовой флоры: *Crednetia mixta, Trochodendroides, Platanus kiensis, Sertia kiensis.*

Пачка 2 (предположительно, симоновская свита): истинная мощность 3,7 м. Отложения представлены тонко-мелкозернистым горизонтально - слойчатым песком зеленовато-серого цвета (преобладает в нижней и средней части пачки). В подошве пачки наблюдаются стяжения многочисленных конкреций изометричной формы до 30 см в поперечнике, насыщенные растительным детритом, также встречаются конкреции с отпечатками листовой флоры. Среди тонко-мелкозернистого песка встречаются слои и прослои тонкослойчатого (доли мм) алеврита темно-серого цвета. Истинная мощность прослоев от 1 до 10 см. Иногда в алеврите заметна слабая волнистая слойчатость. Редко наблюдаются признаки восходящей ряби. В пачке встречается мелкий рассеянный детрит и окатыши темно-серого алеврита диаметром до 2 – 3 см. Истинная мощность пачки – 3,7 м. Кровля имеет следы глубокого размыва. Растительные остатки в основном представлены: *Cedrus lopatinii, Sequoia sp., Metasequoia, Cinnamomophylfum sp. Araliaephyllum, Platanus simonovskiensis.*

Точка наблюдения №6 (абсолютная высота 130 м) – нижняя по течению подмываемая часть яра. Сложена отложениями кийской и симоновской свит (Головнева и др., 2012).

Наблюдаются структуры, связанные с позднемеловыми эрозионными процессами (слой 2). К этому уровню приурочены крупно - грубозернистые песчаники с гравием и фрагментами древесины (встречаются стволы длиной до 2-х м и диаметром 20-30 см), шишками и растительным детритом. Также встречается янтарь (более 1 см). Отложения не сортированы. Местами в линзах крупнозернистых песчаников наблюдается косая, перистая, тонкая (до 1,5 см) слойчатость. Между ними устанавливаются слойки алевролитов светло – серо - коричневого цвета. Местами алевролиты содержат прослои с многочисленными отпечатками листовой флоры, веточек хвои очень хорошей сохранности. В алевролитах наблюдаются внутрислоевые зеркала скольжения, которые, вероятно, сформировались в результате движения перекрывающих осадков. На это же указывают трещины растяжения, которые в основном ориентированы вкрест зеркалам скольжения.

Пачка 1 (предположительно, кийская свита)

Слой 1 представлен светло-серыми алевритами со слабым голубоватым оттенком (0,5 – 1 м от уреза воды) (аналог пачки 1 в точке наблюдения №1). Текстура массивная. Видимая мощность более 1 м. Подошва не видна, кровля с явными следами размыва. Среди растительных остатков преобладают следующие виды: *Sequoia sp., Platanus kiensis, Sertia kiensis, Pseudoprotophyllum sp., Elatocladus smittiana, Elatocladus sp, Liriodendropsis simplex.*

Пачка 2 (предположительно, симоновская свита)

Слой 2 представлен прослоями разнозернистого серого песка (с большим количеством угловатых обломков), темно-серых алевритов и глин, а также кремнистых

конкреций и окатышей до 20 см. с растительным детритом. Встречаются шишки хвойных и янтарь. Текстура линзовидная резко - косослойчатая, сортировка отсутствует, поверхности напластования нечеткие. Сортировка очень слабая, редко - хорошая. Преобладают обломки алевритов и глин. Истинная мощность прослоев 0,2 – 0,5 м. Между песком и псевдоконгломератом наблюдается сцементированный алевролит светло-серого цвета. По литорали часто переходит в мелкозернистый песчаник с кремнистым цементом. В прослоях встречаются кремнистые конкреции до 20 см (идентичны таковым в точке наблюдения №1). Линзы и прослои слоя 2 имеют разные азимуты падения: 290^0 (угол падения 10 - 15^0) и 70^0 (угол 15^0). С азимутом 290^0 - 110^0 совпадает ориентировка зеркал скольжения. Кровля слоя четкая, не ровная. Суммарная видимая мощность слоев 1 и 2 - 0,7 м – 1,2 м.

На краю обнажения фиксируется древняя трещина, предположительно, тектонического происхождения, заполненная разнозернистым песчаником. Ширина трещины около 10 см.

Слой 3 (0,7 – 1,2 м от уреза воды): представлен алевритистыми глинами темно - серого (в мокром состоянии) и светло - серого (в сухом состоянии) цвета. Текстура тонко - горизонтально-слойчатая. Мощность слойков 0,1 – 2 см. Поверхность напластования нечеткая, субгоризонтальная. В основании подошвы до 0,3 м встречаются фрагменты углефицированных стволов. В нижней трети слоя встречаются отпечатки листовой флоры. Кровля слоя четкая ровная, близкая к горизонтальной (3,9 м от уреза воды). Слой залегает согласно. Мощность слоя 2,9 – 2,7 м.

Слой 4 представлен мелкозернистым голубовато-серым кварцевым песком. Тонкая слойчатость подчеркивается обилием растительного детрита. Кровля глубоко эродирована. Видимая мощность слоя в т. н. 6 составляет 0,6 – 0,7 м. Растительные остатки представлены: листовой флорой с цельнокрайными листовыми пластинками: *Araliaephyllum, Platanus simonovskiensis, Magnoliaephyllum baerianum, Menispermites sibinca* (Heer) Golovn, *Trochodendroides sp, Cinnamomophylfum sp.,* а также представителями хвойных: *Taxodium sp., Sequoia sp., Cedrus Lopatinii.*

Все меловые отложения перекрываются с размывом мощным чехлом четвертичных отложений (галечники и пески) общей мощностью около 15 м.

В процессе описания флористических остатков на обнажении Кубаевская терраса был сделан вывод о преобладании различных хвойных и однообразии листовой флоры в отложениях кийской свиты. Симоновская свита отличается появлением большего разнообразия листовой флоры, но видовой состав хвойных остается тем же. Обилие и хорошая сохранность растительных остатков позволяет подробно изучить их морфологию, что значительно помогает в определении возраста и условий осадконакопления данных отложений. Однако вопрос о границе кийской и симоновской свит и их возрасте в настоящее время остается на стадии изучения.

Работа выполнена на средства гранта РФФИ (№5.4217.2017) и при поддержке Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» в 2019 – 2020 гг.

Болховитина Н.А. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР // геологическая серия: труды института геологических наук / под ред. В.А. Вахрамеева. М. **1953**. Вып. 145. 185 с.

Головнева Л.Б. Фитостратиграфия Альб-Сеноманских отложений бассейна р. Кия (Чулымо-Енисейский район Западно-Сибирской низменности). / Головнева Л.Б., Щепетов С.В. // Стратиграфия. Геологическая корреляция, **2010**. Т. 18. № 2. С. 51-63.

Головнева Л.Б. Альб-сеноманская флора Западной Сибири / Головнева Л.Б., Носова Н.В. **2012**.

Хлонова А.Ф. О выделении руководящих видов при определении возрастаотложений по спорово-пыльцевому анализу // – Известия восточных филиалов АН СССР. **1957**. №2. С. 43-46.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЕОДИНАМИКИ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ

Непеина К.С.

Научная станция РАН в г. Бишкек, Бишкек nepeina.k@mail.ru

Центрально-Азиатский ороген представляет собой крупнейшую в мире внутриконтинентальную структуру (рис. 1) (Буслов, 2012). Большинство исследований проявления геодинамики Индо-Евразийской зоны основаны на масштабных моделях сейсмической томографии. Если их разрешение достаточно высокое, то удается получить представление о геометрии литосферы мантии под массивами Алтае-Саяна, Тянь-Шаня, Памира и Гималаев, (Буслов и др., 2014). Многие исследователи отмечают, что зона южных погружений (Индостанская плита) земной коры лучше всего объясняет локализацию деформации, текущую геометрию структур и вариации глубины Мохо. Механизм распространения геодинамического влияния в литосферных плитах проявляется в виде кластеров землетрясений (Воронцова, 2018) и сокращения земной коры в точке конвергенции между Индией и Евразией (рис. 1).

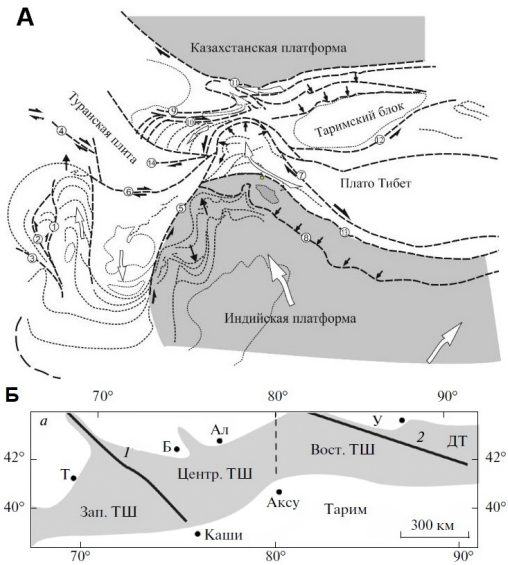


Рис. 1 Структурно-кинематическая схема Индо-Тянь-Шаньского сегмента (А) по (Леонов и др., 2018) и структурный план Тянь-Шаня (ТШ) (Западный ТШ, Центральный ТШ, Восточный ТШ, Джунгарский (ДТ)) – рисунок Б по (Буртман, 2012). Цифрами на рисунке А показаны главные сдвиги и разломы: 1 − сдвиг Найбенд; 2 − сдвиг Гавк; 3 − сдвиг Кухбенан; 4 – Главный Копетдагский; 5 − Чаманский; 6 − Герратский; 7 − Памиро-Каракорумский; 8 – Главный пограничный разлом Гималаев; 9 − Ферганский офиолитовый шов; 10 − Южно-Гиссарско-Алайский (Гиссаро-Кокшаальский); 11 − Таласо-Ферганский разлом; 12 −Алтынтагский разлом; 13 − шов Инда; 14 – Телемазарский разлом. Жирными точками на рисунке Б показаны города: Ал – Алматы, Б – Бишкек, Т – Ташкент, У – Урумчи. Линиями обозначены сдвиги под номерами: 1 – Таласо-Ферганский, 2 – Джунгарский; структур региона (Б)

Землетрясения вдоль Заалайского фронта указывают преимущественно взбросо-сдвиговое разломообразование, являющееся приблизительно перпендикулярным к простираниям главных надвиговых поясов (Рыбин и др., 2019). Высокие скорости движений по GPS измерениям и сейсмические особенности указывают, что разломная зона вдоль Заалайского хребта является частью большой внутриконтинентальной конвергентной границы между Памиром и Евразией. Памир был изогнут и перемещен в северном направлении примерно на 300 км в область Южного Тянь-Шаня – ЮТШ (Коныгин и др.,1985). Области с большой величиной сокращения земной коры совпадают с наиболее высокими поднятиями (>7000 м) непосредственно к югу от Алайской долины в Заалайском хребте (Буслов и др., 2014; Koulakov et al., 2018). Выделяется смещение Тянь-Шаня на север и Таримских блоков относительно стабильной Евразии (Шаршебаев и др., 2016). Скорости движения на север уменьшаются в направлении с юга на север, что указывает на значительное сокращение в пределах Тянь-Шаня (рис. 2). Распределение GPS скоростей и сейсмичности по глубине свидетельствуют о том, что главный секущий Таласо-Ферганский сдвиг разделяет Тянь-Шань на две области, которые активны по-разному (Буртман, 2016; Корженков и др., 2013). Структура ЮТШ, история и динамика приведены в работах (Бискэ, и др., 2013; Буртман, 2016; Konopelko et al., 2017, 2018 и др.).

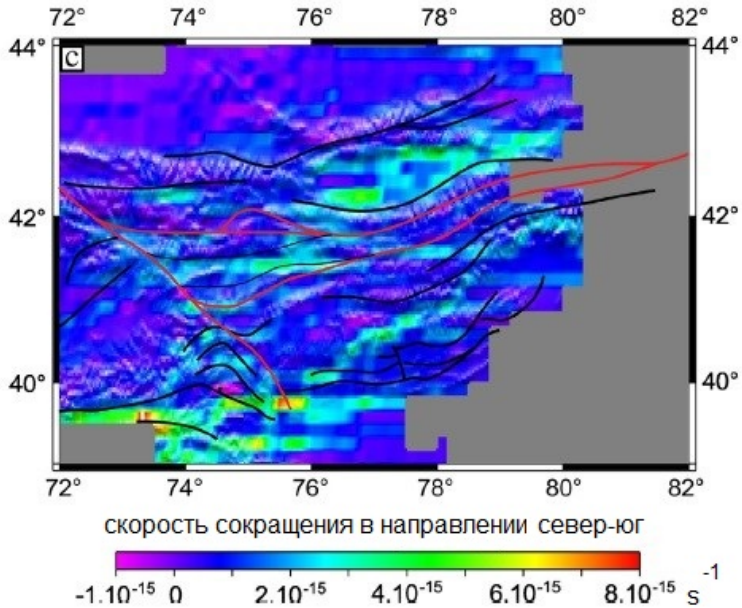


Рис. 2 Скорость сокращения Тянь-Шаня в направлении север-юг на территории по (Jourdon et al., 2018)

Анализ новых опубликованных данных по сейсмотомографии позволяет судить о современных геодинамических процессах Тянь-Шаня, Казахстана, Южной и Восточной Сибири (Бискэ, 2018; Буртман, 2006, 2016; Третьяков и др., 2016 и др.). Было установлено, что наиболее интенсивные горизонтальные деформации земной поверхности соответствуют участкам повышенных градиентов глубины залегания кровли проводящего слоя и совпадают с областями повышенной сейсмичности. «Горизонтальное расслоение осадочной оболочки океанской коры и континента при коллизии представляет раннюю

фазу орогенной тектоники» (Бискэ, 2013, 2018). В предыдущих работах (Буслов и др., 2014; Рыбин и др., 2018, 2019) было показано, что положение землетрясений (классом выше 10), преимущественно объясняются геоэлектрическими особенностями земной коры: наличием высоких градиентов сопротивления, обусловленных высокоомными телами и зонами низких сопротивлений, и присутствием нижнекорового проводящего слоя. Перед автором стояла задача обобщения по литературным данным материалов по основным структурам Тянь-Шаня для оценки сегментной структуры в его строении и достоверного проведения границ с привлечением комплексного анализа петрографической, тектонической, геофизической информации. А также с целью интерпретации полученных полевых работ в ходе выполнения проекта, поддержанного Российским научным фондом.



Рис. 3 Карта-схема расположения магнитотеллурических профилей «Нура», «TIPAGE-ALAI» и «Дараут-Курган», пересекающих Алайскую впадину. Синие кружки - пункты МТЗ-МВЗ; синие линии – профили МТЗ-МВЗ (с запада на восток: «Дараут-Курган», «TIPAGE», «Нура»); Красные кружки – ближайшие населенные пункты; красные линии – основные разломы: ГПН – Главный Памирский надвиг (Заалайский разлом) по (Рыбин и др., 2019)

В Тяньшаньской сейсмоактивной зоне для её детального глубинного изучения сотрудниками НС РАН проводился электромагнитный мониторинг профиля «TIPAGE-ALAI» (от оз. Кара-Куль до г. Ош), профиля «Нура» и «Дараут-Курган» (рис. 3) (Рыбин и др., 2019), а также ведутся профильные зондирования. Магнитотеллурические исследования дают возможность изучения электрических свойств коры и мантии, тем самым предоставляют новые знания о глубинной структуре и динамике земных недр. По результатам (Рыбин и др., 2018, 2019; Леонов и др., 2017, 2018), глубинные геоэлектрические структуры в разрезе профиля «TIPAGE-ALAI», сформированы в сложной обстановке объемного тектонического течения. Изучение текстурных особенностей гранитов и степени их раздробленности (выветрелые, катаклазированные, порфировидные граниты и т.д.) и метаморфизованности (Glebovitskiy et al., 1981), связанные с постколлизионным магматизмом ЮТШ и его обрамления, изучаются на протяжении более 30 лет (Леонов и др., 2016; Лаврушина и др., 2018). Особенно интересным представляется рассмотрение геохимических типов гранитизации, как например, в зонах Алданского щита (Седова и др., 2013), Кокчетавского массива (Третьяков и др., 2016) и анализ петрографических особенностей комплексов пород в зонах Центрального Тянь-Шаня (Баталев, 2014), Атуркольского массива Горного Алтая (Крук и

др., 2017). Данные о возрасте, тектонической позиции и вергентности коллизионной структуры ЮТШ широко представлены в работах (Буртман, 2016; Бискэ, 2018).

Подводя итог, можно заключить, что, опираясь на результаты, полученные в последовательно опубликованных работах, можно выстраивать общую картину этапов деформаций в эволюции структуры Центральной Азии, что сопровождается закономерным ростом горных систем и формированием осадочных бассейнов (Koulakov et al., 2018). Особое место в понимании современной картины геодинамического развития Индо-Евразийской коллизионной зоны занимают глубинные геофизические методы, такие как магнитотеллурическое зондирование. Основу будущих построений составляют результаты геофизических исследований обособленных верхнекоровых структурно-морфологических ансамблей Памиро-Тянь-Шаньского сегмента Центральной Азии (Рыбин и др., 2018).

Тематика исследования направлена на реализацию государственного задания НС РАН (тема № АААА-А19-119020190063-2). Работа подготовлена в рамках проекта РНФ № 16-17-10059 «Взаимосвязь тектонических и морфологических характеристик верхнекоровых структур внутриконтинентальных орогенов с глубинным строением, минерагенией и геологическими рисками (на примере Тянь-Шаня)».

Баталев В. Ю. Структура и состояние вещества литосферы Центрального Тянь-Шаня (по данным глубинных магнитотеллурических зондирований) // Дисс. д.г.м.н. ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука Сибирского отделения РАН. Новосибирск, **2014**. 282 с.

Бискэ Ю. С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. **2018**. Т. 63. № 4. С. 416-462.

Бискэ Ю. С., Конопелько Д. Л., Зельтманн Р. Геодинамика позднепалеозойского магматизма Тянь-Шаня и его обрамления // Геотектоника. **2013**. № 4. С. 61–81.

Буртман В. С. Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое // Геотектоника. **2012**. № 3. С. 18.

Буртман В. С. Геодинамическая модель развития Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ Материалы 48 (XLVIII) Тектонического совещания. **2016**. С. 64-68.

Буртман В. С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, **2006**. 215 с.

Буслов М. М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика. **2012**. Т. 53. № 9. С. 1245–1255.

Буслов М. М., Дельво Д., Де Гравэ Й., Баталева Е. А., Ветров Е. В. Модель формирования земной коры Тянь-Шаня и Алтае-Саяна и закономерности ее эволюции в процессе Индо-Евразиатской коллизии / Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докладов Шестого Международного симпозиума: к 35-летию Научной станции РАН и 15-летию Международного научно-исследовательского центра - геодинамического полигона. Научная станция РАН в г. Бишкеке, Международный научно-исследовательский центр - геодинамический полигон. **2014**. С. 23-25.

Воронцова Е. В. Определение дублетов землетрясений по данным сети KNET / Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений. Тезисы докладов Международной Юбилейной научной конференции, посвященной 40-летию со дня образования Научной станции РАН в г. Бишкеке. **2018**. С. 167-168.

Коныгин В. Г., Леонов М. Г. К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмоиды. Доклады Академии наук СССР. **1985**. Т. 282. № 3. С. 675.

Корженков А. М., Абдиева С. В., Буртман В. С., Орлова Л. А., Раст Д., Тибальди А. Следы землетрясений позднего средневековья в зоне Таласо-Ферганского Разлома, Тянь-Шань // Геотектоника. **2013**. № 6. С. 84.

Крук Н. Н., Гаврюшкина О. А., Руднев С. Н., Шокальский С. П., Васюкова Е. А., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Травин А. В., Ковач В. П., Крук Е. А. Петрология и возраст гранитоидов Атуркольского массива (Горный Алтай): к проблеме формирования внутриплитных гранитоидов // Петрология. **2017**. Т. 25. № 3. С. 313-332.

Лаврушина Е. В., Пржиялговский Е. С., Леонов М. Г. Типизация идеформационные условия формирования кайнозойских структурно-морфологических ансамблей Тянь-Шаня / Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы L Тектонического совещания. **2018**. С. 371-375.

Леонов М. Г., Пржиялговский Е. С., Лаврушина Е. В., Полецук А. В., Рыбин А. К. Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. **2016**. № 4. С. 22-47.

Леонов М. Г., Рыбин А. К., Баталев В. Ю., Баталева Е. А., Матюков В. Е., Щелочков Г. Г. Гиссаро-Алай и Памир. Сравнительно-тектонический анализ и геодинамика / Российская академия наук, Геологический институт РАН, Научная станция РАН в г. Бишкеке, Российский научный фонд. Москва: ГЕОС, **2017**. 132 с.

Леонов М. Г., Рыбин А. К., Баталев В. Ю., Матюков В. Е., Щелочков Г. Г. Гиссаро-Алай и Памир: глубинное строение, геодинамическая модель, экспериментальные свидетельства // Геотектоника. **2018**. № 2. С. 3-19.

Рыбин А. К., Леонов М. Г., Пржиялговский Е. С., Баталев В. Ю., Баталева Е. А., Матюков В. Е., Лаврушина Е. В., Забинякова О. Б., Щелочков Г. Г. Верхнекоровые структурно-морфологические ансамбли Памиро-Тянь-Шаньского сегмента Центральной Азии и их отражение в геофизических полях // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. **2018**. Т. 63. № 4. С. 478-501.

Рыбин А. К., Матюков В. Е., Баталев В. Ю., Баталева Е. А. Глубинная геоэлектрическая структура земной коры и верхней мантии Памиро-Алайской зоны // Геология и геофизика. **2019**. Т. 60. № 1. С. 127-139.

Седова И. С., Глебовицкий В. А., Саморукова Л. М. Геохимические типы гранитизации // Доклады Академии наук. **2013**. Т. 448. № 6. С. 700.

Третьяков А. А., Ковач В. П., Дегтярев К. Е., Шатагин К. Н. Источники мезопротерозойских магматических комплексов и время формирования континентальной коры Кокчетавского массива (Северный Казахстан)// Доклады академии наук. **2016**. Т. 471. № 6. С. 718-721.

Шаршебаев А. К., Касымбекова Г. Н., Паролай С., Зубович А. В., Болотов Р., Боксбергер Т., Молдобеков Б. Д., Лаутерюнг Й., Пилц М. Сеть станций сильных движений в реальном режиме времени ACROSS: создание базы данных сильных движений по территории Центральной Азии / Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы. **2016**. С. 366-369.

Glebovitskiy V. A., Semenov A. P. New data on metamorphism of the Takhtalik ridge (Middle Tien Shan) // International Geology Review. **1981**. Т. 23. № 4. С. 455-461.

Jourdon A., Le Pourhiet L., Petit C., Rolland Y. The deep structure and reactivation of the Kyrgyz Tien Shan: Modelling the past to better constrain the present // Tectonophysics. **2018**. V. 746. P. 530-548.

Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R. L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan. Gondwana Research. **2017**. V. 47. P. 110–130.

Konopelko D., Wilde S. A., Seltmann R., Romer R. L., Biske Yu. S.,. Early Permian intrusions of the Alai range: understanding tectonic settings of Hercynian post-collisional magmatism in the South Tien Shan, Kyrgyzstan. Lithos. **2018**. V. 302–303. P. 405–420.

Koulakov I., Jakovlev A., Medved I., Gerya T., Rastogi B. K., Kayal J. R., El Khrepy S., Al-Arifi N. Growth of mountain belts in Central Asia triggers a new collision zone in Central India // Scientific Reports. **2018**. V. 8. № 10710.

ДАТИРОВКА СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА КУЧЕРЛИНСКОЕ МЕТОДАМИ ВАРВОХРОНОЛОГИИ

Новиков В. С.[1,2], Дарьин А. В.[2], Максимов М. А.[3]

[1]*Новосибирский научно-исследовательский государственный университет, Новосибирск*
snovikov50@icloud.com

[2]*Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева, Новосибирск*

[3]*ФГБУН институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск*

Целью данной работы является получение исходных данных для построения независимой и надежной временной шкалы для современных осадков высокогорного озера Кучерлинское, расположенного на территории республики Горный Алтай у подножия северного склона Катунского хребта в верховьях реки Кучерла (рис. 1). Озеро находится на высоте 1790 м над уровнем моря в труднодоступном регионе и подвергается минимальному антропогенному воздействию, поэтому может рассматриваться как перспективный объект для палеоклиматических реконструкций.

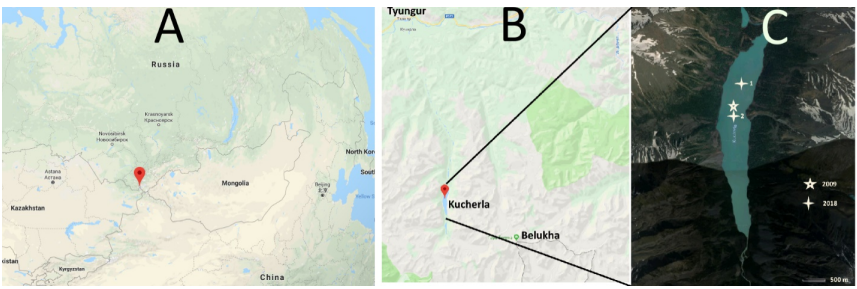


Рис.1 А, В – местоположение озера, С – точки отбора кернов, звездочка – ящик 2009 г., крестики 1 (Куч_2081-1) и 2 (Куч_2081-2) керны 2018 г.

Поскольку геология не претерпевает значительных изменений на протяжении всего жизненного цикла озерных бассейнов, изменения, регистрируемые в озерах и их отложениях, в основном связаны с изменчивостью климата (e.g. Wehrli et al., 1997). Основой для построения количественных палеореконструкций высокого временного разрешения на основе литолого-геохимических данных является установления связи состава и свойств датированных слоев осадка с внешними условиями его образования (в

первую очередь инструментальными погодно-климатическими наблюдениями). Для этого требуется точное и правильное датировка слоев современных донных отложений, перекрывающих временной интервал последних десятилетий.

Для решения подобной задачи может служить озеро Кучерлинское, содержащие тонко ламинированные донные осадки с годовой слоистостью – варвы. Термин “варвы” обозначает “ленточные глины”, отложения приледниковых озер, состоящие из чередующихся слоев тонкозернистого песка и глины – продуктов осаждения ледниковой мути. Их основной особенностью и, в некоторой степени, уникальностью, является сезонная слоистость, путём подсчета которой можно определить продолжительность времени образования толщ глин. Варвные хронологии построены на идентификации и подсчете годовых слоев. Эти годовые единицы обычно содержат два или более слоев, которые различаются по составу и структуре. Они могут представлять определенные сезоны или даже короткие седиментационные события.

Донные осадки озера Кучерлинское предоставляют уникальные возможности для получения палеоклиматических и палеоэкологических реконструкций высокого временного разрешения с точным контролем времени. Для лучшего интерпретирования процессов осадкообразования, необходимо понять физические, химические и биологические факторы, влияющие на формирование и сохранность донных отложений.

Процедура подсчета слоев проводилась по визуально выделяемым слоям в оптических шлифах. Процедура получения шлифов – одна из важных методических задач. Используется оригинальная зарубежная методика изготовления твердых препаратов из влажного керна, включающая три этапа: 1) наложение бокса 170x15x7 мм из алюминиевой на поверхность осадка и вырезание его из керна; 2) замораживание в жидком азоте и сушка в лиофильной камере (вакуумная сушка при -45 -55^{o}C); 3) насыщение полимером – смесью эпоксидной смолы и ацетона. Полученные препараты пригодны для длительного хранения, изготовления шлифов и полировок для изучения в оптическом микроскопе, для рентгеновских и других современных методов микроанализа.

Фотографии опических шлифов были сделаны в отраженном свете (оптический сканер) и в проходящем свете в оптическом микроскопе с 2,5-кратном увеличением. Подсчет проводился по визуально выделяемым парам – светлый-темный слой (рис. 2).

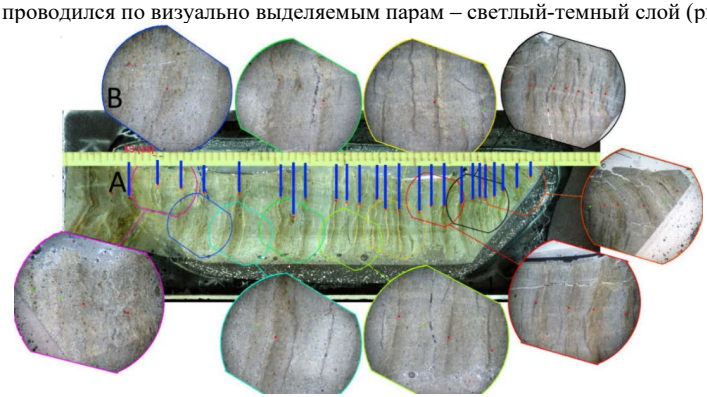


Рис. 2 А – фото шлифа в отраженном свете, В – фото шлифа в проходящем свете с 2,5-кратном увеличением

Так же было получено распределение активности изотопов Cs-137 и Pb-210 (рис. 3) для верхнего интервала 0-200 мм сделаны в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск) с использованием гамма-спектрометрии (Bobrov, 1999).

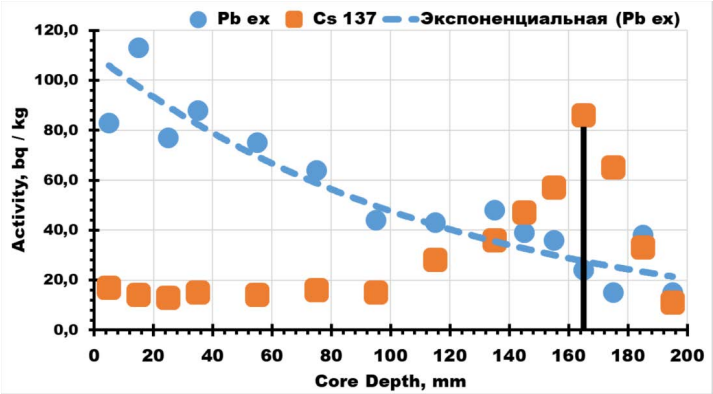


Рис.3 Графики изменения активности изотопов Cs-137 и Pb-210

Общее совпадение двух кривых и слоя Cs-137 подтверждает предположение о годовой природе выделяемых слоев. Максимальное расхождение в датировке слоя на глубине 165 мм составляет величину в 4 года, от 1957 г. до 1965 г (Dar'in, 2013). Оценка ошибки при подсчете слоев составляет величину ~ 7%. При этом среднее значение датировки подсчетом слоев хорошо совпадает с изотопной датировкой.

B. Wehrli, A.F. Lotter, T. Schaller, M. Sturm. High-resolution varve studies in Baldeggersee (Switzerland): project overview and limnological background data, Aquat. Sci. **1997**. V. 59 (4). P. 285-294

V. Bobrov, I. Kalugin, J. Klerks, A. Stepin. Modern accumulation rate in the Lake Teletskoe based on gamma-spectrometry (137Cs), Geol. Geofiz. **1999**. V. 40. P. 530–536.

A. Dar'in, I. Kalugin, Ya. Rakshun. Scanning x-ray microanalysis of bottom sediments using synchrotron radiation from the BINP VEPP-3 storage ring, Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics, **2013**. V. 77. № 2. P. 182-184.

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ РАННЕКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (РАЙОН РЕКИ НЕЛЕГЕР)

Пазухина А. А.[1], Малышев С. В.[1], Савельев А. Д.[1,2]
[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
st061137@student.spbu.ru
[2]Томский государственный университет, Томск

В северо-восточной части Сибирской платформы, в районе Оленекского поднятия и во фронте надвигов Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса широко проявлен магматизм раннекембрийского возраста (Bowring и др., 1993; Прокопьев и др., 2016) В указанном регионе продуктами данного магматизма являются базитовые интрузивы и эксплозивные породы, варьирующие по составу от трахибазальтов до

риолитов (район Чекуровской антиклинали), в результате чего магматизм считается бимодальным (Прокопьев и др., 2016). Целью данной работы является детальное петрографическое описание и изучение геохимических характеристик интрузивов основного состава, опробованных в районе р. Нелегер (хр. Туора-Сис, Чекуровская антиклиналь) для уточнения геодинамических причин формирования данного комплекса.

Интрузии на р. Нелегер, представленные силлами и в меньшей степени дайками, прорывают мезо- и неопротерозойский осадочный комплекс пассивной окраины Сибири. Данные тела сложены преимущественно массивными мелкозернистыми долеритами с характерными долеритивой, пойкилоофитовой и офитовой структурами. Породообразующими минералами являются плагиоклаз (лабрадор, андезин), клинопироксен, оливин, а также апатит, титанит, лейкоксен и ильменит. В ходе вторичных процессов породы подверглись пропилитизации, вследствие чего образовались такие минералы, как хлорит, серицит и карбонаты.

Из всего Хараулахского комплекса датировались только риолиты нижнекембрийских конгломератов. Согласно результатам U-Pb датирования цирконов из галек риолитов, их возраст колеблется от 545 до 525 млн лет (Худолей и др., 2013, Прокопьев и др., 2016).

В данной работе изучены 16 образцов силлов долины р. Нелегер, что позволит расширить существующую базу данных по химическому составу магматических пород Хараулахского комплекса. На TAS диаграмме породы попадают в поле обыкновенных и умереннощелочных пикробазальтов и базальтов (рис.1), и все породы характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (от 3.2% до 6.2%). На мультиэлементной спайдер-диаграмме спектры образцов располагаются между трендами E-MORB и OIB (рис.2), и характеризуются отсутствием Ta-Nb и Eu минимума и Ti максимумом. Отношение La/Lu от 2.3 до 7.3 показывают высокую степень плавления в источнике. Широкие вариации Sr, вероятнее всего, связаны со вторичными изменениями. Силлы, находящиеся на западе полигона имеют более высокие концентрации V, а также более низкие концентрации SiO_2 и Al_2O_3 по сравнению с телами восточной части исследуемого района.

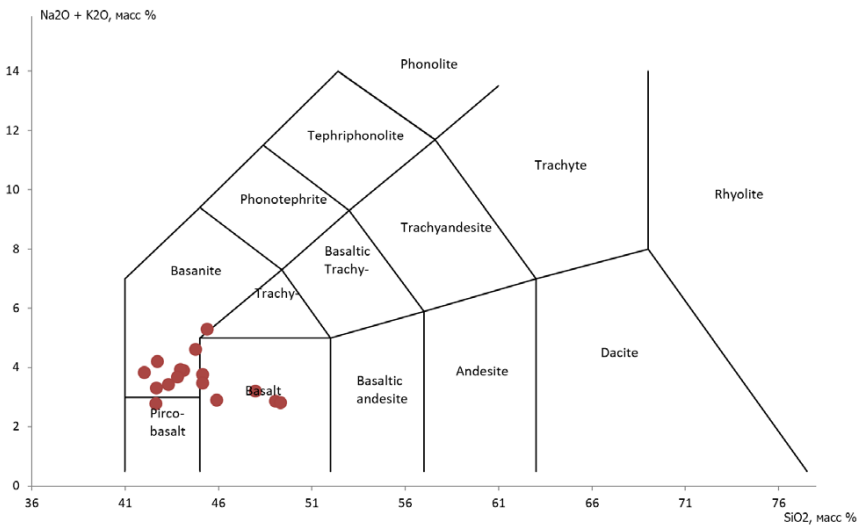


Рис. 1 Распределение точек составов изучаемых пород.

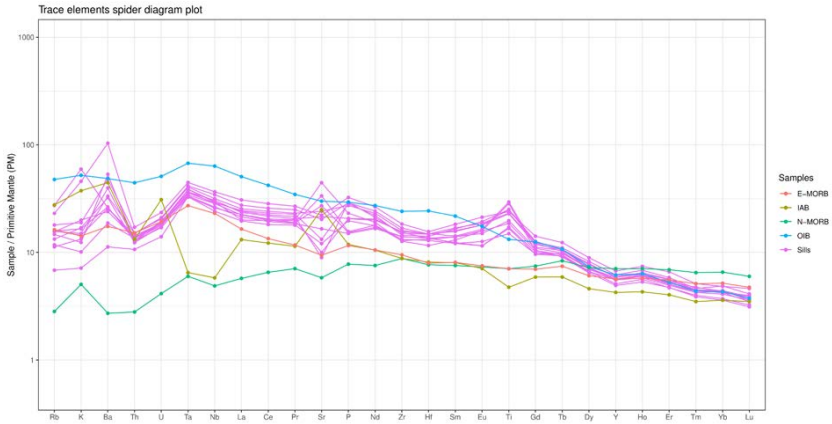


Рис. 2 Мультиэлементная спайдер-диаграмма

Такие химические составы базальтовой магмы типичны для континентальных рифтов, и Хараулахский магматизм хорошо коррелирует с позднеопротерозойским - раннекембрийским рифтогенезом юго-восточной окраины Сибирской платформы.

Исследование было поддержано грантом RSF 18-17-00240.

S. A. Bowring, J. P. Grotzinger, C. E. Isachsen, A. H. Knoll, S. M. Pelechaty, P. Kolosov. Calibrating rates of early Cambrian evolution // Science. **1993**. Т. 261. С. 1293–1298.

А.В. Прокопьев, А.К. Худолей, О.В. Королева, Г.Г. Казакова, Д.К. Лохов, С.В. Малышев, А.И. Зайцев, С.П. Роев, С.А. Сергеев, Н.Г. Бережная, Д.А. Васильев. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке сибирского кратона // Геология и геофизика, **2016**. Т. 57, № 1, С. 199—224

A. K. Khudoley, A. V. Prokopiev, K. R. Chamberlain, R. E. Ernst, S. M. Jowitt, S. V. Malyshev, A. I. Zaitsev, A. P. Kropachev, O. V. Koroleva. Early Paleozoic mafic magmatic events on the eastern margin of the Siberian Craton // LITHOS-02808. **2013**. P. 13

СВЯЗЬ СОСТАВА ПОЧВ И ВОДНО-МЕХАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕР ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ (КУЛОГОРСКИЕ ПЕЩЕРЫ, ПИНЕЖСКИЙ Р-ОН, АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Седова А. М.[1], Борисова В. А.[1], Франц Н. А.[2]
[1]*Санкт-Петербургский государственный Университет, Санкт-Петербург*
a.sedova@spbu.ru
[2]*Архангельская Спелеологическая Ассоциация «Лабиринт»*

Подробное изучение состава глинистых минералов пещер проводится довольно редко. Известно, что водно-механические отложения пещер (ВМО) формируются из остаточных отложений стен полостей, почвенных образований с поверхности, а также в них могут присутствовать аутигенные и криогенные минералы.

Глинистые минералы остаточных отложений из вмещающих доломитов пермского возраста и другие отложения, подробно изучались в пещерах Нью-Мексико V. Polyak с соавторами (Polyak, V. J. & Giiven. N., 2000 и др. работы). Авторами сделан ряд фундаментальных выводов о том, что «обломочные» глины и аргиллиты, главным образом, сложены монтмориллонит-иллитовыми образованиями и каолинитом; сконцентрированные остаточные отложения представлены диккитом и иллитом; наиболее обычными аутигенными минералами являются триоктаэдрический смектит и гидратированный галлуазит. В пещерах на территории России (Урал, Кавказ и Крым) состав глинистых минералов в целом совпадает с приведенными V. Polyak, но к ним добавляется хлорит (Климова Е.В., 2010), к сожалению, авторы не определяли их генетическую принадлежность.

Минеральный состав подзолистых почв севера России описан на территории Пинежского района Архангельской области (Пономарева В.В., 1960; Лесовая С.Н., Чижикова Н.П., 2007; Семиколенных А.А. и др., 2015 и др.). Выделяются следующие основные виды почв: 1. подзолистые контактно-осветленные почвы, развивающиеся на моренных двучленных отложениях, связанные с валдайским оледенением; 2. недифференцированные подзолистые почвы, развивающиеся на мореных отложениях, связанные с валдайским оледенением; 3. грубогумусированные органо-буроземные почвы, развивающиеся на карбонатно-терригенных красноцветах нижнеказанского подъяруса верхней перми (P_2kz_1).

Изученные водно-механические отложения (ВМО) пещерного блока располагаются в Кулогорских пещерах, юго-востока Беломоро-Кулойского плато, в карстующихся сульфатной (P_1sot) и карбонатно-сульфатной (P_1kl) субформациях сакмарского яруса нижней перми. Вторичные отложения пещер играют роль своеобразного архива информации, отражающего особенности геолого-климатических условий, начиная с раннего развития карстовой системы. На данный момент, на основе морфологических особенностей пещер, с учетом истории развития территории (Малков В.Н. и др., 2001), потенциально предполагается, что система могла начать свое развитие с позднего плиоцена (около 2 млн. лет назад). Недифференцированные подзолы распространены по всей территории Кулогоского уступа, в то время как красноцветы практически полностью денудированны деятельностью ледников.

Для рентгенофазового анализа использовалась фракция <0,014 мм, без предварительной обработки кислотами. Ориентированные образцы готовились методом осаждения из водной суспензии на стеклянную пластинку (степень ориентировки частиц весьма высокая), последовательно подвергались насыщение этиленгликолем и прогреву до 550°С. Препараты снимались на отражение на порошковом дифрактометре Rigaku MiniFlex II с использованием излучения CoKα, при напряжении на рентгеновской трубке 30 kV и силе тока 15 mA, с фиксированной системой щелей, диапазоном сканирования от 3 до 60° (отдельные образцы с 3 до 90°), с минимальным шагом 0,020, скорость съемки 2°/мин (отдельные образцы 4°/мин) в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования». Фазовый анализ проводился по базальным отражениям, а для смешаннослойных образований дополнительно проводился путем сопоставления с теоретически рассчитанными дифракционными картинами, приведенными В.С. Власовым и др. (1983). Морфология и химический состав глинистых минералов изучался в образцах, залитых в шайбы из эпоксидной смолы. Работы проводились в РЦ «Микроскопии и микроанализа» и РЦ «Геомодель».

Основная часть ВМО пещер представлены нелитифицированными карбонатно-глинистыми осадками (мергелями, карбонатными глинами) с тонкослоистой ленточной, мульдообразной слоистостью или с комковатой текстурой (алевролиты), редко встречаются литифицированные тонкослоистые алевропесчаники.

В тонкой фракции (<0,014 мм) из нелитифицированных осадков установлены триоктаэдрические минералы группы слюд. По эффекту изменения интенсивностей пар пиков и изменению *d* после насыщения образцов этиленгликолем, определено, что они представлены смешаннослойными иллит-монтмориллонитами. По таблицам В.С. Власова и др. (1983) и графикам Мак-Юэна было оценено наличие упорядоченной серии иллит-калиевого ректорита при содержании монтмориллонитовых слоев 2-4%. По характеру распределения интенсивностей базальных отражений среди хлоритов встречаются как Mg-ные, так и Fe –хлориты. Небольшое количество каолинита определяется по единственному не наложенному на хлорит пику d_{002} = 3.53.

В литифицированных разностях пород (рис. 1. рентгенограммы 1 - 3), в тонкой фракции (<0,014 мм), определяется триоктаэдрический иллит с недостатком межслоевых катионов, установлен Fe-хлорит. Смектитовый пик d_{001}≈14.7 Å перекрывается пиком хлорита, что фиксируется по его уширению и говорит о Ca-Mg –составе смектита. После насыщения этиленгликолем смектит проявляется в области 16.9 – 17.0 Å. Небольшое содержание каолинита также определяется по пику 3.53 Å. С помощью электронной микроскопии обнаружены минералы кор выветривания - корочки (~ 1 мм) диаспора (?), а также бёмит (?). Отмечаются оксиды железа, марганца и титана.

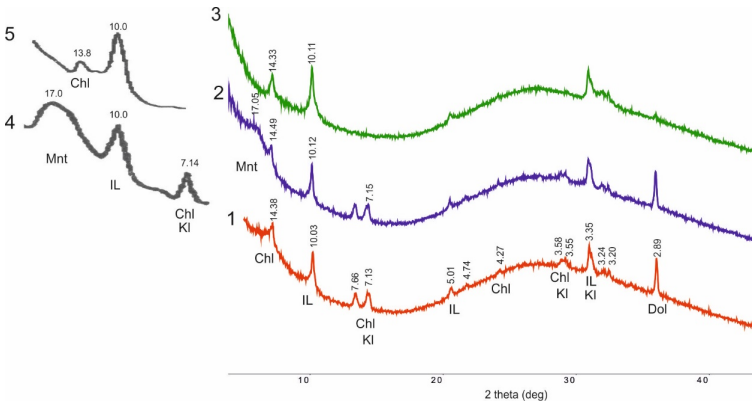


Рис. 1 Рентгеновские дифрактограммы пещерных литифицированных ВМО (1 - 3) и илистой фракции малодифференцированного подзола почв (4 – 5). 1 – образец А-7 воздушно-сухой; 2 – образец А-7 насыщенный этиленгликолем; 3 – образец А-7 прокаленный при 550°С; 4 – ВТ3 (62-86) образец, насыщенный этиленгликолем; 5 - ВТ3 (62-86) прокаленный при 550°С. Кривые 4 и 5 по данным С.Н. Лесовой и Н.П. Чижиковой (2007)

Состав илистой фракции недифференцированных подзолов по данным (Лесовая С.Н., Чижикова Н.П., 2007) представлен «гидрослюдами», смектитом, хлоритом, каолинитом и небольшое количество кварца (рис. 1. рентгенограммы 4 - 5). В элювиальном горизонте смектит исчезает, но появляется вермикулитовая фаза. Такой состав почв по набору минеральных фаз нельзя четко привязать к изученным нами ВМО.

Наиболее близкой по составу к пещерным ВМО оказалась илистая фракция органо-бурозема грубогумусированного. Она представляет собой: «гидрослюды» (преобладающее количество), преимущественно триоктаэдрического ряда, смектитовую фазу, представленную неупорядоченными смешаннослойными слюда-смектитовыми образованиями с различным содержанием смектитовых пакетов, железосодержащий

хлорид, в небольшом количестве каолинит и следы кварца, отмечается процесс вермикулитизации биотита. Во фракции <0,063 мм отмечается наличие кальцита и доломита (Лесовая С.Н., Чижикова Н.П., 2007).

Описанные почвы хорошо соотносятся с основной частью (нелитифицированных) ВМО тонкой фракции (< 0,014 мм) по смешаннослойным иллит-монтмориллонитам триоктаэдрического ряда, по наличию Fe-хлорита и присутствию каолинита. В литифицированных разностях отложений пещер, в более крупной фракции, обнаружены неизмененные обломки кальцита и доломита.

Современные водно-механические тонкодисперсные осадки, выловленные из паводковых вод в пещерах, отличаются абсолютным отсутствием в них смектитов.

В результате проведенных исследований установлено, что основным источником материла для водно-механических отложений Кулогорских пещер, скорее всего, являются красноцветные отложения. Они отражают период, когда на данной территории еще существовали карбонатные красноцветные породы нижнеказанского подъяруса верхней перми. По всей видимости, денудированные с поверхности, но оставшиеся в трещиноватых частях массива, эти почвы до сих пор перемещаются в пещеру по вертикальным коррозионным каналам и карстовым провальным воронкам, располагающимся на поверхности Кулогорской возвышенности, после чего перемешиваются с материалом, принесенным паводковыми водами. Косвенным доказательством контаминации глинистого материала является присутствие разных по составу хлоритов.

Более литифицированные водно-механические отложения несколько отличаются от других и, по всей видимости, являются более древними. В своем составе они отражают признаки формирования породы в условиях повышенной кислотности, приведшей к образованию алюмосиликатов и гидроксидов алюминия.

Власов В. С., Волкова С. А., Вяхирев Н. П., Дьяконов Ю. С., Каменцев И. Е., Котельникова Е. Н., Кринари Г. А., Рождественская И. В., Сахаров Б. А., Семенова Т. Ф., Сметанникова О. Г., Франк-Каменецкий В. А. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты). Недра, Ленинград, **1983**. 359 с.

Климова Е. В. Минеральный состав глинистых отложений пещер. // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, **2010**. С. 213-222.

Лесовая С. Н., Чижикова Н. П. Пособие по изучению глинистых минералов в почвах. **2007**. Учебное пособие, СПб.: Изд-во СПбГУ, 54 с.

Малков В. Н., Гуркало Е. И, Монахова Л. Б., Шаврина Е. В., Гуркало В. А., Франц Н. А. Карст и пещеры Пинежья. Москва: Ассоциация "ЭКОСТ", **2001**. 208 с.

Пономарева В. В. Особенности почвообразования на гипсовых породах в таежной зоне (фитогенный метаморфоз) // Докл. АН СССР. **1960**. Т. 134. №5. С. 1196-1199.

Семиколенных А. А., Спиридонова И. А., Туюкина Т. Ю., Пучнина Л. В., Шаврина Е. В., Горячкин С. В. Экстремальные экосистемы и почвы открытых гипсово-карстовых ландшафтов тайги Европейского Севера. Медиа-пресс. Москва. **2015**. 208 с.

Polyak V. J. & Giiven N. Clays in caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico. J. Cave Karst Stud. **2000**. V. 62. P. 120— 126.

НЮКОЗЕРСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БОЛЬШЕОЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ (ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ)

Семихина Е. В.
ГГУП «СФ «Минерал», Санкт-Петербург, zena265@yandex.ru

Большеозерский зеленокаменный пояс находится в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и входит в центральную часть Карельского кратона (Кулешевич, 2008). Он является фрагментом Западно-Карельской архейской гранит-зеленокаменной тектонической зоны. Пояс простирается более чем на 30 км при ширине 2-6 км и представлен архейскими метавулканитами (метадацитами, метаандезидацитами, метаандезибазальтами), позднеархейскими гранитоидами: куйтозерским плагиогранитным плутоническим комплексом, нюкозерским монцонит-гранодиорит-гранитовым комплексом и суккозерским гранит-лейкогранитовым комплексом, а также протерозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. В ходе ГДП-200 листа Q-36-XXXII по Большеозерской площади (в 2015-2017 годах) нами были исследованы нюкозерские гранитоиды, определен их состав, геохимические, петрохимические особенности и возраст. Данные получены с помощью силикатного анализа, ISP-MS и SHRIMP-II U-Pb (Черный А.О., 2017).

На данной территории, изучаемые гранитоиды сложены породами трёх фаз внедрения. Первая фазы варьируют по составу от амфибол-биотитовых кварцевых монцонитов до гранодиоритов. Главными минералами являются плагиоклаз (от 35% до 60%), калиевый полевой шпат (от 5-10% до 35%), кварц (15-25%,), биотит и амфибол (10-25%). Вторичные минералы - эпидот (5-7%), ортит (0,5%), мусковит (2%). Характерными акцессорными минералами являются сфен, циркон и апатит. Вторая фаза представлена порфировидными монцогранитами и гранитами, которые преобладают по распространенности, их главными минералами являются микроклин и плагиоклаз в равных количествах, суммарно составляя 55–65% объёма породы, биотит и амфибол - 10-25%. Вторичные минералы: эпидот (5-7%), ортит (0,5%), мусковит (2%). Характерными акцессорными минералами являются сфен, циркон и апатит. Третья фаза представлена лейкократовыми грубозернистыми и пегматоидными биотитовыми гранитами. По составу они сложены плагиоклазом, микроклином, кварцем и биотитом.

Характерной геохимической особенностью пород всех фаз является то, что они относятся к известково-щелочной серии с колебаниями SiO_2 от 58 до 75%, при сумме щелочей от 6,4 до 8,5%. Средняя величина отношений Na_2O/K_2O составляет 1,7-0,6 при величине коэффициента калиевости равная 30-50. Среднее содержание K_2O в породах первых двух фаз варьируют от 3,1 до 3,7% и 6% - в пегматоидных гранитах третьей фазы, что указывает на принадлежность пород к высококалиевой известково-щелочной серии. Породы всех фаз внедрения являются умеренноглиноземистыми и умереннотитанистыми. От кварцевых монцодиоритов–гранодиоритов первой фазы к монцогранитам, гранитам и лейкогранитам второй и третьей фаз, в породах закономерно уменьшаются содержания Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3, TiO_2, CaO, P_2O_5, Cr, Ni, при постоянной величине средних значений суммы щелочей. Содержания редких элементов, в породах первой и второй фазы, остаются неизменными (Rb, Th, Nb) или слабо пониженными (Ba, Sr, Ce, Zr, Y). Лейкограниты третьей фазы характеризуются существенно более высоким содержанием Ba и низкими - Th, Y, Nb, Zr, Ce, относительно гранитов второй фазы. Все они низко - и среднемагнезиальными с mg# часто превышающим 0,5, что позволяет соотносить их с санукитоидами других районов Карельского региона (Самсонов и др., 2004).

В результате датирования нюкозерского комплекса U-Pb методом по циркону в ЦИИ «ВСЕГЕИ» (SHPIMP-II) определен возраст гранодиоритов первой фазы

(2 707 ± 7 млн. лет), монцогранита второй фазы (2 704 ± 8 млн. лет) и гранита второй фазы (2 704 ± 5 млн. лет), лейкогранит третьей фазы (2 705 ± 6 млн. лет). Все значения возраста не отличаются друг от друга, что указывает на правомерность выделения комплекса и на позднелопийский возраст его образования.

Кулешевич Л. В. Геологическое строение и рудная минерализация Большеозерской структуры. Геология и полезные ископаемые, **2008**. №10. С. 146-154.

Самсонов и др. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: Петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. **2004**. Т. 12. № 5. С. 495-529.

Черный А. О. Отчет о результатах работ «Выполнение геолого-съемочных работ в пределах листа Q-36-XXXII (Большеозерская площадь)» в составе объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ». «Проведение в 2017 году региональных геолого-съемочных работ масштаба 1:200000 на группу листов в пределах Северо-Западного и Центрального ФО». ФБУ «ТФИ по СЗФО», **2017**.

АРХЕОЦИАТЫ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ОЛДЫНДИНСКАЯ СВИТА РАННЕГО КЕМБРИЯ)

Скрипников М.С.[1], Кузнецов А.Б.[2], Ветлужских Л.И.[1]
[1]Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, m1skr@ya.ru
[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Долгое время наличие нижнепалеозойских отложений в Саяно-Байкальской горной области (СБГО) отвергалось. Э. Зюсс в своей работе «Лик Земли» указывал на то, что восточная часть Сибири сложена архейскими породами с незначительным развитием маломощных пресноводных осадков и на ее территории полностью отсутствуют морские палеонтологически охарактеризованные отложения (Булгатов, 2015). Так была выдвинута гипотеза о «древнем темени Азии». Позднее, в результате геолого-съемочных и геолого-поисковых работ были получены новые материалы, что позволили по-другому взглянуть на историю геологического развития региона.

Первые доказательства наличия в регионе раннего кембрия были получены в результате начала работ треста Забайкалзолото в 1932 г. А. Ф. Колесовым по р. Олиндо (Бол. Олдында). Переданные впоследствии. А. Г. Вологдину образцы с археоциатами показались исследователю по внешнему виду похожими к таковым из камешковского горизонта (дер. Камешки, Восточный Саян) нижнекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области (Язмир и др., 1975). Позднее, фаунистический состав известняков подтвердил предположения исследователя.

Центром диверсификации нижнекембрийской фауны считается Сибирская платформа (Zhuravlev, 1986; Дебренн и др., 1989; Debrenne, 1992). В раннем кембрии Юдомо-Оленекская фациальная зона представляла собой мелководный полузамкнутый бассейн, изолированный Сахайской органогенной полосой (Лучинина, 2013), что способствовало активному развитию археоциат и дальнейшему распространению в пределах кратона. Предполагаемый путь миграции Сибирская платформа – Алтае-Саянская складчатая область – Забайкалье - Монголия связан с развитием складчатых структур южного обрамления Сибирской платформы и развитием Палеоазиатского океана (Гордиенко, 2006; Метелкин и др., 2012).

Археоциаты Удино-Витимской зоны Западного Забайкалья, приуроченные к олдындинской свите, позволили исследователям выделить четыре фаунистических горизонта, датируемых атдабанским-ботомским ярусами нижнего кембрия – нижнеульдзуйтуйский, верхнеульдзуйтуйский, сухореченский и хулудинский (Язмир и др., 1975), которые устанавливают связь с таковыми горизонтами Алтае-Саянской области. Этому соответствует сходство комплексов фауны – от одностенных форм с простой и тумуловой поровыми системами до сложноорганизованных кубков с чешуями, поровыми каналами, козырьками, кольцами; от первых *Archaeolynthus, Loculicyathus, Nochoroicyathus, Coscinocyathus* до *Thalamocyathus, Formosocyathus, Compositocyathus*. Широкое распространение в конце атдабана получили формы с пузырчатым, стерженьковым, реже – тубулярным строением скелета - *Protopharetra, Dictiocyathus, Usloncyathus.* В позднем атдабане – раннем ботоме совместно с двустенными субсферическими *Capsulocyathus* в шлифах встречаются крибрициаты, что говорит о возможной связи между собой этих организмов (Журавлева, Окунева, 1981; Сундуков, Журавлев, 1989).

В целом, учитывая время появление отдельных признаков правильных археоциат в связи с анализом этапов их развития на Сибирской платформе, комплексы археоциат олдындинской свиты отражают этапность их эволюционного развития, идентичные археоциатовым зонам томмотского и атдабанского ярусов (Розанов, 1973; Конюшков, 1979; Дебренн идр., 1989), что выражается в морфологии и строения скелета.

Помимо этого, при изучении С-изотопной характеристики известняков олдындинской свиты была обнаружена закономерность, которая подтверждает тесную временную связь между сокращением числа археоциат и изменениями изотопного состава углерода.

Наибольшая положительная экскурсия углерода в олдындинской свите характерна для позднеатдабанского – раннеботомского сухореченского горизонта, что указывает на увеличение содержания кислорода в морской воде посредством активного кислородного фотосинтеза и захоронения органики (Brasier et al., 1994), что благоприятно сказалось на жизнедеятельности животных, вследствие участия в процессе аэробного дыхания организмов и окисления органического углерода. В хулудинское время, напротив, отмечается сокращение таксономического состава археоциат, которому сопутствуют пониженные, по сравнению с сухореченским, значения $\delta^{13}C$. Время накопления этих известняков коррелируется с позднеботомским–раннетойонским эпизодами низких экскурсов $\delta^{13}C$ Сибирской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00986).

Булгатов А. Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде-раннем палеозое. Новосибирск: Академ. Издательство «Гео», **2015**. 191 с.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. **2006**. Т. 47, №1. С. 53-70.

Дебренн Ф., Журавлев А. Ю., Розанов А. Ю. Правильные археоциаты. Москва: Наука. **1989**. 195 с.

Журавлева И. Т., Окунева О. Г. О природе крибрициат. Проблематики фанерозоя. Москва: Наука, **1981**.

Конюшков К. Н. Этапность в эволюционном развитии археоциат и ее значение для ярусного деления нижнего кембрия. Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тр. Всесоюз. симпоз. Ленинград: Наука. **1979**. 200-205 с.

Лучинина В. А., Коровников И. В., Новожилова Н. В., Токарев Д. А. Биофации ранеего кембрия Сибиркой платформы по бентосу (хиолиты, мелкораковинная проблематика, археоциаты, трилобиты, и известковые водоросли.) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, **2013**. Т. 21, № 2, С. 3–21.

Метелкин Д. В., Верниковский В. А., Казанский А. Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции. // Геология и геофизика, **2012**, Т. 53, № 7, С. 883—899.

Розанов А. Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия // Тр. ГИН АН. **1973**. В. 241. 164 с.

Сундуков В. М., Журавлев А. Ю. Первая находка крибрициат в нижнем кембрии Сибирской платформы // Палеонтологический журнал. **1989**. №3. С.101-102.

Язмир М. М., Далматов Б. А., Язмир И. К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. Москва: Недра. **1975**, 184 с.

Brasier M. D., Corfield R. M., Derry L. A. Multiple δ ^{13}C excursions spanning the Cambrian explosion to the Botomian crisis in Siberia // Geology. **1994**. V. 22. P. 455–458.

Debrenne, F. Diversification of Archaeocyatha // Origin and Early Evolution of the Metazoa. **1992**. P. 425-443.

Zhuravlev, A. Yu. Evolution of archaeocyaths and palaeobiogeography of the Early Cambrian // Geological Magazine. **1986**. V. 123. P. 377– 385.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ И СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА КУМОВКА (ПРЕДДОНЕЦКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ)

Смирнов П. В.

Тюменский государственный университет, Тюмень, geolog.08@mail.ru

Воронежская антеклиза и восточная часть Большого Донбасса в раннем палеогене образовывали краевую часть единой морской акватории. Предположительно, они являлись частью моря - пролива, через которое осуществлялись субширотные связи с эпиконтинентальными морями юго-восточного Пери - Тетиса и Западной Европы (Akhmetiev, Beniamovski, 2004). Геологические исследования в регионе ведутся, начиная с конца XIX века (Стратиграфия…, 1975). Фундаментальными классическими трудами по геологии Среднего Дона остаются работы Г.П. Леонова (1937, 1961) и В.П. Семенова (1965), в которых были заложены основы стратиграфического расчленения палеогена. К настоящему времени выполнен широкий спектр исследований, включая общегеологические, литолого - минералогические и микропалеонтологические исследования (Бартенев, Савко, 2001). Несмотря на значительный объем данных по региону, актуальными остаются вопросы в области палеогеографии и региональной стратиграфии, поскольку многие данные не подвергались существенной ревизии в течение почти полувека.

Актуальность работ обусловлена необходимостью создания детальной био- и литостратиграфической основы региональной стратиграфической схемы палеогена региона Воронежской антеклизы и восточной части Большого Донбасса нового поколения, а также актуализации легенд крупномасштабного картирования (Беньямовский, 2016). Палеогеновые породы в этом регионе представлены различными типами: от терригенно - кремнистых до терригенных и терригенно - карбонатных (Леонов, 1961; Семенов, 1965).

Из большинства разрезов пока не удалось получить микропалеонтологических данных, что делает на данном этапе единственно информативными геохимические и литолого - минералогические параметры. В настоящей работе приводится литолого - петрографическая характеристика палеоценовых и раннеэоценовых пород из разреза Кумовка структурно-фациальной зоны Преддонецкой моноклинали субрегиона Восточного обрамления Донбасса, позволяющая зафиксировать основные черты динамики развития палеобассейна.

Объектами исследования послужили 20 образцов из разреза Кумовка, который находится в промоине на левом склоне балки, открывающейся в Цимлянское водохранилище, в 1 км на северо - запад от хут. Кумовка, Калачевского района Волгоградской области. Для всех образцов выполнены исследования минерального состава рентгеноструктурным методом, литолого - петрографические исследования шлифов по стандартной методике, также электронная микроскопия (на аппаратно - программном комплексе на базе растрового электронного микроскопа JEOL JSM 6510A).

В разрезе Кумовка основными типами отложений являются алеврито - псаммитовые и опоковидные. Песчаники и алевролиты, кварцевые, глауконитсодержащие, с опал-кристобалитовым или глинисто - кремнистым цементом. Опоки белого и серого цветов с желтовато - рыжеватым оттенком, с тонкоглобулярными, глобулярно - биоморфными или криптокристалическими структурами. Опоки в разной степени глинистые, с примесью терригенного материала, включениями зёрен глауконита. Основная масса породы сложена очень мелкими трудноразличимыми частицами аморфного кремнезёма с примесью глинистого материала, пропитанных окислами железа.

Фактически во всех изученных образцах главным компонентом является кремнезем, как кристаллический (кварц), так и его слабоупорядоченные формы (опал – кристобалит - тридимитовая фаза). Остальные компоненты имеют существенно подчиненное положение.

В песчаниках и алевролитах обломочный материал составляет от 70-75 до 90-95 % от объёма породы. Зёрна окатанные, полуокатанные, реже встречаются слабоокатанные, изометричной и удлинённой формы. Породообразующие минералы представлены преимущественно зёрнами кварца, в значительно меньших количествах содержатся полевые шпаты, обломки пород (микрокварциты), слюда. Присутствуют обломки глинисто - кварцевых пород и кварцитов. Почти во всех интервалах карбонатные минералы представлены сидеритом в количестве 1 -3 %. Акцессорные минералы: сфен, гранат, эпидот. Вмещающая масса представлена полигенным кремнеземом. Отмечаются примеси глинистого тонкочешуйчатого (монтмориллонита) и глобулярного (глауконита) вещества. В опоковидных разностях глин в разрезах фиксируется аморфный опал по широкому гало, левое плечо которого осложнено дублетом цеолитовых рефлексов, а правое - кристобалитовым пиком 0,410 нм. По данным Ю.Н. Сеньковского (1975), подобная конфигурация гало с отношением высоты к ширине не более 2 - 3,5 является отражением низкой степени структурного совершенства опал - кристобалита и свидетельствует об образовании его за счет кремнезема биогенного происхождения, т.е. диатомей. Это убедительно подтверждается присутствием многочисленных реликтов диатомовой флоры, которые устанавливаются по данным SEM.

При исследовании сканирующей электронной микроскопией четко диагностируется, что в опоковидных разновидностях и в некоторых песчаниках с опал - кристобалитовым цементом минеральные частицы погружены в кремнистый матрикс, структура которого обыкновенно варьирует от тонкоглобулярной до криптокристаллической (афанитовой). Последний, по всей видимости, представляет собой результат уже завершившегося процесса срастания леписфер опал-СТ до их полного объединения и прорастания друг в друга и формирования кремнистых «корок», в которых границы между частицами уже перестают различаться.

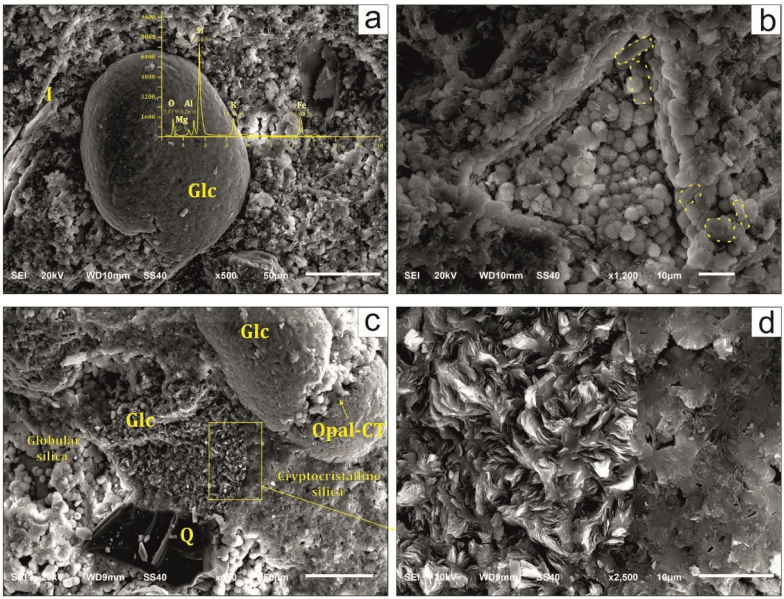


Рис. 1 Морфологические особенности основных минеральных компонентов. a – крупные почковидные агрегаты глауконита в тонкоглобулярной массе кремнезема; b – реликты раковины диатомовой, заполненная леписферами и опал-КТ фазой и брусковидными кристаллами цеолитов (выделены пунктирными линиями); c – породообразующие минеральные компоненты в породе; d – границы между глауконитом и кремнистой массой; Glc – глауконит; Q – кварц; Opal-CT – опал – кристобалит - тридимитовая фаза.

По результатам лабораторных исследований образцов из разреза Кумовка, можно утверждать, что изученный комплекс песчано - алевритовых кремнистых несущественно глинистых осадков формировался в зоне обширного мелкого шельфа, в пределах которого пространственно менялась лишь глубина и гидродинамическая активность водных масс. Накопление довольно однообразной в литологическом отношении толщи средне - и мелкозернистых песков свидетельствует, что в этот период эта часть бассейна имела схожие основные параметры от западного сектора морского бассейна региона, которые ранее исследовали В.К. Бартенев и А.Д. Савко (2001). Бассейн был мелководным и характеризовался выровненным рельефом дна, и, вероятно, мало отличался по условиям седиментации и типу осадков от отложений, изученных к западу от исследованного нами региона. Это свидетельствует, что вся эта территория представляла собой единую акваторию. Вариативность основных характеристик, вероятно, определялась подвижностью береговой линии и изменением гидродинамики в условиях довольно стабильного привноса материала водным и ветровым транспортом с прилегающей суши. Все это служит аргументом в пользу того, что в позднем палеоцене территория юго - восточного склона Воронежской антеклизы представляла собой частично изолированный крупный залив морского бассейна, соединявший прикаспийскую, черноморскую и западноевропейские акватории, проникновение трансгрессии в который осуществлялось с юга.

Бартенев В. К., Савко А. Д. Литология, фации и полезные ископаемые палеогена ЦЧЭР // Труды НИИ Геологии ВГУ. Вып. 7. Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, **2001**. 146 с.
Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. – Отв. ред. Гроссгейм В.А., Коробков И.А. Москва: Недра, **1975**. 524 с.
Беньямовский В. Н. Предложения к уточнению стратиграфической схемы палеогена Воронежско-Придонецкого субрегиона // Состояние стратиграфической базы центра и юго-востока Восточно-Европейской платформы. Материалы совещания (Москва, ВНИГНИ, 23–25 ноября 2015 г.) / Ред. А. И. Варламов, А. С. Алексеев, С. М. Шик. Москва: ВНИГНИ, **2016**. 134–139 с.
Леонов Г. П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогена Русской плиты. Москва: МГУ, **1961**. 552 с.
Семенов В. П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, **1965**. 279 с.
Сеньковский Ю. Н. Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. Москва: Наука, **1975**. 76–83 с.
Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. – отв. ред. Гроссгейм В. А., Коробков И. А. Москва: Недра, **1975**. 524 с.
Akhmetiev M. A., Beniamovski V. N. Paleocene and Eocene of Western Eurasia (Russian sector) – stratigraphy, palaeogeography, climate // Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen. **2004**. V. 234. P. 137–181.

БАЗАЛЬНЫЕ ТОЛЩИ НИЖНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ ВОЗРАСТНЫЕ АНАЛОГИ В СОПРЕДЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ (ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ С УЧЕТОМ НОВЫХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ)

Солодова С.А.
Башкирский Государственный университет, Уфа, solodowa.sveta2010@yandex.ru

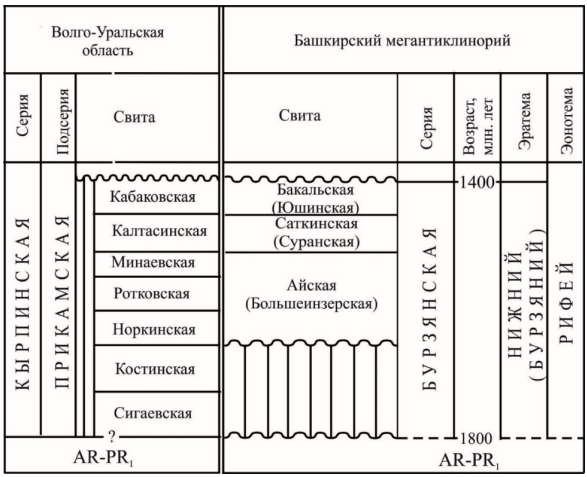
Изучение отложений нижнего рифея имеет важное значение, так как для этого периода характерны глобальными магматические события, связанные с процессами рифтогенеза. Вулканиты, содержащиеся в породе, являются хорошими объектами для датирования, а также региональной и глобальной корреляции. Дополнительное использование минералогических и литологических особенностей имеют важное значение для сопоставления «немых» терригенных толщ.

Возрастной интервал 1750-1800 млн лет на Южном Урале ознаменован развитием навышского рифта, для вулканитов которого по циркону получена надежная датировка (U-Pb методом SHRIMP) – 1752±11 млн лет (Краснобаев и др., 2013). Аналогичный возраст по цирконам из вулканитов получен для вулканогенно-осадочной толщи в кратоне São Francisco (Южная Америка) (Danderfer Filho et al., 2014). В настоящее время получена датировка 1789±8,9 млн лет гнейсогранитов Посольненского массива в северной части Южно-Енисейского кряжа, который представляет собой ЮЗ выступ фундамента Сибирской платформы (Попов и др., 2019).

Для нижнего рифея на Южном Урале базальными свитами являются айская и большеинзерская в составе бурзянской серии. В сопредельной части востока Русской плиты (Волго-Уральская область) возрастными аналогами являются норкинская,

ротковская и минаевская свиты прикамской подсерии кырпинской серии. Сопоставление рассматриваемых стратонов отражено в таблице 1.

Таблица 1 Сводная таблица отложений нижнего рифея Южного Урала и Волго-Уральской области.



Стратотипические разрезы айской свиты находятся на севере Башкирского мегантиклинория в пределах Тараташского антиклинория. Свита представлена полимиктовыми конгломерато-брекчиями, пестроцветными полимиктовыми, кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, субаркозовыми, аркозовыми гравелитами и песчаниками. В нижней части разреза свиты (навышская подсвита) присутствуют покровы разнообразных по составу и текстурно-структурным особенностям трахибазальтов. Мощность свиты достигает 2500 м.

Большеинзерская свита распространена в сводовой части Ямантауского антиклинория в центральной части Башкирского мегантиклинория и сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, доломитами, известняками, углеродисто-глинистыми сланцами, отмечаются прослои гравелитов и разногалечных конгломератов. Нижняя граница свиты не вскрыта эрозией, видимая мощность составляет 2150 м.

Отложения норкинской, ротковской и минаевской свит прикамской подсерии вскрыты глубокими скважинами (7000 Арланская, 133 Азино-Пальниковская, 203 Мензелино-Актанышская и др.) в пределах Камско-Бельского авлакогена. Наибольшая мощность (2000 м) этих отложений вскрыта скв. 203 Мензелино-Актанышская на северо-востоке республики Татарстан, где они представлены преимущественно терригенными осадками.

Норкинская свита сложена полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов, а в нижней части свиты вскрыты базальты, аналогично айской свите Уральского разреза. В составе ротковской свиты преобладают полевошпат-кварцевые, разнозернистые, преимущественно красноцветные песчаники с подчиненными прослоями алевролитов того же состава и облика. Минаевская свита представлена алевролитами и песчаниками существенно аркозового состава с подчиненными прослоями гравелитов, конгломератов, доломитов.

При корреляции учитывались литолого-минералогические особенности базальных толщ нижнего рифея, а также новые изотопно-геохронологические данные, полученные в последние годы разными исследователями в регионе.

1. Отложения айской свиты и прикамской подсерии перекрыты хорошим маркирующим горизонтом – карбонатными осадками саткинской и калтасинской свит соответственно. Возраст калтасинской свиты определен 1414±40 и 1427±43 млн лет Re-Os изотопным методом по аргиллитам (Sperling et al., 2014), для саткинской получен Pb-Pb возраст 1550±30 млн. лет (Кузнецов и др., 2008). Эти изотопные датировки надежно определяют возраст и стратиграфическую позицию не только карбонатных маркеров, но и подстилающих свит в составе нижнего рифея Южного Урала и Русской плиты.

2. Для вулканитов навышской подсвиты айской свиты Уральского разреза U-Pb методом SHRIMP получена надежная датировка – 1752±11 млн лет. K-Ar методом по плагиоклазу определен возраст базальтов, вскрытых на забое в скважине 203 Мензелино-Актанышская – 1686±95 млн. лет (Козлов и др., 1995). Это позволяет провести возрастную корреляцию между айской и норкинской свитами.

3. Как следует из диаграммы (рис. 1 А), песчаники прикамской подсерии (обн. 1), большеинзерской (обн. 2) и верхней части айской (обн. 3) свит близки по литологическому. составу (полевошпат-кварцевые, граувакковые аркозы), что может свидетельствовать о сходных условиях формирования. Исключение составляют песчаники вулканогенно-осадочной части айской свиты (обн. 4), расположенные в поле мезомиктовых кварцевых, что связано с их формированием в обстановке активного рифтогенеза (рис. 1 Б, В).

4. Минералогические исследования показали, что терригенные толщи большеинзерской и айской свит по акцессорным минералам и типоморфизму циркона, для которого характерны темно-розовые, малиново-красные хорошо окатанные (рециклированные) зерна, хорошо сопоставляются. В вулканогенно-осадочной толще айской свиты присутствуют как вышеописанные зерна циркона, так и бледно-розовые кристаллы (магматического типа) цирконов, источником которых могли служить сами вулканиты айской свиты.

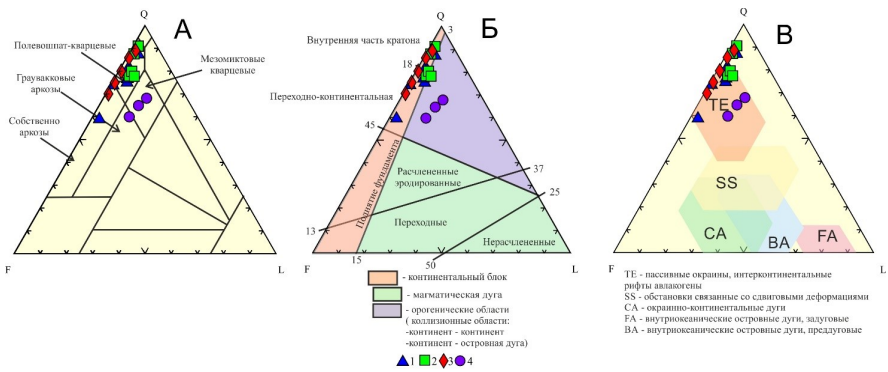


Рис. 1 Положение фигуративных точек на QFL-диаграммах песчаников основания нижнего рифея: (А) (Шутов, 1967), (Б) (Dickinson et al., 1979) и (В) (Yerino et al., 1984): 1 – прикамская подсерия (обн. 1), 2 – большеинзерская свита (обн 2), 2 – верхняя часть айской свиты (обн. 3), 4 – вулканогенно-осадочная (нижняя) часть айской свиты (обн. 4).

Таким образом, по данным литолого-петрографических, минералогических исследований песчаники прикамской подсерии, большеинзерской и верхней части айской

свит хорошо сопоставляются, что говорит о правомерности корреляции отложений, которая также подтверждается изотопно-геохронологическими данными. Песчаники вулканогенно-осадочной части айской свиты значительно отличаются от названных выше, что связано с образованием навышского рифта.

Козлов В. И., Муслимов Р. Х., Гатиятуллин Н. С., Генина Л. А., Сергеева Н. Д., Ларионов Н. Н., Михайов П. Н., Баранов В. В. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: ИГ УНЦ РАН, **1995**. 218 с.

Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В., Лепехина Е. Н. Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Доклады Академии Наук. 2013. Т. **448**. № 4. С. 1-6.

Кузнецов А. Б., Овчинникова Г. В., Семихатов М. А., Горохов И. М., Каурова О. К., Крупенин М. Т., Васильева И. М., Гороховский Б. М., Маслов А. B. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **2008**. Т. 16. № 2. С. 13-34.

Попов Н. В., Лиханов И. И., Савко К. А. Посольненский гранитоидный массив, Южно-Енисейский кряж: возраст и тектоническое положение // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург, ИГГД РАН. СПб: «Свое издательство». **2019**. С. 177-179.

Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. **1967**. № 5. С. 86-103.

Danderfer Filho, A., Lana A. A., Nalini Junior, Costa A. F. O., Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern Sao Francisco craton // Gondwana Research. **2015**. P. 668-688.

Dickinson W., Suczek C. Tectonic and sand composition // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. **1979**. V. 63. № 12. P. 2164-2182.

Sperling E. A., Rooney A. D., Hays L., Sergeev V. N., Vorob'eva N. G., Sergeeva N. D., Selby D., Johnston D. T., Knoll A. H. Redox heterogeneity of subsurface waters in the Mesoproterozoic ocean // Geobiology. **2014**. V. 12. P. 373–386.

Yerino, L. N., Maynard, J. B., Petrography of modern sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas // Sedimentology. **1984**. P. 83-89.

ФОРАМИНИФЕРЫ СЕМЕЙСТВА CIBICIDIDAE ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Трубин Я.С., Смирнов П.В.

Тюменский индустриальный университет, Тюмень, iyr-2009@mail.ru

Отложения палеогена широко распространены как по площади, так и в объеме разреза Западной Сибири, и включают два крупных литолого-стратиграфических комплекса: морские отложения палеоцена и эоцена и более молодые континентальные отложения олигоцена. Одной из наиболее надежных групп для биостратиграфического

расчленения толщи морских отложений кайнозоя считаются раковинные одноклеточные – фораминиферы, биостратиграфическое значение которых ничем не уступает представителям органикостенного микропланктона. Материалы по биостратиграфии фораминифер вошли в унифицированную стратиграфическую схему (Гурари и др., 2001).

Наиболее обильными среди бентосных фораминифер с высоким биостратиграфическим значением для палеогена Западной Сибири (Подобина, 1998, 2009; Ахметьев и др, 2004) являются представители семейства Cibicididae Cushman, 1927, которое помещено в отряд Rotaliida Lankester, 1885 (Быкова и др., 1959). Согласно первоописанию (Cushman, 1927) Cibicididae имеет раковину от двояковыпуклой до уплощенно-выпуклой с щелевидным устьем, протягивающимся на спинную сторону и перфорированной стенкой. Стоит отметить, что для большинства видов этого семейства спинная сторона, которой организмы крепились к субстрату, являлась более перфорированной, чем брюшная. Это связано со способом питания организмов (Cushman, 1931).

Согласно современной номенклатуре, построенной по результатам молекулярно-генетических и морфофизиологических исследований (Holzmann, Pawlowski, 2017), в объеме отряда Rotaliida выделяется семь надсемейств: Planorbulinoidea Schwager, 1877, Discorboidea Ehrenberg, 1838, Rotalioidea Ehrenberg, 1839, Nummulitoidea Blainville, 1827, Glabratelloidea Loeblich et Tappan, 1964, Calcarinoidea Schwager, 1876, Serioidea Holzmann et Pawlowski, 2017. Семейство Cibicididae, согласно этой классификации, включает в себя роды *Cibicides* Montfor, 1808, *Cibicidoides* Brotzen, 1936, *Heterolepa* Franzenau, 1884 и относится к подсемейству Planorbulinoidea. Однако такая система остается дискуссионной. При изучении палеонтологического материала с целью обособления и выделения таксонов некоторые авторы призывают придерживаться не только филогенетического и морфологического, но и геохронологического, палеогеографического и палеобиогеографического критериев (Подобина, 2017). В данной работе мы вслед за В.М. Подобиной (1998, 2009), придерживаясь вышеизложенных параметров, принимаем в объеме семейства Cibicididae три рода, известных в палеогене Западной Сибири: *Cibicides*, *Anomalinoides* Brotzen, 1942, *Cibicidoides*.

Выделение родов в семействе Cibicididae проводиться по форме и положению устья, положению его боковой части, форме периферического края и септальной поверхности, а также по характеру пупочной области. Боковая часть устья может развиваться вдоль спирального шва на спинной стороне, что характерно для *Cibicides*, или протягиваться вдоль внутреннего края последних камер, как у *Anomalinoides* и *Cibicidoides*. Также *Cibicides* в отличии от *Anomalinoides* и *Cibicidoides* имеет сильно уплощенную спинную сторону против выпуклой почти до конической брюшной стороны. *Anomalinoides* и *Cibicidoides* характеризуются двояковыпуклой формой раковины. Раковины *Anomalinoides* от *Cibicidoides* можно отличить по характеру периферического края и спетальной поверхности. У раковины *Anomalinoides* периферический край широкий, септальная поверхность округлая, а у *Cibicidoides* периферический край в разной степени заостренный, септальная поверхность треугольная, стрельчатая.

Согласно монографическим исследованиям В.М. Подобиной (1998, 2009) в объеме *Cibicides* известно три вида из палеогена Западной Сибири: *C. simplex* Brotzen, 1949, *C. borislavensis* Aisenstat, 1954, *C. lopjanicus* Mjatliuk, 1950; в объеме *Anomalinoides* один вид – *A. ypresiensis* Ten Dam, 1944; и в объеме *Cibicidoides* четыре вида: *C. proprius* Brotzen, 1948, *C. incognitus* Vassilenko, 1950, *C. favorabilis* Vassilenko, 1950, *C. pseudoungerianus* Cushman, 1922. Виды выделяются по характеру навивания раковины, форме септальных швов и особенностям развития устья. Число камер также является важным систематическим признаком, однако при изучении описаний раковин из разных районов

этот признак сильно варьирует в пределах вида и возможно в будущем может быть основанием для выделения новых разновидностей или даже видов.

Распространение по разрезу палеогена Западной Сибири представителей семейства Cibicididae неравномерное. Вид *Cibicidoides pseudoungerianus* В.М. Подобиной (1998) принят, как зональный для тавдинской свиты, и позволяет ее отнести к нижнему олигоцену. Однако такое видение принимается не всеми авторами (Ахметьев и др., 2004; Васильева, 2018) и в унифицированной схеме (2001) рассматривается как «особое мнение». В кремнистых породах люлиноворской свиты виды семейства Cibicididae практически не известны за исключением *Anomalinoides ypresiensis*. Это связано с неблагоприятными обстановками для развития фораминифер по причине конкурентных отношений карбонатно-скелетных и кремневых групп оргвнизмов в люлиноворское время в Западной Сибири (Смирнов, Константинов, 2017). На границе талицкого и люлиноворского горизонта встречается вид *Cibicidoides favorabilis* (Подобина, 1998), впервые выделенный В.П. Василенко (1950) в палеоцене центральной части Днепрово-Донецкой впадины.

Ахметьев М. А., Александрова Г. Н., Беньямовский В. Н., Витухин Д. И., Глезер З. И., Гнибиденко З. Н., Дергачев В. Д., Доля Ж. А., Запорожец Н. И., Козлова Г. Э., Кулькова И. А., Николаева И. А., Овечкина М. Н., Радионова Э. П., Стрельникова Н. И. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Статья 1. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **2004**. Т. 12. № 1. С. 67–93.

Быкова Н. К., Василенко В. П., Волошинова Н. А., Мятлюк Е. В., Субботина Н. Н. Отряд Rotaliida // Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Общая часть. Простейшие. Москва: Издательство АН СССР, **1959**. 265-308 с.

Васильева О. Н. Диноцисты и биостратиграфия палеогена Зауралья, Тургайского прогиба и Прикаспийской впадины: 25.00.02: автореф. дис. … д. г.-м. н. / Васильева О. Н.; Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН. Екатеринбург, **2018**. 37 с.

Гурари Ф. Г., Волкова В. С., Бабушкин А. Е., Головина А. Г., Никитин В. П., Некрасов А. И., Кривенцов А. В., Доля Ж. А., Колыхалов Ю. М., Гнибиденко З. Н. Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГГиМС, **2001**. 81 с.

Подобина В. М. Создание новой системы фораминифер. // Геосферные исследования, 2017. No 2. С. 77-85.

Подобина В. М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: ТГУ, **2009**. 432 с.

Подобина В. М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Издательство Научно-технической литературы, **1998**. 337 с.

Смирнов П. В., Константинов А.О. Биогенное кремненакопление в Западно-Сибирском морском бассейне в палеоцене-эоцене: факторы и стадии // Литосфера. **2017**. Т. 17. №4. С. 26-47.

Cushman, J. A. An outline of a reclassification of the foraminifera // Contributions from the Cushman laboratory for foraminiferal research, **1927**. V. 3. № 1. P. 1-105.

Cushman, J. A. The foraminifera of the Atlantic Ocean, Pt. 8. Rotaliidae // U.S. Nat. Mus, **1931**. P. 1-179.

Holzmann, M.; Pawlowski, J. An updated classification of rotaliid foraminifera based on ribosomal DNA phylogeny. Marine Micropaleontology. **2017**. P. 59.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ОСАЖДЕНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ В УФИМСКО-КАЗАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Фахрутдинов Э.И., Нургалиева Н.Г., Фокеева Л.Х.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, MKS-1989eduard@yandex.ru

В данной работе представлены результаты исследований химического состава уфимско-казанских отложений в бассейне рек Шешма и Инэш на участке Каркалинского карьера. Значимость этого объекта подчеркивается тем фактом, что данный геологический разрез был предложен в качестве опорного, парастратотипического разреза и выделен в комплекс геологических памятников юго-востока Татарстана. Эти обнажения вызывали внимание с давних пор, своими битумопроявлениями. Целью данных исследований является установления тенденций изменений геохимических особенностей уфимско-казанских отложений как отражение процессов выветривания исходных пород в пределах рассматриваемого участка.

Уфимские и казанские отложения обнажаются в бассейне рек Шешма и Инэш в районе сел Шугурово и Каркали (рис. 1) в 23 км от г. Лениногорска. Географические координаты его 54°31′ с.ш. 52°12′10′′ в.д.

Описание разреза начинается с правого склона р. Шешмы у полотна дороги между селами Каркали и Шугурово, здесь сосредоточены выходы песчано-глинистой красноцветной толщи уфимских пород и граница между уфимскими и нижнеказанскими отложениями (обнажение II (рис. 1) –слои 1–7).

В обнажении III сосредоточена мощная толща глинистых пород слоя 8. Обнажение IV приурочено к западной части Каркалинского карьера (слои 8–12) по правому склону р.Инэш; обнажение V (слои 13–16), обнажение VII (слои 14–23), обнажение VI (слои 16–18), обнажение VIII (слои 23–25) сосредоточены в восточной части Каркалинского карьера, по левому склону р. Инэш. Обнажение I–подошвенная часть слоя 1 (уфимские отложения) – на территории Шугуровского нефтебитумного завода (рис. 1) (Фахрутдинов Э.И. и др, 2015).

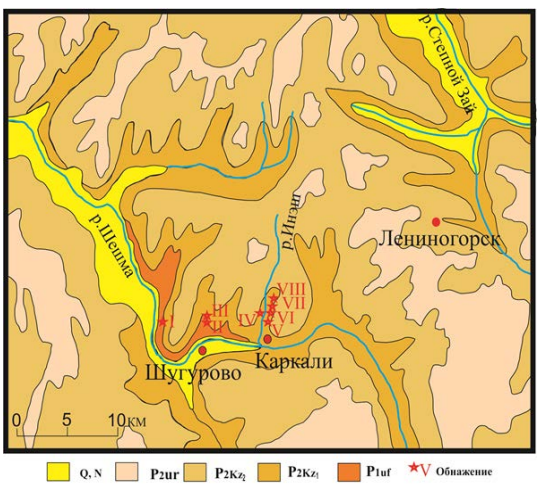


Рис. 1 Геологическая карта объекта исследования

Для уточнения геохимических данных все образцы исследовали на рентгеновском флуоресцентном спектрометре. Содержание породообразующих оксидов и микроэлементов в терригенных породах уфимского и казанского веков было изучено 116 проб. Таких как образцы глины -45, образцы песчаника -71. Анализ для 43 элементов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Mg, Na, K, P, Sr, S, Cl, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Br, Rb, Y Zr, Nb, Cd, Mo, Sn, Sb, Te, Ta, Sm, Nd, Pb, Bi, Se, Cs, Pr, La, Ce, W, Ge, In), выполненные в Казанском федеральном университете с использованием флуоресцентного спектрометра BRUKER S2 Ranger (Bruker, Германия). Полученные результаты и их математическая обработка пакетом STATISTICA позволили уточнить состав отложений, а также получить некоторую информацию об условиях осадконакопления в урало-биармийское время (Fakhrutdinov E.I et al, 2019).

Изменение состава в уфимско-казанских отложениях Каркалинского карьера рассмотрена по литологическим классам диаграммы Петтиджона $\log(Na_2O/K_2O)/\log(SiO_2/Al_2O_3)$ (рис. 2 (А)). Уфимские песчаники могут быть классифицированы аркозами и литаренитами. Байтуганские песчаники преимущественно аркозовые.

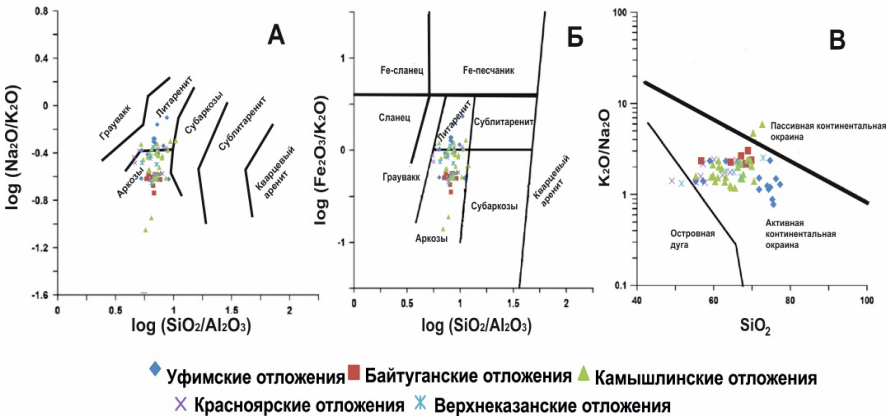


Рис. 2 Литологические классы диаграммы (А) Pettijohn et al. (1972), и (Б) Herron (1988), и (В) тектонические дискриминации

На диаграмме $\log(Fe_2O_3/K_2O)/\log(SiO_2/Al_2O_3)$ (рис. 2 (Б)) наблюдается меньшая дисперсия, связанная с размером зерен, проявляющаяся в составе более тонкозернистых глинистых отложений с песками. Тем не менее, эта диаграмма также классифицирует уфимские и казанские отложения песчаников как преимущественно аркозовые и литарениты.

Относительное истощение K-полевым шпата и обогащение плагиоклаза в отложениях уфимского возраста, наблюдается благодаря сдвигу к более высокому отношению Na_2O/K_2O (0,296–1,7) в позднекамышлинское время (0,374-0,88). Преимущественно в казанских отложениях преобладает низкое отношение Na_2O/K_2O (0,07-0,33), что говорит о том, что происходит истощение плагиоклаза и обогащение K-полевым шпатом (рис. 2 (А)). Ограничивающая область кварцевого аренита предполагает ограниченное развитие зрелых богатых кварцем отложений уфимско-казанского возраста из-за большего содержания K-полевого шпата. Влияние размера зерна видно на диаграмме K_2O/Na_2O-SiO_2, с общим уменьшением SiO_2 (%) происходит уменьшением размера зерна

(рис. 2 (B)) (Roser, B.P. et al, 1986). Низкое отношение K_2O/Na_2O отложений уфимско-казанского возраста по всем литологическим классам размеров согласуется с отложением в тектонической обстановке активного континентального края. Позднекамышлинское время характерно по данной диаграмме тектоническая обстановка пассивного края. Высокое отношение K_2O / Na_2O свойственно для обильного минерального комплекса полевого шпата и обусловлено текстурной незрелостью отложений, что указывает на короткие транспортные расстояния и близость к исходным породам.

Исследования основных и микроэлементов геохимии, минералогии и гранулометрического состава в пределах разреза Каркалинского карьера в бассейне рек Шешма и Инэш разрешили комплексный анализ его состава и происхождения (Fakhrutdinov E. et al, 2018). Кварц, содержащийся в песчаниках, является контролирующим фактором геохимии основных оксидов и микроэлементов. Относительное доминирование кварца и калиевого полевого шпата в песках обусловлено главным образом истощением плагиоклаза и биотита.

Фахрутдинов Э. И., Нургалиева Н. Г., Хасанова Н. М., Силантьев В. В. Литолого-фациальные особенности нижнеказанских отложений по данным ЭПР опорного разреза. - Ученые записки Казанского университета. **2015**. Т. 157. С. 87-101.

Fakhrutdinov E. I., Nurgalieva N. G., Mudarisova R. A. Prospect of heat-treat of the reservoir for the active mechanism of oil recovery, due to the study of the geochemical composition of terrigenous rocks of the section of Karkali, South-East of Tatarstan // // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, **2019**.

Fakhrutdinov E., Nurgalieva N. Granulometric Characteristics of the Ufimian-Lower Kazanian Succession in the Karkali Section/ Filodiritto Editore – Proceedings Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2017: Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources Kazan, Russian Federation, **2018**. P.333-339.

Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology, **1988**. V. 58 (5). P. 820–829.

Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and Sand-stones. Springer, New York, **1972.** 158 p.

Roser B. P., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // Journal of Geology, **1986**. V. 94 (5). P.635–650.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ПООЗЕРСКОЙ МОРЕНЫ ШУМИЛИНСКОЙ РАВНИНЫ (БЕЛАРУСЬ)

Филитович Е. С., Комаровский М. Е.

Белорусский государственный университет, Минск, liza.filitovich.99@mail.ru

Шумилинская моренная равнина располагается на северо-востоке Республики Беларусь. Она вытянута с юго-запада на северо-восток примерно на 100 км при ширине от 5 до 50 км и имеет в основном плоский и пологоволнистый рельеф. В гляциоморфологическом отношении равнина приурочена к области распространения последнего поозерского (валдайского) оледенения, к краевому комплексу витебской (франкфуртской, вепсовской) фазы. Особенностью равнины является ее расположение вблизи ледораздельной зоны, которая приходится на Городокскую возвышенность. Этот

ледораздел существовал в последнее оледенение и разграничивал Чудский ледниковый поток от Ладожского потока (рис. 1).

Положение Шумилинской моренной равнины в непосредственной близости от ледораздела между Чудским и Ладожским ледниковыми потоками порождало различные представления об источниках привноса материала, слагающего верхнюю поозерскую морену. По данным одних исследователей, Шумилинская равнина в поозерское оледенение покрывалась Суражским ледниковым потоком (Boulton G.S. etc., 2001). Другая гипотеза предполагает, что источником морены являлись отложения по трассе Чудского ледникового потока (Астапова и др., 2001; Комаровский, 2009). Неоднозначное объяснение происхождения обломочного материала поозерской морены и отсутствие его петрографической характеристики делают актуальным решение этого вопроса. Цель работы – изучить особенности петрографического состава грубообломочного материала поозерской морены Шумилинской равнины и реконструировать путь и направление движения последнего оледенения.

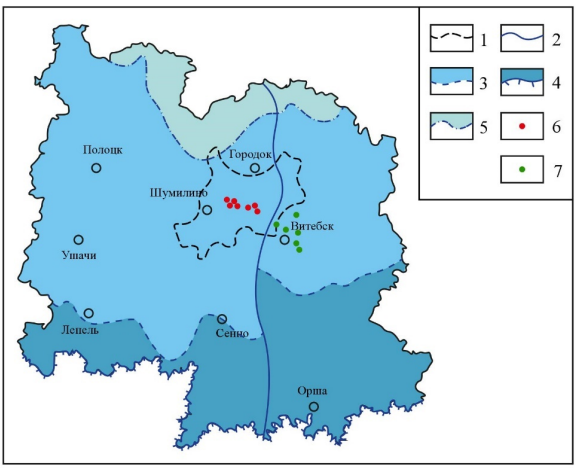


Рис. 1 Положение Шумилинской равнины в структуре поозерских краевых ледниковых образований северо-восточной Беларуси. Границы: 1– Шумилинской равнины, 2 – ледораздел между Ладожским и Чудским потоками льда, 3 – витебской фазы, 4 – максимальной стадии, 5 – браславской стадии, 6 – места отбора проб поозерской морены на петрографический анализ в пределах Шумилинской равнины, 7 – то же на Витебской возвышенности

Методика изучения заключалась в отборе гравийно-галечного материала из поозерской морены в поле и макроскопическом определении его петрографического состава в лаборатории. Отбор грубообломочного материала осуществлялся из плитчатых пачек настилаемой основной морены в шурфах и карьерах. Глубина отбора составляла 1,1–2,6 м. Обломки пород извлекались посредством промывания 15 кг морены на 5-ти миллиметровом сите. Содержание обломков во взятых пробах составляло от 217 до 706 единиц. В камеральных условиях отобранные образцы подвергались петрографическому изучению с использованием лупы, 10 % соляной кислоты и инструментов, позволяющих определить прочность обломков. Затем породы распределялись на различные группы, после чего проводилось тщательное их описание по схеме: название породы, цвет, окатанность, структура, текстура, прочность, размер, количество и др. Всего выделено

приблизительно 14 различных групп пород и минералов, в том числе граниты розовые, граниты серые, кварц, полевые шпаты, магматические красноцветные и темноцветные, кварциты, гнейсы, кристаллические сланцы, аргиллиты и алевролиты, известняки, доломиты, мергели, песчаники, конкреции. Среди магматических пород отдельно подсчитывалить обломки руководящих кристаллических пород.

Поозерская морена сложена в основном красно-бурыми, бурыми грубыми суглинками и супесями. Слои основной морены имеют отчетливую массивную или плитчатую текстуру, в некоторых шурфах на контакте с подстилающими породами между плитками встречаются линзы алеврита и песка, тонкозернистого, светло-серого цвета. Кровля морены ровная, но местами в ней наблюдаются ископаемые морозобойные микроклинья, заполненные палево-серым редко- и тонкозернистым песком, с включением гравия. Мощность моренных отложений достигает 3 м и более. Подстилается морена, как правило, флювиогляциальными и лимногляциальнымиотложениями времени наступания ледника.

В составе грубообломочной фракции поозерской морены Шумилинской равнины резко преобладают осадочные породы. Их доля составляет в среднем 64,41%. Среди осадочных пород наиболее широко представлены известняки, содержание которых в общем объеме – 35,17%. На доломиты приходится 19,45 % осадочных пород. Остальные осадочные породы значительно уступают по содержанию известнякам и доломитам. Так, доля мергелей составляет 3,06 %, песчаников – 1,65 %, аргиллитов и алевролитов – 1,34 %. Кристаллические породы составляют в среднем 37,39 % грубообломочного материала. Среди кристаллических пород преобладают розовые граниты – 23,48 %. Им значительно уступают граниты серые (5,9 %), кварц (1,72%), полевые шпаты (0,99%), магматические темноцветные (2,23%) и гнейсы (1,27 %). Коэффицент отношения осадочных пород к кристаллическим породам в поозерской морене Шумилинской равнины равен 1,72; известняков к доломитам – 1,81. Отношение кристаллических пород к сумме известняков и доломитов составляет 0,68; суммы известняков и доломитов к песчаникам – 33,1; а алевролитов и аргиллитов к сумме песчаников, доломитов и известняков – 0,024.

При сопоставлении полученных результатов с данными петрографического состава поозерской морены в пределах Ладожского ледникового потока на Витебской возвышенности выявлены черты сходства и различия (рис. 2). Следует обратить внимание на изменения в петрографическом составе грубообломочного материала поозерской морены Шумилинской равнины по сравнению с Ладожским потоком. В отличие от сектора Ладожского ледникового потока в морене Шумилинской равнины увеличивается содержание осадочных пород на 6,55%, уменьшается количество кристаллических пород до 18,55%, возрастают коэффициенты отношения осадочных пород к кристаллическим (1,72 и 1,38 соответственно), суммы известняков и доломитов к песчаникам (33,1 и 31,98) и суммы алевролитов и аргиллитов к сумме песчаников, доломитов и известняков(0,024 и 0,017), а уменьшились – коэффициенты отношения известняков к доломитам (1,81 и 2,4) и кристаллических пород к сумме известняков и доломитов (0,68 и 0,76) (рис. 2).

Установленные изменения в распределении обломочного материала поозерской морены позволяют отнести территорию Шумилинской равнины к сектору Чудского ледникового потока. Этот вывод подтверждается данными изучения петрографического состава руководящих кристаллических валунов. Среди них были установлены валуны гранита рапакиви юго-западной Финляндии, питерлита, финского пятнистого гранита, выборгита, гогландского порфира, уралитового порфира и алландского гранита рапакиви, которые принадлежат Выборгской и Шведско-Балтийской питающим провинциям (Астапова и др., 2001; Вийдинг Х. и др., 1971).

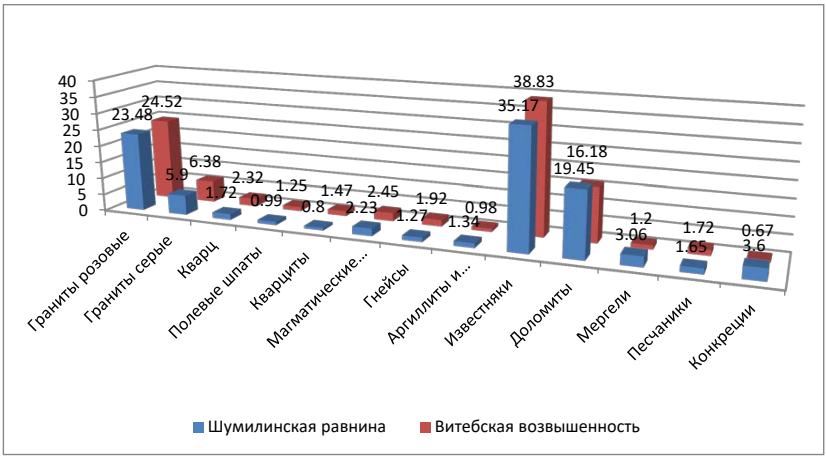


Рис. 2 Соотношение состава грубообломочного материала в поозерской морене Чудского и Ладожского ледниковых потоков

Таким образом, на трансгрессивном этапе поозерский ледник включал Чудский поток. Он зарождался на территории юго-восточной Финляндии и через Финский залив, дно Балтийского моря выдвигался на юг. Путь его движения проходил по палеозойским породам восточной Эстонии и северо-западной России, содержащим больше известняков, песчано-глинистых пород, аргиллитов и алевролитов. На северо-востоке Беларуси поток заполнил обширную котловинообразную Полоцкую низину и Шумилинскую равнину, образовав Полоцкую лопасть.

Астапова С. Д., Винукуров В. Ф. Руководящие валуны краевых ледниковых образований Белорусского Поозерья // Доклады НАН Беларуси. **2001**. Т. 45. №2. С. 115–119.

Вийдинг Х., Гайгалас А. И., Гуделис В. И. др. Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. – Вильнюс, **1971**. 96 с.

Комаровский М. Е. Палеоложбины Белорусского Поозерья. Минск, **2009**. 183 с.

Комаровский М. Е. Гляциодинамическая модель поозерского оледенения на территории Беларуси. // Літасфера. **2013**. 2(39). С. 34–40.

Boulton G. S., Dongelmans P.,.Boadgate M. Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. // Quaternary Science Reviews, **2001**. V. 20. P. 591–625.

ТАЛЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ВОДЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЛОЖБИН НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

Хилькевич Е. В.
Белорусский государственный университет, Минск katya.xilk@list.ru

Одним из основных факторов, оказавшим влияние на формирование субгляциальных водно-эрозионных ложбин, является дренаж талых подледных вод под высоким гидростатическим давлением. Талые воды присутствуют у основания ледников,

где лед достигает температуры близкой к точке таяния, и отсутствуют в ледниках, где лед приморожен к ложу. По мнению многих исследователей, плейстоценовые ледниковые покровы относились к политермальным. Только в самых внешних частях краевых зон и в пределах ледоразделов ледники могли иметь холодное основание, которое не способствовало скоплению талых вод (Kleman, 2007).



Рис. 1 Карта распространения подледных озер и водно-эрозионных ложбин поозерского (валдайского) возраста на территории Белорусского Поозерья. 1 – водно-эрозионные ложбины; 2 – озерные котловины; границы краевых комплексов: 3 – оршанской стадии, 4 – витебской фазы, 5 – браславской стадии. Цифрами обозначены подледные озера: I – Верхнедвинское, II – Полоцкое, III – Шумилинское

Образование талых подледных вод происходило в результате таяния льда за счет поступающего геотермического теплового потока и в результате трения льда о ложе. Талые поверхностные воды проникали внутрь ледника по трещинам, вертикальным каналам и достигали его ложа. В краевой зоне супрагляциальные талые воды были основным источником вод в ложе ледника. В центральных частях ледниковых покровов, где лед был более мощным и менее трещиноватым, их роль значительно уменьшалась.

Талые воды у ледникового основания транспортируются к краю ледника через канализированные потоки и системы, распределенные по поверхности ложа, а также через подледные водоносные горизонты как подземные воды (Piotrowski, 1997).

Основным параметром, влияющим на способ дренажа талых вод под ледником, является коэффициент фильтрации пород ложа (Boulton, 1995; Piotrowski, 1997). Европейский ледниковый покров распространялся радиально из внутренней зоны к периферии. Во внутренней зоне (в Скандинавии) он находился в основном на кристаллических породах с очень низким коэффициентом фильтрации. В краевой зоне ледник оказывался на субстрате, построенном из мощных осадочных пород (слоистых песков, глин, мергельно-меловых и др.). Коэффициент фильтрации для последних изменяется в широких пределах: от 10^{-12} м/с для глин до 10^{-2} м/с для гравия. Эти отложения формировали водоносные горизонты, способные проводить талые подземные воды, и водоупоры.

В настоящее время существует две основных концепции о характере дренажа талых подледных вод. Первая из них основана на том, что породы субстрата имели достаточную

проницаемость и все талые подледные воды разгружались через породы ледникового ложа (Boulton, 1995). Согласно второй концепции только ¼ часть талых подледных вод была способна дренироваться через подледные водоносные горизонты (Piotrowski, 1997). Остальная часть накапливалась в подледных водоемах. Находясь под высоким гидростатическим давлением, подледные бассейны спускались через более эффективные дренажные системы, такие, как каналы Ная и ложбины.

Подледные озера установлены под современными ледниковыми покровами в Антарктиде, Исландии (Siegert, 2000). Следы геологической деятельности подледных озер и катастрофических спусков вод выявлены и в области древних материковых оледенений.

На территории Белорусского Поозерья по характеру геологического строения и формирования выделяются две группы подледных водно-эрозионных ложбин. Первая группа включает ложбины, образованные в результате катастрофических спусков подледныых озер. К ней относятся Долгое, Гиньковская, Вечельская, Филиппенская и Гребницкая ложбины. Ложбины начинаются в понижениях внутренних зон краевых комплексов и протягиваются до их дистальных частей. Эти ложбины обнаруживают связь с районами распространения подледных озер: Верхнедвинского, Полоцкого, Шумилинского (рис. 1). В современном рельефе древнеозерные котловины приурочены к наиболее пониженным участкам Полоцкой низины и Шумилинской равнины. В плане котловины имеют изометричную форму. Их поверхность в основном пологовогнутая или плоская, иногда осложняется поднятиями высотой 5–7 м, имеет обширные болотные массивы и гляциокарстовые озера. Отложения подледных озер залегают в виде линз на флювиогляциальных песках и лимногляциальных глинах времени наступания поозерского оледенения. Перекрыты подледные аккумуляции основной мореной поозерского возраста. Мощность линз подледно-озерных отложений – 8–15 м. В их строении участвуют преимущественно мелко- и тонкозернистые пески с редким гравием и галькой, с редкими прослоями мореных супесей и суглинков (рис. 2).

Ложбины начинаются у дистальных окончаний древнеозерных котловин. Они имеют слабоизвилистые или спрямленные в плане очертания, протяженность до 25 км и глубину до 70 м. У окончания этих ложбин наблюдаются обширные конусы выноса и дельты, сложенными флювиогляциальным грубообломочным материалом. Основным источником подледных вод для формирования этих ложбин были воды подледных озер. К ложбинам катастрофических спусков талых вод, заключенных в подледных озерах, относятся также Сорочанская ложбина поозерского возраста, Чашникская ложбина в поверхности березинского (окского) ледникового горизонта, Видзовская, Верхнедвинская и Поставская ложбины сожского (московского) возраста.

Ко второй группе относятся ложбины, формирование которых обусловлено талыми наледниковыми водами, поступившими в ложе ледника. Эти ложбины расположены преимущественно в краевых зонах. Присутствия отложений подледных озер у их северных окончаний не обнаружено. В основном это короткие (до 10 км), слабоизвилистые или спрямленные, относительно неглубокие (до 24 м) отрицательные формы рельефа. Ложбины оканчиваются камовыми массивами, озами, дельтами, сложенными в основном мелкими песками. Прослои и линзы грубообломочного материалы в их строении встречаются редко. Примерами таких ложбин являются Должанская, Карпинская, Забельская, Бобрицкая, Полсвижская, Худовецкая, Веринская ложбины. Основным источником вод для образования ложбин этой группы были талые наледные и внутриледные воды, которые по субвертикальным трещинам и каналам попадали в ложе ледника. Намного меньшие объемы талых вод определили небольшую протяженность, глубину и мелкообломочный состав материла флювиогляциальных форм рельефа на дистальных окончаниях ложбин.

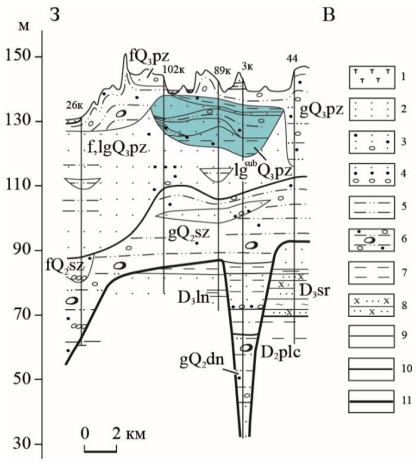


Рис. 2 Условия залегания отложений Шумилинского подледного озера (показаны голубым цветом). 1 – торф, 2 – песок, 3 – песок с гравием и галькой, 4 – песчано-гравийно-галечные отложения, 5 – супесь тонкая, 6 – супесь грубая, 7 – глина (аргиллит), 8 – песчаник, границы: 9 – между генетически разными отложениями одного и того же возраста, 10 – между горизонтами, 11 – между отложениями четвертичной и более древних систем. Другие обозначения: f – флювиогляциальные отложения, lg – озерно-ледниковые, lg^{sub} – подледные озерно-ледниковые, g – моренные; Q_3pz – поозерский горизонт, Q_2sz –сожский подгоризонт, Q_2dn – днепровский подгоризонт, D_3sr – саргаевский горизонт верхнего девона, D_3ln – ланский горизонт, D_2plc – полоцкий горизонт среднего девона

Таким образом, формирование подледных водно-эрозионных ложбин на территории Белорусского Поозерья тесно связано со спусками подледных озер и наледных и внутриледных вод. Спуски подледных озер носили катастрофический характер и привели к созданию протяженных и глубоких ложбин. Наледные и внутриледные талые воды, поступившие в ложе ледника по внутриледным трещинам и каналам, имели меньшую эродирующую силу и сформировали короткие и относительно неглубокие ложбины.

Boulton G. B., Caban P. E., van Gijssel K. Groundwater flow beneath ice sheets: part I – large scale patterns // Quaternary Science Reviews, **1995**. V. 14. P. 545–562.

Kleman J., Glasser N. F. The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets // Quaternary Science Reviews, **2007**. V. 26. P. 585–597.

Piotrowski J. A. Subglacial hydrology in North-Western Germany during the Last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles // Quaternary Science Reviews, **1997**. V. 16. P. 169–185.

Siegert M. J. Antarctic subglacial lakes // Earth-Science Reviews, **2000**. № 50. P. 29–50.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Царегородцева Т.К.
Геологический институт Российской Академии Наук, Москва, tatiana.bakay@bk.ru

Несмотря на длительную историю изучения, интерес к неогеновым отложениям Каспийского региона не ослабевает в связи с тем, что в них открыты и открываются многочисленные месторождения нефти и газа. Большинство месторождений связано с плиоцен-эоплейстоценовыми отложениями Южного Каспия и его побережий.

Южно-Каспийская котловина ограничивается на севере не Апшероно-Прибалханской системой поднятий, как считают многие исследователи, а тектоно-седиментационным уступом по юго-восточному краю Песчаномысско-Самурской седловины. Система Апшероно-Прибалханских поднятий связана с региональным Кавказско-Копетдагским правым сдвигом амплитудой около 150 км. Активные движения по сдвигу начались в середине плиоцена и продолжаются до настоящего времени (Патина и др., 2017).

Южно-Каспийская впадина начала формироваться как самостоятельная структура в позднемиоценовое время на более древнем тыловом предгорном Терско-Южно-Каспийском прогибе, сформировавшимся в результате орогенеза Кавказа, Эльбурса и Копет-Дага в сарматское время (Осадочные бассейны:..., 2004).

С конца палеогена под влиянием коллизионных событий, связанных с закрытием океана Палеотетис происходило постепенное сокращение морских бассейнов Паратетиса, охватывающих и изучаемый регион. Последним временем существования морского Каспийско-Черноморского бассейна, имевшего связь с океаном, был понтический век - поздний миоцен (Хаин, 2005; Леонов и др., 2005).

Для изучения особенностей строения Южно-Каспийской впадины основным материалом служит сейсморазведка. На сейсмических разрезах в плиоцен-эоплейстоценовых отложениях выделяется ряд опорных отражающих горизонтов. Подошве и кровле нижнеплиоценовых отложений (продуктивная толща Азербайджана и красноцветная толща Туркмении) в Южно-Каспийской впадине отвечают опорные отражающие горизонты (ОГ), обычно индексируемые как СГ-III (подошва) и СГ-I (кровля). С кровлей апшерона связан горизонт СГ-А'. Внутри продуктивной толщи прослежен ОГ СГII, отвечающей примерно средней части толщи - свите перерыва (Глумов и др., 2004).

Плиоцен-четвертичные отложения Южно-Каспийской котловины имеют мощность более 10 км и имеют широкое распространение. Им характерно присутствие косослоистых проградационных толщ (рис. 1). Их накопление происходило в условиях крупного внутриконтинентального Каспийского бассейна, не имеющего связи с Мировым океаном.

Важной особенностью строения нижнеплиоценовых отложений является омоложение ее подошвенных слоев при движении от центра впадины к бортовым частям. Наибольшие мощности нижнего плиоцена (до 5 км) установлены в западных районах Южного Каспия, в восточных частях мощности несколько меньше.

На основании сейсмостратиграфического анализа геолого-геофизических данных была восстановлена плиоцен-четвертичная история развития Южно-Каспийского осадочного бассейна. В этот промежуток времени выделяются три крупных цикла колебания уровня моря. Самый первый цикл сопровождался колоссальными эрозионными процессами. Интенсивная эрозия была связана с резким понижением уровня Каспия примерно до - 700 м в конце понтического времени (амплитуда установлена по клиноформам и глубине врезов). Это привело к усилению денудации, формированию речных долин и выносу огромных масс осадочного материала в Южно-Каспийскую

впадину (Царегородцева и др. 2020). Интенсивные денудационные процессы проявились не только в западных и южных горных территориях, но и на обширных равнинах Закаспия и Северного Прикаспия. Эрозионные речные долины также были установлены на Центрально-Каракумском и Карабогазском сводах, на Туаркыре, в Ассаке-Ауданской впадине, в Каракумах.

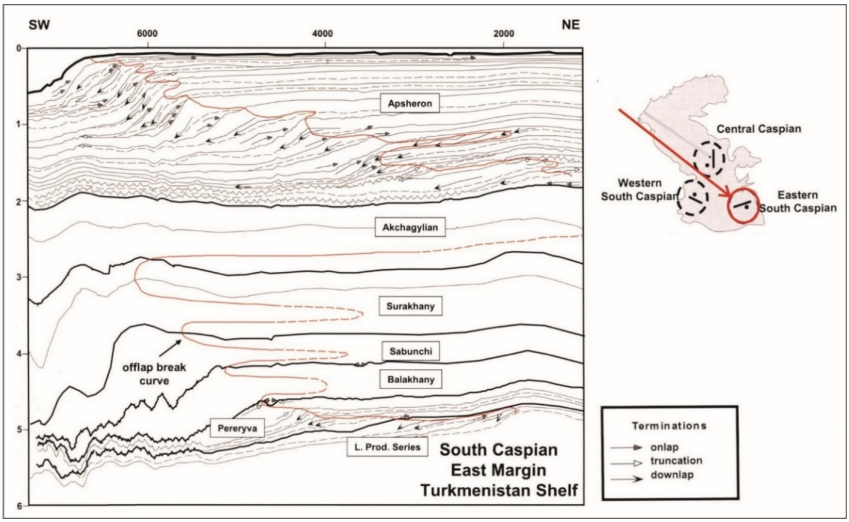


Рис. 1 Сейсмический профиль восточной части Южно-Каспийской впадины (Abreu, 2007)

Таким образом, в результате действия совокупности факторов: колебания уровня моря и тектонического погружения, вызванного поступлением больших объемов осадков и формированием Крымско-Копетдагского сдвига - за короткий период времени накопилась мощная толща плиоцен-эоплейстоценовых отложений.

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

Леонов Ю. Г., Антипов М. П., Бобылова Е. Е., Волож Ю. А., Лаврушин Ю. А., Спиридонова Е. А. Карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений Каспийского региона с элементами палеогеографии», масштаб 1:2 500 000. Москва: Научный мир. **2005**. (Тр. ГИН РАН. Вып. 568).

Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. (Под ред. Леонова Ю. Г., Волож Ю. А.). - Москва: Научный мир. **2004**. 525 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 543)

Патина И. С., Леонов Ю. Г., Волож Ю. А., Копп М. Л., Антипов М. П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизионный правый сдвиг //Геотектоника. **2017**. №4. С. 17-30.

Хаин В. Е. Проблема происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины и ее возможные решения // Геотектоника. **2005**. №1. С. 40-44.

Царегородцева Т. К., Курина Е. Е. Проблемы границ, происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Том 2. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, **2019**. С. 386-391.

Abreu V., D. Nummedal. Miocene to Quaternary sequence stratigraphy of South and Central Caspian basin // Oil and gas of the Greater Caspian area: AAPG Studies in Geology 55, **2007**. P. 65-86.

О СТРУКТУРЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ЗАРОНОВСКОЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЛОЖБИНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ БЕЛАРУСЬ)

Цикунов Э.Е., Корьев Л.В.
Белорусский государственный университет, Минск, eduardcikunov@gmail.com

В настоящее время большое внимание уделяется изучению ледниковых ложбин – линейно-вытянутых структур в рельефе современной и более древней поверхности дочетвертичных отложений, происхождение которых связано с эрозионной деятельностью четвертичных ледниковых покровов и их талых ледниковых вод. Неослабный интерес к ледниковым ложбинам определяется их важным научным и практическим значением, особенно для палеогляциологических реконструкций, поисков новых месторождений высококачественных пресных подземных вод, минеральных строительных материалов и в деле охраны геологических памятников природы. Благодаря детальным работам (Горецкий, 1967; Левков, 1980; Матвеев, 1990; Комаровский, 2009) ученых в Беларуси были выявлены основные системы ложбин, установлены их морфогенетические типы, рассмотрены прикладные аспекты использования природных ресурсов таких врезов. Несмотря на эти достижения, многие вопросы строения и происходжения ледниковых ложбин, особенно в области распространения последнего поозерского (валдайского) оледенения, до сих пор остаются недостаточно изученными. Цель работы – охарактеризовать геологическое строение и установить происхождение Зароновской ледниковой ложбины, как наиболее типичной структуры для Белорусского Поозерья.

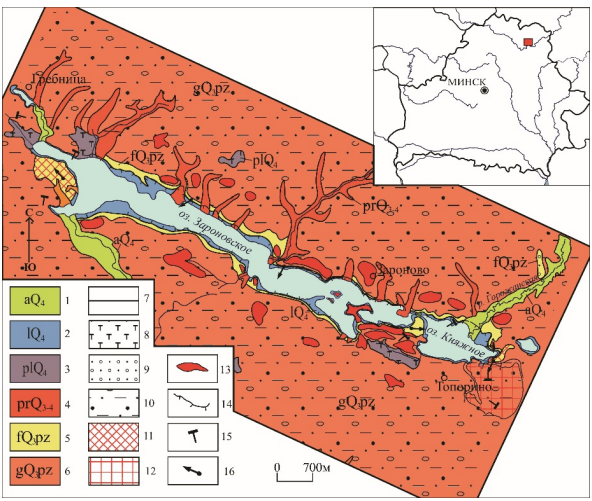


Рис. 1 Геологическая карта Зароновской ложбины. 1 – аллювиальные отложения голоцена, 2 – озёрные отложения, 3 – болотные отложения, 4 – пролювиальные

отложения поозёрско-голоценового возраста, 5 – флювиогляциальные отложения поозёрского возраста, 6 – моренные отложения поозёрского возраста, 7 – граница между отложениями разного генетического типа и возраста, 8 – торф, 9 – пески разнозернистые и песчано-гравийныеотложения, 10 – суглинок моренный, 11 – озы, 12 – конечные морены, 13 – холмы выдавливания, 14 – уступы камовых террас, 15 – простирание гляциоструктур и плитчатостив морене, 16 – падение косых серий флювиогляциальных отложений

Методика исследования включала геологическую съемку района Зароновской ложбины. В ходе съемки ставились задачи – изучить морфологические особенности ложбины и форм рельефа у ее бортов, выявить геологическое строение рельефообразующих отложений. Эти задачи решались в ходе геологических маршрутов. При изучении морфологии ложбины детально описывалась форма ложбины в плане, а также в продольном и поперечном разрезах, ее размеры, характер и уклон склонов. Характеризовались формы рельефа по периферии и вблизи ложбины, их форма, простирание, основные параметры и упорядоченность, описывалось соотношение этих форм с ложбиной. Геологическое строение рельефообразующих отложений изучалось в карьерах и шурфах, которые закладывались на глубину до 2,5 м. С помощью горного компаса осуществлялся замер элементов залегания линейных и плоскостных элементов на структурный анализ для определения происхождения отложений, форм рельефа и реконструкции формирования ложбины. Геологическое картирование отложений позволило построить геологическую карту, установить закономерности соотношения Зароновской ложбины с соседними формами рельефа и выявить ее природу.

Зароновская ледниковая ложбина расположена в северо-восточной части Беларуси в 12–13 кмк северо-западу от г. Витебска (рис. 1). В геоморфологическом отношении она прурочена к восточной части Шумилинской моренной равнины, которая сформировалась ледником витебской (франкфуртской, вепсовской) фазы поозерского (валдайского) оледенения. Она расположена у юго-западной периферийной зоны Городокской цокольно-аккумулятивной возвышенности и обрамляется с дистальной стороны осцилляторной краевой зоной, отходящей от Городокской возвышенности на юго-запад через Шумилинскую равнину.

Зароновская ложбина имеет линейно-вытянутую по направлению движения ледника форму в плане и прослеживается с северо-запада на юго-восток на расстояние 10 км при ширине до 1,5 км. Абсолютные отметки ее дна составляют 132–145 м, а прилежащей равнины –от 150 м до 160–165 м, относительная глубина вреза достигает30 м.

Ложбина накладывается на одноименный локальный тектонический разлом (Гарецкий и др., 2015). Зоне разлома соответствует расчлененная поверхность коренных пород саргаевского горизонта верхнего девона и экзарационная палеоложбина глубиной до 10 м (Комаровский и др., 2018). Четвертичные отложения представлены отложениями среднего и верхнего плейстоцена мощностью от 40 до 60 м (рис. 2). В основании четвертичной толщи отмечается слой сожской (московской) морены с гляциодинамической текстурой. Флювиогляциальные пески и лимногляциальные алевриты и глины поозерского ледникового горизонта тяготеют к середине и верхам разреза. Сверху они перекрываются мореной и реже – песками разной зернистости поозерского оледенения. Моренные и подморенные отложения, слагающие дно и борта Зароновской ложбины, подвергались ледниковым деформациям и имеют гляциодинамические структуры, а местами сопровождаются гляциодислокациями.

В рельефе Зароновская ложбина отличается в общем прямолинейной конфигурацией и невыдержанным продольным профилем. По ее тальвегу выделяется ряд локальных понижений с относительным углублением от нескольких до 13 м. Наиболее

глубокие понижения заняты озерами Зароновское и Княжное. Понижения разобщаются межозерной перемычкой, придающей ложбине прерывистый облик. Поперечный профиль ложбины близок к корытообразному, с довольно широким дном и крутизной склонов до 1015°. Склоны и дно ложбины сложены преимущественно донной мореной, перекрытой дырявым и маломощным чехлом абляционной морены.

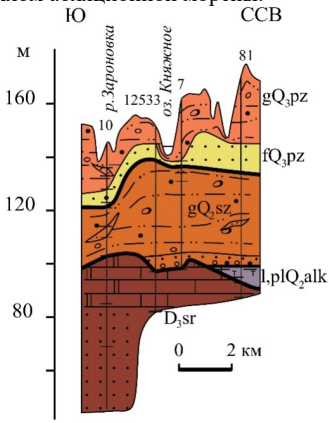


Рис. 2 Поперечный геологический разрез Зароновской ложбины по линии д. Пухи Витебского района – д. Короли Городокского района

В строении основной морены участвуют пачки суглинков и реже супесей с гравием, галькой и валунами, в которых присутствуют гляциодинамические текстуры: плитчатость, сланцеватость, текстуры захвата ложа, складки и др. Замеры элементов залегания гляциодинамических текстур в горных выработках на разных склонах ложбины показывают, что падение их осуществляется в сторону дна Зароновской ложбины под углами 10–16° напротив оз. Княжное и от 6° до 30° вдоль оз. Зароновское. Напорные конечные морены в юго-восточном борту ложбины также имеют гляциодислокации складчато-чешуйчатого типа с падением в направлении ложбины. Примечательной особенностью ложбины являются субляциальные гляциоинъективные холмы и гряды, размещающиеся непосредственно в ее бортах и дне. Нижние части склонов ложбины образуют 4-метровая флювиогляциальная камовая терраса и озерная пойменная терраса. Озы и камы редкие и отмечаются только на межозерной перемычке и в дистальном и проксимальном склонах.

Таким образом, комплекс генетических, структурных, геоморфологических признаков свидетельствует, что Зароновская ледниковая ложбина является результатом воздействия льда и его талых ледниковых вод, ведущую роль в котором играли процессы ледниковой экзарации и выдавливания.

Гарецкий Р. Г., Карataев. Г. И. Эколого-тектонофизическая среда Беларуси. Минск: Беларуская навука, **2015**. 175 с.

Комаровский М. Е. Палеоложбины Белорусского Поозерья. Минск: БГУ, **2009**.183 с

Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей / Г. И. Горецкий // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. Москва: Наука, **1967**. 17–23 с.

Левков Э. А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, **1980**. 280 с.

Матвеев А. В. История формирования рельефа Белоруссии. Мінск: Навука і тэхніка, **1990**. 143 с.

Комаровский М. Е., Хилькевич Е. В. Соотношение между ледниковыми ложбинами и активными разломами на территории Беларуси // Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология. **2018**. С. 106117.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИТМУРУНДИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ

Чёрный Р. И.[1], Сафонова И. Ю.[2]

[1]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,* ruslansahalin@icloud.com

[2]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

Итмурундинская складчатая зона расположена в Северном Прибалхашье, Центральный Казахстан. В её состав входят различные магматические и вулканогенно-осадочные образования (Геологическая карта СССР, 1960), которые советские исследователи называли спилит-яшмовым комплексом неясного возраста (венд-ордовик). С конца 1990-х годов эта зона уже описывается как аккреционный комплекс или призма (Ермолов и др., 1990), а ее образование связывается с начальным этапом развития всего Урало-Монгольского пояса в целом и палеозоид Казахстана в частности (Никитин, 2002).

На геологической карте (Геологическая карта СССР, 1960) можно выделить 3 главные ассоциации пород: офиолиты (мантийная ассоциация), аккреционный комплекс (орогенная ассоциация) и континентальные отложения (пост-орогенная ассоциация). Породы мантийной ассоциации представляют собой нижнюю и среднюю части классического офиолитового разреза: серпентинитовый меланж с разнообразными ультраосновными породами (гарцбургит, дунит, верлит), габброиды и плагиограниты. Точный возраст пород однозначно не установлен; в работах разных исследователей варьирует от кембрия до ордовика (Ермолов и др., 1990; Никитин, 2002).

Породы орогенной ассоциации, ранее считавшиеся верхнеордовикской грубообломочной олистостромой, наполненной офиолитовой кластикой, с размывом залегают на породах мантийной ассоциации (Геологическая карта СССР, 1960). Породы орогенной ассоциации состоят преимущественно из терригенных осадков, кремнистых пород, риодацитов, андезитов и базальтов. Отсутствие понимания закономерностей строения этих толщ геологами двадцатого века привело к появлению термина «хаотические толщи», которым называли также и орогенную ассоциацию Итмурундинского аккреционного комплекса. В современной терминологии эти отложения являются аккреционными. В орогенную ассоциацию включены породы, образованные в океане и на конвергентной окраине тихоокеанского типа: надсубдукционнные и аккреционные комплексы и элементы стратиграфии океанической плиты (СОП). Стратиграфия океанической плиты представляет собой закономерную последовательность магматических и осадочных пород океанической литосферы, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как она двигалась от срединно-океанического хребта к зоне субдукции (Сафонова, 2019). Типичная последовательность стратиграфии океанической плиты включает: (Геологическая карта СССР, 1960) базальты срединно-океанических хребтов; (2) пелагические кремни; (3)

хемипелагические кремнистые сланцы, аргиллиты и алевролиты, образующиеся ближе к желобу; (4) песчаники, гравелиты, конгломераты глубоководного желоба. Особый случай – стратиграфия океанической плиты океанических поднятий (симаунтов, островов, плато), которая включает базальты типа OIB, карбонатную «шапку», склоновые фации и отложения подножья симаунта.



Рис. 1. Фрагмент Геологической карты СССР масштаба 1:200000 (лист L-43-XI), показывающий расположение главных участков работ на Итмурундинском аккреционном комплексе

Орогенная ассоциация перекрыта породами пост-орогенной ассоциации, сформированными после закрытия океана. Они представляют собой терригенные образования (алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки) с возрастом от среднего силура до позднего карбона с подчиненным количеством кислых вулканогенных пород (Геологическая карта СССР, 1960). Ранее они рассматривались как фаменская неоавтохтонная олистострома или фаменский базальный горизонт (Ермолов и др., 1990), в составе которого доминируют конгломераты, наполненные хорошо окатанной галькой яшм, а также веретенообразные блоки яшм. Олистострома постепенно сменяется гравелитами и зеленовато-серыми песчаниками и алевропесчаниками с прослоями аналогичных пород лилового цвета. Выше несогласно залегает раннекаменноугольная толща сероцветных и пестроцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, углистых алевролитов с полимиктовыми песчаниками. Базальный горизонт, в отличие от фаменской олистостромы, состоит из валунов и гальки базальтов, гранитоидов и яшм. Известны также олистоплаки базальтов и полосчатых яшм, описанные как гребневые выступы аллохтона (Ермолов и др., 1990).

Были изучены основные разновидности магматических и осадочных пород из отобранных в ходе полевых работ 2017, 2018 года. Главная разновидность магматических пород – базальты, встречающиеся в виде фрагментов потоков и пиллоу-лав; часто изменены – видны прожилки эпидота, кварца, гидроокислы железа, псевдоморфозы лимонита по пириту. Встречаются миндалекаменные разновидности с миндалинами, заполненными цеолитами и кальцитом. Залегающие структурно выше, как правило, сургучно-красные глубоководные кремни часто изменены вплоть до яшм и микрокварцитов. Глубоководная природа этих кремней определена по находкам в них радиолярий и конодонт (Никитин, 2002; Сафонова, 2019) и по крайне тонкозернистой,

фактически криптокристаллической структуре. Кроме того, кремни очень часто имеют ленточную текстуру, что характерно для глубоководных пелагических кремней, описанных в составе древних и молодых аккреционных комплексов западной Пацифики (Isozaki, 1990). Завершается разрез граувакковыми песчаниками, имеющими серо-зеленый цвет, от мелко- до крупнозернистых. Они состоят из обломков основных вулканических пород, кремней, полевых шпатов и темноцветных пород (Сафонова, 2019).

Таким образом, Итмурундинский аккреционный комплекс заключает в себе большое количество информации об эволюции палеоокеана. Он включает в себя полный разрез стратиграфии океанической плиты, в котором зафиксирована вся история океанической плиты древнего палеоокеана от её появления в срединно-океаническом хребте до исчезновения в зоне субдукции. В настоящее время наши исследования сфокусированы на детальном выяснении пространственно-временных взаимоотношений различных пород, геохронологических и изотопно-геохимических исследованиях. Заключая в себе огромное количество информации об эволюции палеоокеанов, изучение аккреционных комплексов в целом, и Итмурундинского аккреционного комплекса в частности, тем не менее, затруднительно, в связи с их чрезвычайно сложным строением.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Прибалхашская, лист L-43-XI, составлена: ВСЕГЕИ / ред. Соловьева Л.Д., Семенов А.Ф. Санкт-Петербург, **1960**. 67 с.

Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н. Офиолиты Казахстана // Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2:“Офиолиты“. Караганда, **1990**. 67 с.

Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. Новосибирск, **2002**. № 6. С. 512–527.

Сафонова И. Ю. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // Тихоокеанская геология. Владивосток, **2019**. № 3. С. 102–117.

Isozaki, Y., Maruyama, S., Fukuoka, F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. **1990**. P. 179-205.

ЖЕЛЕЗИСТЫЙ ГОРИЗОНТ – ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОНОСНОЙ ЛАТЕРИТНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Шипилова Е.С.[1], Макарова М.А.[2], Внучков Д.А.[2], Мамедов В.И.[2]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, lenusik.shipilva@rambler.ru

[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Самая крупная бокситоносная провинция Фута Джалон – Мандинго (ФДМ) расположена в Западной Африке, в основном на территории Гвинейской Республики и частично пограничных районов Республики Мали и Гвинеи Бисау. На площадь провинции приходится более 50% ресурсов бокситов всех тропиков. Столь высокая концентрация бокситоносных латеритных покровов может свидетельствовать о том, что самой природой в пределах этой территории были созданы наиболее благоприятные условия для сочетания различных эндогенных и экзогенных факторов для образования бокситов. Соответственно, именно в пределах данной провинции можно и следует проводить анализ влияния различных факторов на формирование бокситоносных латеритных кор выветривания

(ЛКВ), их внутреннее строение и положение бокситов в профиле выветривания, а также геохимических условий и процессов, обеспечивающих качественные показатели бокситовых руд (Мамедов и др., 2020).

Независимо от состава, текстурно-структурных особенностей бокситоносная кора выветривания в провинции имеет в целом однотипное зональное строение. Положение бокситов в профиле выветривания вполне определенное – они находятся в гидрогеологической зоне аэрации и инфильтрации в сезон дождей. Ниже бокситов в профиле выветривания практически повсеместно залегают железистые латериты. Пространственно этот горизонт железистых латеритов совпадает с гидрогеологической зоной колебания (от дождя к дождю) зеркала грунтовых вод. Залегающие под железистыми латеритами глины (в верхней части преимущественно каолинитовые, а в нижней-полиминеральные) в сезон дождей совпадают с гидрогеологической зоной постоянного обводнения. Таким образом, в латеритной коре выветривания положение каждой зоны профиля определяется закономерным изменением геохимической обстановки, благодаря которой происходят метасоматические процессы перераспределения вещества. При этом каждая зона-горизонт образуются в развитии профиля коры выветривания за счет нижележащих пород.

Рассмотрим более подробно горизонт железистых латеритов. Необходимо сказать, что данному горизонту уделялось мало внимания и его не рассматривали как полноценный и закономерный горизонт в профиле выветривания. В провинции ФДМ горизонт железистых латеритов развит повсеместно, что подтверждается его наличием почти во всех скважинах разных месторождений. Данный горизонт образуется благодаря геохимическому окислительному барьеру. Чтобы образовался нижний железистый горизонт необходимы особые условия. Атмосферные осадки попадая на поверхность бовалей образуют три различных по количеству и составу потока вод (Макарова и др., 2019). Первая часть скатывается по поверхности напрямую питая ручьи и реки. Вторая часть, и она значительная, по многочисленным трещинам и каналам от корневой системы, и ходам живых организмов быстро "проваливается" через зону аэрации и инфильтрации к зеркалу грунтовых вод. Эти воды не успевают потерять кислород, котором обогащены дождевые осадки, и пополняют его количество в верхних слоях грунтовых вод. Третья часть, значительно меньшая по объему, насыщает почву, подпочвенные породы коры выветривания и медленно просачивается вниз также к зеркалу грунтовых вод – поровые воды. В отличие от второго типа вод (быстро провалившихся) эти поровые воды находятся длительное время в контакте с остатками растительности и корнями, в присутствии активной биоты, и превращаются в главный реагент и транспорт, обеспечивающий перераспределение вещества в профиле выветривания. В почве и в загазованной части профиля, в локальных глеевых обстановках, эти поровые воды мобилизуют железо и перемещают его вниз до встречи с зеркалом грунтовых вод, обогащенных кислородом. Соответственно, в зоне колебания зеркала грунтовых вод действует интенсивный окислительный геохимический барьер, благодаря которому и образуется ниже бокситов горизонт железистых латеритов.

Повсеместное присутствие горизонта железистых латеритов между бокситами и глинами подтверждается документацией и опробованием по почти 500 колонковым скважинам из 6 различных районов бокситоносной провинции ФДМ. Его мощность варьируется от 0,6 м до 9 м, в среднем составляет 3,6 метра. Содержание железа (Fe_2O_3) в отдельных разрезах каждого из рассмотренных районов колеблется в достаточно широких пределах от 20 до 75%. Усредненные значении по районам достаточно близки – от 37,6 до 47,6%, и в среднем по всем районам составляет 42,9%. Среднее содержание глинозема – 29,6% и это практически на 10% ниже его бортового содержания для бокситов, а содержание кремнезема в среднем всего в 3 раза больше, чем в бокситах провинции. Но

частные значения SiO_2 изменяются в очень широких пределах (от 0,7 до 26,4%). Для оценки изменчивости химического состава внутри горизонта по 287 скважинам, в которых мощность превышала 3 м, были проведены расчеты по метровым интервальным пробам для нижней, средней и верхней части железистых латеритов (табл. 1).

Таблица 1 Средние химические значения по данным из железистого горизонта

Средние значения	Fe_2O_3	SiO_2	Al_2O_3
Общее по железистому горизонту, без разделения на зоны (500 скважин)	42,9	7,2	29,6
Верх железистого горизонта (287 скважин)	41,1	4,5	32,4
Середина железистого горизонта (287 скважин)	47,1	6,1	27,4
Низ железистого горизонта (287 скважин)	41,2	10,9	28,1

По этим данным видны чёткие закономерности. Во-первых, максимальное содержание железа фиксируется для средних частей разрезов железистых латеритов. Именно здесь зеркало грунтовых вод, в своем колебании верх и вниз, статистически находится наибольшую часть времени. Соответственно, именно в этой части окислительный геохимический барьер срабатывает наиболее интенсивно. Во-вторых, снизу-вверх происходит уменьшение содержания кремнезёма, что отражает степень латеритизации, то есть растворение и выноса кремнезёма. Можно утверждать, что данная зона является собственно зоной латеритизации, в пределах которой снизу-вверх породы почти полностью теряют кремнезём и соответственно минералы кремнезёма перестают быть породообразующими. И наконец, в-третьих, в верхней части этого горизонта увеличивается содержание глинозема, также отражая степень латеритизации и привноса в эту зону наряду с железом – алюминия.

Внутри горизонта железистых латеритов в отдельных прослоях концентрация железа достигает своего максимума и образуются плиты и линзы очень крепких, плотных, высокожелезистых пород – ферриплантитов (Мамедов и др., 2020_2). В этом названии заложена оксидная трехвалентная форма нахождения железа (Fe^{3+}), а также их плитообразная и/или линзовидная форма проявления. Образование ферриплантитов происходит внутри нижнего железистого горизонта профиля выветривания на интенсивном окислительном геохимическом барьере, как проявление наиболее мощной концентрации железа.

Эти высокожелезистые образования встречаются практически повсеместно. Ферриплантиты, как правило, имеют уплощенную форму линз и плит, мощностью от первых мм до 0,5-0,7 метров. Они делятся на две группы по внешнему облику: табачно-охристые (существенно гетитовые) и сургучно-красные (существенно гематитовые). Для выявления закономерностей распространённости и частоты встречаемости тел ферриплантитов в различных горизонтах латеритной бокситоносной коры выветривания был проведен статистический анализ разрезов колонковых скважин, в которых был достаточно детально описан горизонт железистых латеритов с выделением тел ферриплантитов.

В 76 разрезах бокситоносных кор выветривания всего выявлено 336 тел ферриплантитов, мощностью от 0,5 до 50 см с преобладанием в 2-7 см. В 58 скважинах выявлены только ферриплантиты табачно-охристые, в 4 скважинах только сургучно-красные и в 14 скважинах встречены оба типа. Из общего количества встреченных тел ферриплантитов на нижний железистый горизонт приходится более половины от общего их количества. При этом в нижних 4,5 метрах бокситов, соизмеримых по мощности железистому горизонту, количество тел ферриплантитов уже уменьшается до 96 (почти в 1,9 раза). В следующих 4,5 бокситов метрах выше по разрезу уменьшение уже более чем в

3 раза, а в зоне кирас (верхнем железистом горизонте) остаётся всего лишь 5 тел. Статистические расчеты по встречаемости тел ферриплантитов на одну скважину в зависимости от материнского субстрата показали, что по алевро-аргиллитам чаще образуются сургучно-красные (гематитовые) ферриплантыти. Это связано с меньшей пористостью алевро-аргиллитов по сравнению с долеритами, и, соответственно, их меньшей проницаемостью для поровых вод, более длительным контактом вода-порода, насыщенностью вод железом. Табачно-охристые ферриплантиты (гётитовые) чаще встречаются по долеритам. Сами факты сохранения ферриплантиов выше в бокситах и даже в редких случаях в кирасе служат индикаторами направленности гипергенного инфильтрационного метасоматизма сверху вниз при котором каждый вышележащий горизонт формируется за счёт нижележащего. Соответственно, в самом верху колонки все минеральные фазы неустойчивы, идет химическое и физическое разрушение коры выветривания. В то же время внизу колонки происходит наращивание коры выветривания.

Таким образом, наличие повсеместно в латеритной бокситоносной коре выветривания железистого горизонта с ферриплантитами фиксирует смену восстановительной геохимической обстановки на окислительную, то есть определяет направленность развития латеритных кор выветривания.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания № 0136–2018–0025, аналитические исследования проведены в ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА".

Макарова М. А., Мамедов В. И., Алехин Ю. В., Шипилова Е. С. Уникальная роль поровых растворов при образовании бокситов в латеритных корах выветривания (Гвинейская Республика // ДОКЛАДЫ РАН. НАУКИ О ЗЕМЛЕ. **2019**. Т. 489. № 1. С. 60–64.

Мамедов В. И., Шипилова Е. С., Боева Н. М., Слукин А. Д., Макарова М. А., Внучков Д. А. Ферриплантиты в бокситоносной латеритной коре выветривания провинции Фута Джалон-Мандинго, Африка: причины накопления железа // ДОКЛАДЫ РАН. НАУКИ О ЗЕМЛЕ. **2020**. Т. 490. № 1. С. 1–5

Мамедов В. И., Чаусов А. А., Оконов Е. А., Макарова М. А., Боева Н. М. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Статья I: общие сведения // Геология рудных месторождений. **2020**. Т. 62. № 2. С. 1–15.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СДВИГОВЫХ ЗОН

Шуклин И. А., Агеев А. С.
Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург,
shuklinilya2007@gmail.com

Изучение глубинного строения и тектонической эволюции региональных сдвиговых зон является важной составляющей современных геологических работ, направленных на выполнения задач геологического картирования, прогнозно-минерагенических исследований, а также развитие знаний в сфере прогноза сейсмогеологических опасностей. Эти структуры входят в сферу интереса сейсмологов в связи с высоким уровнем их сейсмической активности.

Подобные объекты изучаются самыми разнообразными методами - от космических снимков до сверхглубокого бурения. В конце XX века, с началом программ создания сети

опорных геофизических профилей (геотраверсов) ученые получили наиболее информативный инструмент познания тектонических процессов глубинных недрах Земли (Атлас…, 2014). Главными составляющими этих комплексных исследований являются сейсморазведочные, гравиметрические, магнитометрические и электромагнитные съемки. Результаты этих исследований представляются в форме взаимоувязанных карт и глубинных геолого-геофизических разрезов, отражающие строение земной коры и прилегающей части верхней мантии.

Важнейшим элементом познания глубинного строения зон региональных сдвигов является их картографирование на дневной поверхности. В нашем исследовании для решения поставленной задачи были использованы: данные геологического картирования масштабов 1:1000 00 и 1:2500 000 и детальнее, потенциальные геофизические поля тех же масштабов (карты аномального магнитного поля, поля силы тяжести и их трансформант), карты топографического рельефа. В ходе работ был использован космический снимок Landsat 7, включающий набор из 3 каналов (7,4,2), в цветовой форме и детально характеризующий рельеф и сложную тектоническую структуру региона исследований. Важнейшим источником информации для нас являлись результаты неотектонических исследований, обобщенные в форме карты активных разломов территории России и прилегающих областей масштаба 1:5 000 0000 выполненная под редакцией В. Г.Трифонова (Гатинский и др., 2008). Данные о пространственном распространении землетрясений заимствовались из сейсмологического каталога, предоставленного Геофизической службы РАН (г. Обнинск) за период с 1963 по 2019г.

В ходе исследований авторами была выполнен расчет трансформант потенциальных геофизических полей (пересчет в верхнее полупространство, расчеты локальных составляющих и градиентов полей). Линеаментный анализ потенциальных полей, их трансформант и космического снимка выполнен вручную по характерным особенностям полей и изображений и в автоматическом режиме с использованием алгоритма М. Б. Штокаленко. На стадии геологической интерпретации данные линеаментного анализа сопоставлялись с неотектоническими дислокациями и результатами геологического картирования. На ряде спорных участков привлекались более детальные материалы, в частности – на площади пересечения Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны» 100-километровой полосой опорного геофизического профиля «3-ДВ».

Авторами была получена схема пространственного расположения тектонических дислокаций Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны (рис. 1).

Особенности геолого-геофизического и неотектонического проявления Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны согласуются с предположением Ю. Г. Гатинского, Д. В. Рундквиста и их коллег о том, что в «пределах Восточно-Азиатской транзитной зоны формируется граница литосферных плит, находящейся на начальном этапе своего развития» (Трифонов и др., 1987).

В этом свете важно сопоставить наши материалы с параметрами наиболее детально изученных региональных сдвиговых зон мира и тектонофизическими моделями сдвигов.

В этом свете наиболее информативным объектом является региональная сдвиговая зона Сан Андреас, которая является пограничной структурой для Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит. Зона простирается в северо-западном направлении на 1300 км. Кинематика движений вдоль структуры имеет, в основном, правосдвиговый характер. В составе зоны картируются транспрессионные (взбросо-сдвиги) и транстенсионные (сбросо-сдвиги) дислокации. Главной доминантой зоны выступает разлом Сан-Андреас. Протягиваясь вдоль всего побережья Калифорнии, он замыкает на себя множество второстепенных оперяющих дислокаций, образующих на разрезе пальмовые структуры. Второстепенные разломы наследуют правостороннюю сдвиговую кинематику главного шва (Романюк, 2013). Исследования американских ученых (Holbrook

W.S, 1996; Langenheim V.E., 2017) позволили выделить в составе зоны стабильные блоки земной коры, в пределах которых развивается жилое и промышленное строительство и межблоковые активные зоны, в пределах которых строительство запрещено. Мы рассматриваем выполнение аналогичного исследования в пределах Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны приоритетным направлением наших дальнейших работ.

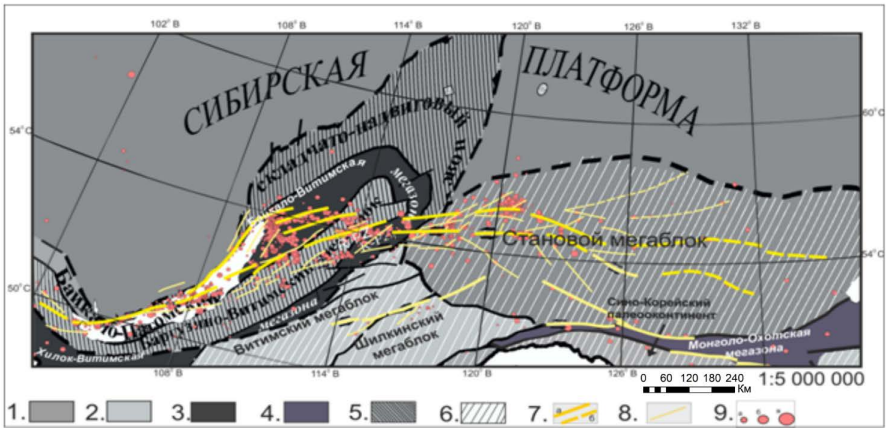


Рис. 1 Тектоническое расположение Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны относительно Сибирской платформы и структур ее разновозрастного складчатого обрамления. 1-2 - блоки с древней корой континентального типа: 1- Сибирской платформы, 2- фанерозойских складчатых областей; 3-4 - межблоковые сутурные зоны: 3 - эпикаледонские, 4 - эпикиммерийские; 5-6 - ареалы складчатых деформаций на окраинах блоков с древней корой континентального типа: 5 - эпикаледонские, 6 - эпикиммерийские; 7-8 тектонические дислокации неоген-антропогенной Байкало-Становой сдвиговой зоны: 7- главные (а- выделенные уверенно, б- предположительные), 8- второстепенные; 9-эпицентры землетрясений (по каталогам "Землетрясения Северной Евразии") с магнитудой: а - 2.0-3.5, б - 4.0-5.5, в- более 6.0

Сопоставление параметров пространственного расположения тектонических нарушений и анализа данных о глубинном строении сдвиговых зон Байкало-Становой и Сан-Андреас позволяют высказать предположение о том, что их особенности вписываются в научно-теоретическую модель эволюции сдвиговых зон, предложенную Т. Хардингом (Harding, 1990). В такой постановке можно представить заложение и развитие сдвиговой границы литосферных плит в как завершающий элемент многоэтапного процесса. На первом этапе закладывается система тектонических сколов.

Следующий этап развития сдвиговой границы иллюстрируется системой дислокаций Байкало-Становой зоны. На этой стадии система дислокации становится более разветвленной и формируется глубинный раскол пока еще единой литосферной плиты. Главные дислокации, вероятно, проникают на всю мощность земной коры и верхов мантии.

Конечная стадия эволюции зоны проявляется заложением доминирующего тектонического шва глубинного заложения. Этот сдвиг обрамляется разветвленной системой оперяющих разрывных дислокаций, структура которых уверенно описывается с использованием теоретической модели «эллипсоида деформации». Ширина зоны может достигать 200-250 км.

Сопоставительный анализ параметров относительно слабо изученной Байкало-Становой сдвиговой зоны с однотипными (Северо-Анатолийский и Альпийские разломы) более полно изученными структурами мира, в частности с Сан-Андреас (и Верхнерейнский грабен) открывает широкие перспективы для изучения закономерности локализации землетрясений и прогноза геологических опасностей.

В дальнейшем исследования особенностей глубинного строения Байкало-Становой зоны нами будут выполняться путем построения глубинных разрезов вдоль опорных геофизических профилей МОВ-ОГТ (3-ДВ- южный участок) и ГСЗ-МОВЗ. В качестве наиболее информативного разреза, отражающего положение разломов на глубине, будет использован мигрированный сейсмический разрез МОВ-ОГТ, рассчитанный в показателях рефлективности, который наиболее уверенно позволит трассировать на глубинные уровни земной коры главные и оперяющие разрывные дислокации. Наряду с сейсмическим разрезом, будут задействованы результаты решения обратных задач магниторазведки и гравиразведки, а также результаты магнитотеллурических съемок. Для увязки разнородных геофизических и дистанционных данных как в латеральном, так и радиальном измерениях планируется использование метода распознавания образов с обучением и без обучения.

Развитие этих работ позволит более обоснованно судить о параметрах морфологии Байкало-Становой сдвиговой зоны и ее аналогов и использовать эти знания в разнообразных сферах недропользования.

Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России» Электронное издание. ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского. Санкт-Петербург, **2014**.

Гатинский Ю. Г., Рундквист Д. В., Владова Г. Л., Прохорова Т. В., Романюк Т. В. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит, Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. **2008**. №1. 32-47 с.

Трифонов В. Г., Леви К. Г., Лукина Н. В., Макаров В. И., Кожурин А. И., Шульц-мл. С. С. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий (с объяснительной запиской на рус. и англ. яз., 50 с.). Иркутск-М.: ГУГК, ГИН АН СССР. **1987**.

Романюк Т. В. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас// МОИП, отд. Геологич. **2013**. Т.88. С. 3-19

Harding T. P. Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls: AAPG Bulletin, **1990.** V. 74. P. 1590-1609.

Holbrook W. S. Crustal structure of a transform plate boundary: San Francisco Bay and the central California continental margin / W. S. Holbrook, T.M. Brocher, U. S. Brink, J.A. Hole / Journal of Geophysical Research, **1996**. V. 101. P. 22311 – 22334.

Langenheim V. E. Subsurface Geometry of the San Andreas Fault in Southern California: Results from the Salton Seismic Imaging Project (SSIP) and Strong Ground Motion Expectations / G. S. Fuis, K. Bauer, M. R. Goldman, et al./ Bulletin of the Seismological Society of America. **2017**. V. 107. № 4. P. 1642-1662.

Геоэкология

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СНЕГОВОГО ПОКРОВА В ОКРЕСТНОСТЯХ КРУПНОГО НЕФТЕПЕРЕРАБАТЫВАЮЩЕГО ПРОМЫШЛЕННОГО КОМПЛЕКСА

Афлятунов Р.Ф., Галиева А. Р., Ереев Д.А.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, 79874219112@yandex.ru

Авторами проведено изучение снежного покрова Нижнекамской промзоны, являющейся одной из крупнейших в Европе. На площади около 20 км^2 здесь расположены такие крупные предприятия, как ПАО “Нижнекамскнефтехим”, ПАО “Нижнекамскшина”, АО “ТАНЕКО”, ОАО “ТАИФ-НК”.

Максимально негативному воздействию в Нижнекамской промзоне подвержен атмосферный воздух. Ежегодные объёмы выбросов в атмосферу составляют около 75 тыс. т. Приоритетными загрязнителями являются диоксид серы (26%), диоксид азота (17%), оксид углерода (15%), смеси предельных углеводородов С1-С5, С6-С10 и С12-С19 (19%) (Шагидуллин и др., 2015). В тоже время состав природных вод, особенно подземных, не претерпел существенных изменений в окрестностях промзоны за последние 40 лет (Мусин и др., 2019). В связи с этим, выявление особенностей состава снегового покрова района Нижнекамской промзоны представляет собой весьма актуальную задачу.

Опробование снежного покрова проведено 16 марта 2019 года. К этому времени началось его подтаивание, но преобладающая мощность составляла 0,5-0,6 м. Отбор проб проводился на полную мощность снегового покрова (за исключением нижнего слоя мощностью 3-5 см, содержащего включения растительности и почвы) при помощи пластиковых канализационных труб диаметром 110 мм. В каждом пункте отбиралось не менее 2-3 труб снега, который собирался в чистые, промытые дистиллированной водой, пластиковые емкости объемом 5 л.

Талая снеговая вода первоначально пропускалась через алюминиевое сито с отверстиями 1 мм. На сите задерживались крупные растительные остатки. Далее талая вода фильтровалась через предварительно промытые и взвешенные бумажные фильтры “синяя лента” (ПНДФ 14 1:2:4.254-2009). Фильтрат направлялся на определение pH, перманганатной окисляемости, сухого остатка, ионного состава (HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, NO_2^-, Br^-, F^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, NH_4^+, Li^+), содержаний ряда тяжёлых металлов (Fe, Mn, Cd, Pb, As, Cr, Cu, Ni, Zn), а также нефтепродуктов. Ионный состав определялся на хроматографе Dionex ICS-1600, металлы детектировались на атомно-абсорбционном спектрометре ContrAA-700, а нефтепродукты – с помощью газового хроматографа Кристаллюкс-4000М. Бумажные фильтры с осаждённой взвесью сушились при 105°С и подвергались повторному взвешиванию. Разница масс двух взвешиваний представляет собой массу пылевой взвеси. Далее фильтры в течение 1 часа выдерживались в муфельной печи при температуре 500°С, что позволяет рассчитывать количество чистой минеральной пыли и органического вещества, разрушающегося при указанной температуре.

На территориях крупных гражданских и промышленных агломераций одними из основных факторов, характеризующихся максимальным вкладом в формирование состава снежного покрова, являются выбросы автотранспорта, котельных и промышленных предприятий. Для учёта первого фактора пробы отбирались на расстоянии 30-50 и 250-300 метров от автодорог.

Нижнекамская промзона расположена на достаточно высоком и широком залесённом водоразделе по левобережью р. Кама, в 7-8 км юго-восточнее г. Нижнекамск. Превышение над основным базисом эрозии (дренирования) – 150-160 м. За пределами санитарной защитной зоны Нижнекамского промышленного комплекса расположены небольшие населенные пункты, ведется активная сельскохозяйственная деятельность и

разработка нефтяных месторождений. Восточнее и южнее промзоны расположены лесные массивы. Остальная территория – полевые и луговые участки с лесополосами. Речная сеть представлена верховьями небольших речных долин. Преобладающие направления ветров в зимний период – южное и юго-западное. С декабря 2018 года по март 2019 года, частота южных ветров в г. Нижнекамске составила 32,3%, а юго-западных – 34,2% (Архив погоды).

Одними из основных особенностей состава снежного покрова Нижнекамской промзоны являются невысокие значения расчетной минерализации, пониженный уровень pH значительного числа проб и довольно высокая величина плотности выпадения пылевой взвеси (табл. 1, включены данные всех 39 проб, их удаление от промзоны 0,1-9,2 км).

Таблица 1 Интегральные показатели состава талой снеговой воды

Минерализация расчетная, мг/л	Сухой остаток, мг/л	Электропроводность, мкСм/см	pH	Окисляемость, мгО/л	Нефтепродукты, мг/л
12,6-38,1 18,6±6,5	4,0-56,0 27,9±13,4	8,4-59,9 16,0±10,4	4,89-6,70 5,68±0,47	0-2,24 0,52±0,50	0,009-0,061 0,023±0,01
Масса пылев. взвеси, г/м^2	Масса минеральной пыли, г/м^2	Масса органики в пыли, г/м^2	% органики в пыли	Fe, мкг/л	Cr, мкг/л
0,45-9,65 2,52±2,04	0,09-7,41 1,56±1,71	0,16-2,23 0,95±0,48	19,0-91,0 44,8±18,1	0-394,8 42,9±84,8	0-48,6 1,76±7,76

Примечание. В этой и последующих таблицах в числителе – предельные значения (минимум, максимум), в знаменателе – среднее и стандартное отклонение.

Вариации состава талой снеговой воды определяются в первую очередь природно-техногенными ландшафтами и розой ветров (табл. 2). В северном и северо-восточном обрамлении промзоны снежный покров отличается концентрированием большей части анализировавшихся компонентов и параметров. А снег южного обрамления имеет немного более высокие концентрации нефтепродуктов, азотных соединений, фтора, брома, цинка, повышенные значения доли органического вещества в пылевой взвеси, а также кислый характер основного объёма (pH<5,6).

Таблица 2 Особенности состава снежного покрова в разных частях промзоны

Минерализация, мг/л	pH	Нефтепродукты, мг/л	Масса пылев. взвеси, г/м^2	Масса органики в пыли, г/м^2	% органики в пыли	Fe, мкг/л
Северное и северо-восточное обрамление промзоны, 50 м зона вдоль оживленных автодорог, 7 проб, удаление от промзоны 0,1-9,2 км						
20,5-38,1 30,0±6,2	5,83-6,70 6,26±0,31	0,009-0,061 0,028±0,018	1,28-9,65 6,42±3,7	0,37-2,23 1,41±0,78	19,0-28,6 23,3±3,9	21,8-394,8 157,2±151
Север. и сев.-вост.обрамление промзоны, полевые и луговые участки вне зон влияния дорог и населённых пунктов, 8 проб, удаление от промзоны 1,1-8,1 км						
12,8-22,2 16,7±3,1	5,16-6,32 5,95±0,38	0,012-0,023 0,017±0,004	1,17-3,60 2,34±0,87	0,30-1,86 0,94±0,51	22,5-78,9 41,0±19,4	8,5-121,8 34,7±41,0
Южное и юго-вост. обрамление промзоны, полевые и лесные участки вне зон влияния дорог и населенных пунктов, 10 проб, удаление от промзоны 0,3-5,6 км						
12,8-18,2 14,9±2,1	4,89-5,88 5,28±0,29	0,012-0,036 0,024±0,008	0,45-2,68 1,46±0,69	0,16-1,50 0,86±0,46	35,1-67,2 56,9±10,9	0,0-20,0 4,5±6,8

Довольно существенные различия в составе снегового покрова в северном и южном обрамлении Нижнекамской промзоны могут быть обусловлены двумя основными причинами.

Во-первых, со спецификой дымовых выбросов предприятий. Во-вторых, с розой ветров в данном районе в зимний период. В последнем случае состав дымовых выбросов в разных частях промзоны принимается близким, а их влияние на геохимию снегового покрова неоднозначным. С одной стороны, оно заключается в подкислении атмосферных осадков, которые при этом отличаются минимальной минерализацией и минимальными значениями концентраций большей части анализировавшихся компонентов и параметров, за исключением нефтепродуктов, фтора и, в меньшей степени, азотных соединений, брома и цинка. Формирование снегового покрова с такими особенностями состава скорее всего происходит в безветренную или слабоветренную погоду. Кислый характер таких осадков (pH<5,6) скорее всего обусловлен повышенной парциальной активностью углекислого газа, а также ряда вероятных органических и неорганических кислот (например, HF). Существенно иной состав снеговой покров приобретает в ветреную погоду. Он отличается концентрированием практически всех компонентов, при этом максимальная степень концентрирования характерна для пылевой взвеси (в основном благодаря минеральной части пыли) и ряда тяжелых металлов (Fe, Cr, Cu, As, Pb). Уровень pH таких осадков также является повышенным. На это дополнительно накладывается минерализующая роль крупных автотрасс. Эту роль, как и степень влияния на состав снежного покрова розы ветров и малых автодорог, можно получить на основе сопоставления средних значений отдельных компонентов и параметров состава талой снеговой воды по отдельным ландшафтным зонам обрамления Нижнекамской промзоны (табл. 3).

Таблица 3 Роль отдельных факторов в формировании состава снежного покрова

Фактор	Минерализация, мг/л	pH	Электропроводность, мкСм/см	Окисляем. мгО/л	Масса взвеси, г/м^2	Масса минеральн. пыли, г/м^2	Fe, мкг/л
Влияние малых дорог	4,3	0,54	2,4	0,02	1,56	1,34	27,7
Влияние автотрасс	13,3	0,31	21,1	0,14	4,08	3,62	122,5
Влияние розы ветров	1,8	0,67	2,34	0,33	0,88	0,8	30,2

Основные вариации состава снежного покрова в Нижнекамской промзоне определяются типом и расположением различных природно-техногенных ландшафтных зон. Южное обрамление промзоны отличается минимальными значениями минерализации и pH снегового покрова. При этом здесь отмечаются повышенные концентрации нефтепродуктов, азотных соединений и фтора, и, преимущественно, гидрокарбонатный кальциевый по (4) состав воды. Подавляющая часть проб с концентрациями нефтепродуктов свыше 0,03 мг/л фиксируется именно в южной части промзоны, где они тесно коррелируют с нитратами, нитритами и фторидами (коэффициенты парной корреляции составляют 0,5-0,7; предел надёжного обнаружения нефтепродуктов – 0,01 мг/л). Снежный покров по северному обрамлению имеет в основном гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав и повышенные значения минерализации, pH и интенсивности выпадения пылевой взвеси.

Талая снеговая вода большей части проб отличается повышенными относительно ПДК для воды водных объектов рыбохозяйственного значения концентрациями фторидов и цинка, в южном обрамлении промзоны к этим компонентам добавляется нитрит-ион, а в придорожных зонах крупных автотрасс – нефтепродукты, медь, железо и марганец. Кислотный характер зимних осадков по южному обрамлению Нижнекамской промзоны должен обусловливать более активное взаимодействие талой воды с почвами и выщелачивание из них катионов, а также возможно подкисление поверхностных и

грунтовых вод. Но проведенный авторами анализ особенностей состава родниковых и поверхностных вод в этом районе (*Мусин и др*., 2019) убедительно свидетельствует об отсутствии протекания этих процессов. Это может быть связано лишь с нейтрализацией кислых осадков в первую очередь карбонатными соединениями кальция и магния, доля которых в почвенном покрове и подстилающем его геологическом разрезе весьма высока.

Архив погоды. URL: http://weatherarchive.ru/ (дата обращения: 25.06.2019г.).

Мусин Р. Х., Галиева А. Р. Буферные свойства геологической среды и рациональное природопользование (на примере Нижнекамской промзоны Республики Татарстан) // Сергеевские чтения. Эколого-экономический баланс природопользования в горнопромышленных регионах: сборник научных трудов (по материалам годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии, **2019**. № 21. С. 344-348.

Мусин Р.Х., Галиева А. Р., Кудбанов Т. Г. Трансформация состава природных вод в пределах одной из промышленных зон в Республике Татарстан. Москва: МГРИ, **2019**. Т. 3. 183-186 с.

Отраслевой стандарт. Воды подземные. Классификация по химическому составу и температуре. Москва: ВСЕГИНГЕО**, 1986**. 12 с.

ПНДФ 14 1:2:4.254-2009. Количественный химический анализ вод. Методика измерений массовых концентраций взвешенных веществ и прокалённых веществ в пробах питьевых, природных и сточных вод гравиметрическим методом. Москва: ЗАО «РОСА», **2009.**

Шагидуллин А.Р., Гилязова А.Ф., Амирянова Г.Ф., Магдеева А.Р., Шагидуллин Р.Р. Общая характеристика источников загрязнения атмосферного воздуха города Нижнекамска // Российский журнал прикладной экологии. **2015**. № 3. С. 30-35.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВО-ГРУНТОВ МУСОРОПЕРЕРАБАТЫВАЮЩЕГО ЗАВОДА МПБО-2 ЯНИНО

Джораева А., Панова Е.Г.

[1]*Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург*

st059051@student.spbu.ru

Рост населения и урбанизация ведёт к увеличению объёма образующихся твёрдых бытовых отходов (ТБО). Проблема переработки и складирования твердых бытовых отходов в современных реалиях является наиболее актуальной для любого государства. При складировании продуктов переработки на открытом воздухе в результате процессов выветривания под действием механического, химического и биологического разложения химические элементы и соединения могут мигрировать на окружающие территории, создавая почвенные и гидрохимические аномалии. СПБ ГУП «ЗАВОД МПБО-2» располагается на северо-востоке города Санкт-Петербург, (г.п. Янино-1, проезд Промышленный, Производственная зона Янино, здание 9), являясь головным предприятием и региональным оператором по обращению с твердыми бытовыми отходами. На сегодняшний день основная технология переработки, используемая на заводах МПБО в Санкт-Петербурге — это технология аэробного биотермического компостирования (Голубев и др., 2004). Процесс работы завода проходит в три этапа: приём, предварительная подготовка, биотермическое аэробное компостирование;

окончательная обработка и складирование компоста. Поскольку в компост перерабатывается менее половины сухой массы поступающих на завод ТБО, этот метод может использоваться только в сочетании с другими методами обезвреживания отходов (сжигание, захоронение). Некомпостируемые фракции или балласт (дерево, пластмасса, резина, камни и др.) вывозят на полигоны временного накопления, либо складируют на территории завода. Слежавшийся балласт со временем догнивая в естественных условиях, преобразуется в почво-грунты (под термином «почво-грунт» (ПГ) в этой работе подразумеваются, относительно молодые почвы, образовавшиеся на техногенном субстрате, предварительно переработанном на заводе). Компоненты, входящие в состав балласта, вступают во взаимодействие между собой и окружающей средой.

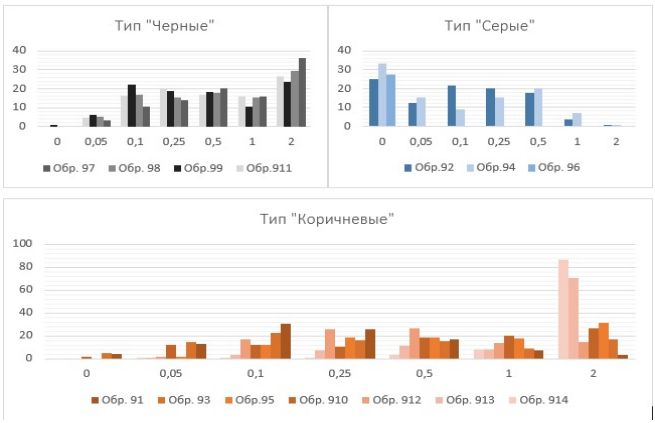


Рис 1 Гранулометрические спектры ПГ, объединённых по цветовому признаку.

Данное исследование направлено на выявление минерального и химического состава почво-грунтов завода МПБО для первичной оценки экологического состояния территории. Материалом для данного исследования служат отобранные 14 образцов почво-грунтов на территории завода МПБО. Почвы для данного исследования отбирались 28 октября 2019 года. Пробоотбор происходил точечно исходя из морфологических особенностей антропогенного рельефа (низина, склон, вершина). По периферии завода, близь изгороди наблюдался «свежий» балласт, преимущественно состоявший из раздробленных полиэтиленовых продуктов. Свежий балласт или почво-грунты обеднены относительно минеральной составляющей и содержат большое количество неперегнивших остатков органики (обр. 912, 913, 914). Одним из главных признаков разделения почв на три типа являлся цвет.1) Коричневые: образцы № 91, 93, 95, 910, а также 912, 913, 914. 2) Серые: образцы № 92, 94, 96. 3) Чёрные (темно-бурые): образцы № 97, 98, 99, 911. В первом приближении в почво-грунты завода представлены песками и супесями, т.е. на 85-75 % состоят из песчаных частиц, 5-15 % представлены алевро-глинистой фракцией, а также включают органическую составляющую. Почво-грунты охарактеризованы по следующим свойствам: структурным 1) однородная 2) комковатая (неоднородная). По степени плотности почвы: 1) рассыпчатые; 2) рыхлые. Для всех проб отобранных почв характерно наличие корней. Они образуют сплошной густой корневой войлок. Наблюдаются также следующие включения: строительные материалы, каменистые включения- обломки облицовочных камней (гранитов), останки животных и растений (в виде раковин, костей, корней, обрывков стеблей, листьев), техногенные включения – обломки кирпича, стекол,

алюминиевой фольги, бетоны, резины, различных пластмасс. Гранулометрический анализ проводился с использованием 6 сит размером 2;1; 0,5; 0,25; 0,1; 0,05 мм, также в образцах с преобладающей алевритовой компонентой по итогу просеивания выделялась нулевая фракция (например, образцы: 91, 92, 94, 96). Предварительно некоторые образцы грунтов разминались при помощи резинового пестика, так как в виду особенностей в них присутствовали сложные агрегаты из слипшихся более мелких частиц. Каждая выделенная фракция взвешивалась и строились диаграммы состава (рис.1).

По данным гранулометрического анализа наглядно наблюдается различия в почвах. В почво-грунтах типа «серый» наблюдается значительное преобладание 0; 0,05 фракций (в сравнении с другими типами почв). Данный факт говорит о том, что в почвах преобладает глинистая фракция, которая вероятно состоит из глинистых минералов с характерным для них серо-голубым, серовато-зеленым цветом. В почвах типа «коричневые» наблюдается почти равномерное распределение частиц по всем фракциям, за исключением образцом 913 и 914, где фракцию 2 мм слагают преимущественно техногенные частицы различных пластиков, стёкол и неперегнивших растений. В «черных» почво-грунтах наблюдается преобладание фракции размерностью 2 мм в связи с наличием обломков горных пород и практическое отсутствие нулевой фракции. По итогу пробоподготовки были проведены микроскопические исследования почво-грунтов. Из образцов почво-грунтов под микроскопом были отобраны: техногенные частицы различные пластики, минеральные частицы, остатки флоры, фауны, фольги с проявлениями вторичной минерализации. Образцы были насажены на монеты с двусторонним скотчем и отсняты при помощи растрового микроскопа QUANTA 300d DualBeam. Те же образцы были проанализированы с помощью электронно-зондового микроанализа на настольном сканирующем микроскопе TM3000 (Hitachi, Япония). Все образцы были напылены проводящим материалом – углеродом. По итогу анализа были выявлены приближенные химические составы некоторых минеральных частиц, агрегатов, а также были подтвержден состав некоторых минеральных и техногенных частиц (остатки костей содержали большое количество фосфора). Для более точного исследования отдельных частиц был проведён рентгеновский микроспектральный анализ (РЦ «Геомодель»). Рентгенофлюоресцентный спектрометрический анализ был проведён для исходных образцов почво-грунтов и всех выделенных гранулометрических фракций. Были посчитаны средние содержания микроэлементов по каждому типу почв (Таблица 1).

Таблица 1 Средние значения концентраций микроэлементов в различных типах ПГ.

# пробы	тип почвы	V	Cr	Co	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	Ce	Ta	Pb	Th
91	1	46	ND	ND	ND	16	17	48,1	83	10,9	168	ND	15	1013	ND	6,1	16	13
93	1	58	33	5,2	31	131	ND	95,4	182	15,6	219	8,6	12	531	ND	8	28	17
95	1	46	55	ND	19	76	ND	91,9	168	16,4	273	9,2	ND	584	93	9,5	63	16
910	1	51	41	7,9	18	79	5	122,2	151	21,8	247	16	14	695	106	11,6	40	22
		50,25	**43**	**6,55**	**22,66667**	**75,5**	**11**	**89,4**	**146**	**16,175**	**226,75**	**11,26667**	**13,66667**	**705,75**	**99,5**	**8,8**	**36,75**	**17**
92	2	57	85	9,3	29	203	11,1	91	177	20,5	1223	7,4	13	592	ND	15,8	62	17
94	2	48	49	ND	133	636	ND	91	193	19,9	285	10,9	16	706	76	ND	144	9
96	2	68	74	14,3	44	150	ND	125,2	102	27,6	286	12,7	ND	505	118	11,9	38	30
		57,66667	**69,33333**	**11,8**	**68,66667**	**329,6667**	**11,1**	**102,4**	**157,3333**	**22,66667**	**598**	**10,33333**	**14,5**	**601**	**97**	**13,85**	**81,33333**	**18,66667**
97	3	38	32	5,4	172	876	18	92,2	212	17,8	247	12,3	14	922	0	7,9	200	11
98	3	44	45	5,3	295	1542	23	73,6	215	16,1	185	10,8	27	589	0	ND	279	16
911	3	56	53	ND	374	1477	40	79,3	159	12,8	169	7,7	14	351	0	11	359	12
99	3	35	40	6,3	264	1812	27	40,6	261	12,9	157	13,8	ND	536	0	ND	183	ND
		43,25	**42,5**	**5,666667**	**276,25**	**1426,75**	**27**	**71,425**	**211,75**	**14,9**	**189,5**	**11,15**	**18,33333**	**599,5**	**0**	**9,45**	**255,25**	**13**
912	1	54	48	12,9	87	381	21	71,7	363	22,1	300	9,6	30	582	0	10,3	151	20
913	1	112	152	5,9	889	2707	30	44,6	548	10,7	234	13,2	94	1105	0	12	1003	ND
914	1	30	46	ND	254	297	57	25,1	376	6,8	94	13,8	ND	399	0	7,3	1218	ND
		65,33333	**82**	**9,4**	**410**	**1128,333**	**36**	**47,13333**	**429**	**13,2**	**209,3333**	**12,2**	**62**	**695,3333**	**0**	**9,866667**	**790,6667**	**20**

Для всех проб был посчитан кларк концентрации. Анализ на ртуть проделан для того, чтобы понять содержат ли молодые и слежавшиеся почво-грунты ртуть и её соединения. Анализ содержания ртути в пробах проводился отдельно с использованием анализатора ртути РА-915+, пиролизной приставки ПИРО-915 и специального

программного обеспечения. Анализ для каждой пробы проводился 1-2 раза. По итогу анализа были посчитаны средние содержания ртути в различных типах почво-грунтов. Ртуть является одним из самых опасных загрязнителей окружающей среды и относится к первому классу опасности, являясь высокотоксичным и миграционноспособным элементом. Ртуть легко может быть задействована в природных циклах при этом имея негативное воздействие на флору, фауну и человека. Источником загрязнения ртутью перерабатываемых на заводе МПБО бытовых отходов являются батарейки и флуоресцентные лампы. Механизм работы завода подразумевает сортировку отходов: извлечение сырья, подлежащего вторичной переработке. Однако, разбившаяся люминесцентная лампа легко загрязняет окружающий её материал, а долго находящаяся во влажном мусоре батарейка, может окисляться выделяя опасные соединения. В результате анализов были выявлены повышенные концентрации микроэлементов в глинистой фракции, а также в более свежих почво-грунтах. Проведённый анализ на ртуть подтвердил, что она также концентрируется в более глинистых почво-грунтах и свежем балласте содержащим большое количество пластика. Высокие концентрации ртути в свежих почво-грунтах могут свидетельствовать о том, что высокоподвижные соединения ртути со временем в условиях окружающей среды мигрируют в почву, атмосферу, попадают в сточные воды (Bogchi, 1987), легко покидая источник. Рациональный подход к обработке бытовых отходов, своевременная сортировка отходов жителями, и необходимые рекультивационные работы могут предотвратить попадание ртути и других высокотоксичных соединений химических элементов в природные экосистемы. Перспективным направлением для продолжения данного исследования является изучение пластиковой компоненты почво-грунтов. В последнее время наблюдается большое увеличение количества микропластиковых частиц в водных бассейнах с чем связывают потенциально опасное влияние на большое количество животных. Большинство микропластиков имеют земное происхождение, что значит источником загрязнения может рассматриваться любая свалка, расположенная близ водного бассейна. Также на сегодняшний день остаётся открытым вопрос о влиянии пластиков и микроплатисков на почвы. В случае с заводом МПБО, где свежий балласт содержит большое количество различных пластиковых частиц, данные тела могут рассматриваться как источник потенциального загрязнения природных почв и поверхностных сточных вод.

Голубев Д.А., Н.Д.Сорокина. Экологическая обстановка в Санкт-Петербурге: Аналитический обзор за 25 лет, СПб.: ФормаТ, **2004**. 784 с.

Серебрицкий И.А, Доклад об экологической ситуации в Санкт-Петербурге в 2018 году СПб.: ООО «Сезам-принт», **2019.**

Bogchi A. Natural attenuation mechanism of landfill leachate and effects of various factors on the mechanism // Waste Mangement and Research. **1987**. V. 5 №4. P. 453-463.

Christensen T.H., Nielsen C.W. Leaching from land disposed municipal composts: Organic Matter // Waste Management and Research. **1983**. P. 83-94.

Timothy G.T., Jon Powell P.J. Sustainable Practices for Landfill Design and Operation // Waste Management Principles. **2015**.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОТЕЦКА ВЛИЯНИЯ ПОЛИГОНА ТВЕРДЫХ БЫТОВЫХ ОТХОДОВ НА ПРИЛЕГАЮЩУЮ ТЕРРИТОРИЮ

Карпова Н.А., Терещенко Н.В.
Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург
natuska1998@yandex.ru

Свалки и полигоны твёрдых коммунальных отходов (ТКО), находящиеся на разных фазах жизненного цикла, различные по морфологическому составу и объёму отходов, площади захоронения, высоте и герметичности тела, распространены повсеместно и занимают большие территории. Захоронение твердых коммунальных отходов сопровождается долговременными эмиссиями поллютантов и безвозвратной потерей вторичных материальных ресурсов (Агафонова и др., 2017).

Исследуемый участок представляет собой полигон ТБО города Сортавала республики Карелия. Полигон является несанкционированной свалкой разнородных отходов, находящуюся на территории леса. Вследствие этого не ведется точного учета ввозимых отходов на территорию данного полигона (Ионкина и др., 2016).

Свалочное тело сложено бытовыми и муниципальными отходами. Площадь полигона составляет 72 м^{2}6,4 га, мощность свалочных грунтов – 1,5-3 м. (Агафонова и др., 2017).

В 2018 году на данном полигоне был проведен ряд работ, включающих в себя радиометрическую съемку, почвенные разрезы в количестве 3 штук, бурение скважин в количестве 3 штук. Всего было отобрано 18 проб из почвенных разрезов (через каждый 10 см) и 8 проб грунта из скважин (рис.1).

Вблизи полигона были выкопаны шурфы с целью дальнейшего отбора проб и их анализа. Описание шурфов и результаты исследования проб почв, отобранных в них, представлены ниже. Отметим, что образцы отбирались каждые 10 см. Вблизи почвенных шурфов были пробурены скважины, чтобы понять схему миграции тяжелых металлов по разрезу.

Содержание меди в почвенных горизонтах говорит о возможной инфильтрации вместе с атмосферными осадками. Зона накопления меди находится на глубине 30-40 см. Повышенные содержания меди в верхних горизонтах в некоторых точек может быть обусловлена естественными причинами, так как высока концентрация меди и в коренных породах. Однако, в точке №3 проявляется аккумуляция меди в верхних горизонтах.

Распределение цинка во всех шурфах и скважинах имеет определенные сходства. Его накопление происходит в верхних частях почвенных разрезов. Активной миграции цинка не наблюдается. Накопление цинка может быть вызвано, как естественными причинами, так и антропогенным воздействием.

В среднем содержание свинца в пробах близко к его содержанию в коренных породах. Возможно, это вызвано его вымыванием из верхних горизонтов и последующим осаждением в нижележащих.

В целом, на основе анализа данных по содержанию элементов в почвенных шурфах на полигоне вблизи г. Сортавала можно сделать вывод о том, что максимальному воздействию подвергается территория близлежащая к первой точке, так как в его образцах наблюдается максимальный разброс между содержанием трех элементов в приповерхностных горизонтах и коренных породах. Различия в содержании элементов по горизонтам в третьем шурфе так же заметны, но на данной точке преобладают эллювиально-иллювиальные процессы, связанные с вымыванием элементов из верхних слоев и их аккумуляцией в нижележащих. Причины же повышенного содержания элементов в верхних слоях почвы нельзя однозначно установить.



Рис. 1 Схема участка работ

Такое распределение может быть связано как с природными, так и с антропогенными процессами. Однако, принимая во внимание тот факт, что исследуемый объект является полигоном ТБО, то мы склонны предполагать, что превалируют антропогенные процессы, а не природные.

По данным радиометрии не выявлены превышения экспозиционных доз на полигоне ТБО близ г. Сортавала.

Содержание исследуемых элементов сравнивались с региональными фоновыми значениями (Подлипский, 2013).

В целом, значения, полученные по содержаниям тяжелых металлов на полигоне ТБО вблизи г. Сортавала ниже или незначительно превышают фоновые значения по таким элементам как свинец и цинк (табл. 1).

Превышение фона в несколько раз по меди можно интерпретировать следующим образом: свалка не является санкционированной, соответственно поток отходов, который в нее поступает, никем не контролируется.

Таблица 1 Сравнение содержания тяжелых металлов в скважинах и шурфах с фоном, ppm

Номер объекта	Pb	Pb (фон)	Zn	Zn (фон)	Cu	Cu (фон)
6-1-1 (шурф)	19,6	66	115,2	156	29,6	13
6-1-2 (шурф)	20,1		129,7		37,8	
6-1-3 (шурф)	22,2		108,1		42,3	
6-1-1 (скважина)	20		122,7		59,3	
6-1-2 (скважина)	19,5		140		92,7	
6-1-3 (скважина)	21,7		80,5		55,7	

Следовательно, нельзя утверждать, что в теле полигона не находятся токсичные соединения, которые влияют на повышение значений содержания меди. Возможно, при более ответственном подходе, включающем в себя сортировку отходов, введении ограничений на их ввоз, а в наиболее приятной перспективе рекультивацию полигона ситуация изменится в лучшую сторону.

Агафонова Е.К., Подлипский И.И. Эколого-геохимическая оценка прилегающих территорий полигона коммунальных отходов г. Сортавала (республика Карелия) // Материалы XVII межвузовской молодежной научной конференции «Экологические проблемы недропользования». **2017**. С. 83-85.

Подлипский И. И. Эколого-геологическая оценка прилегающих территорий полигона бытовых отходов г. Питкяранта (Республика Карелия) // Вестник СПбГУ. 2013. Сер.7. В. 2. С. 48-56.

Ионкина Д.С., Агафонова Е.К., Зернов О.И., Ефремова У.С., Кириченко Я.А., Лескова П.Г., Мишенкова И.Н., Навинкин А.П., Подлипский И.И. Характеристика почвенного покрова территории полигона ТБО г. Сортавала (республика Карелия) // Материалы «VIII молодежного конгресса по итогам практик». 2016. С. 244-245.

ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА НА РАСТИТЕЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-ТАЕЖНЫХ ЛАНДШАФТОВ ЯНАО

Лисенков С.А., Опекунова М.Г.

[1]*Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург*

serlisenkov@mail.ru

За последнее десятилетие, в процессе интенсивного освоения нефтегазоконденсатных месторождений (НГКМ) севера Западной Сибири, естественные природно-территориальные комплексы (ПТК), подверглись многостороннему воздействию, что привело к существенному изменению свойств и связей между компонентами геосистем (Московченко, 2010; Лаверов и др., 2016 и др., Опекунова и др, 2018). Наибольшему воздействию, в процессе бурения скважин и в ходе их эксплуатации, подвергаются почвенный и растительный покровы. Одной из важнейших проблем становится своевременная оценка влияния загрязняющих веществ на состояние природной среды и контроль антропогенного воздействия. Именно на решение этой задачи нацелены методы биологической индикации (биоиндикации), т. е. использование хорошо заметных биологических реакций (биоиндикаторов) для выявления компонентов сложнее наблюдаемых (индикатов), в качестве которых, и выступают различные загрязняющие вещества.

Целью работы является оценка воздействия нефтегазодобычи при помощи методов фитоиндикации на примере лицензионных участков НГКМ территорий ЯНАО в северо-таежной зоне. Для достижения поставленной цели определены и решены следующие основные задачи**:** изучены ПТК лицензионных участков, проведены натурные исследования и отбор проб компонентов геосистем; выделены основные источники антропогенного воздействия и виды загрязнений при освоении НГКМ ЯНАО; проанализирован химический состав почв и растений, проведен статистический анализ содержания загрязняющих веществ в компонентах ПТК на фоновых (природных) и контрольных (антропогенно-нарушенных) участках; проведена оценка экологического состояния территорий лицензионных участков, с применением методов фитоиндикации, вследствие загрязнения и механических нарушений при освоении месторождений;

В рамках проведенного исследования обрабатывались материалы, собранные коллективом научно-исследовательской группы ИНоЗ СПбГУ (руководитель М. Г. Опекунова) летом 2019 г. в ходе полевого этапа работ по производственному экологическому мониторингу (ПЭМ) и исследований по грантам РГО-РФФИ №17-05-

41070 и РФФИ №19-29-0508 на территории НГКМ ЯНАО, а также в г. Новый-Уренгой и п. Коротчаево Тюменской области. Подготовка проб почв и растений, общий физико-химический анализ образцов, сухое озоление 179 проб растений, было проведено в лаборатории экологического мониторинга Института Наук о Земле СПбГУ, озоление 114 проб *Cladonia alpestris* (L.), *Ledum decumbens* (Ait.) Lodd. Ex Steud. — в аккредитованной лаборатории ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Дальнейший анализ осуществлен методом ICP MS в аккредитованной лаборатории ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского.

По итогам полевого этапа исследований было получено более 60 описаний северо-таежных ПТК, включая 4 геоэкологических профиля на Пырейном и Береговом месторождениях. В работе приводятся результаты сравнения 101 (фоновая территория) и 105 (слив шламовых вод) профилей Берегового месторождения. Ниже дано описание типового для территории смешанного березово-лиственничного редкостойного леса фонового профиля № 101:

Местонахождение: ЯНАО, Пуровский район, Береговой лицензионный участок, СМ № 101-1. В 100 м к юго-западу от автодороги, верхняя часть склона. В древесном ярусе преобладают такие виды как *Larix sibirica, Betula pubescens*, единично представлены *Picea obovata, Pinus sibirica.* Высоты от 7 до 12 метров, диаметр стволов варьирует от 10 до 35 см. Сомкнутость 0,3. Формула древостоя 5Б5Л+ЕК. В подросте те же виды. Кустарниковый ярус представлен зарослями *B. nana*, высотой 0,8 м и единично *Salix glauca* до 2 м. Общая сомкнутость 0,3. В травяно-кустарничковом ярусе доминантами выступают *L. decumbens* и *Vaccinium uliginosum.* Присутствует незначительное количество *Empetrum nigrum.* Общее проективное покрытие 60%, на доминанты приходится 50% сопутствующие виды 10%. Мохово-лишайниковый ярус представлен зелеными и политриховыми мхами, а также видами семейств *Cladonia, Cetraria*. Помимо основных видов *Pleurozium schreberi, Polytrichum commune, Dicranum scoparium Cladonia alpestris, C. sylvatica,* встречаются *C. deformis, Cetraria cuculat,* и др. Общее проективное покрытие высокое до 90 %.

Растительное сообщество: Смешанное березово-лиственничное, ерниково-кустарничковое лишайниково-моховое редколесье (рис.1).

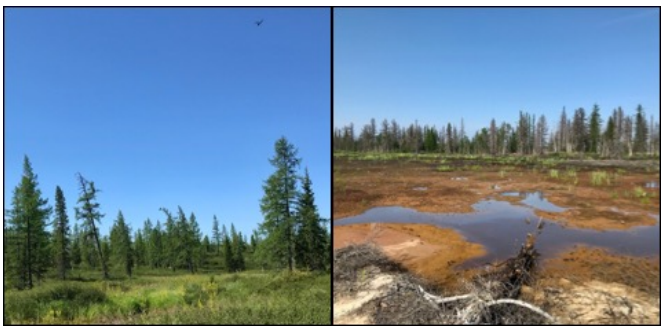


Рис.1 Северо-таежное сообщество СМ № 101-1 (фото Лисенкова С.)
Рис.2 Последствия разлива шламовых вод на СМ № 221 (фото Лисенкова С.)

На этапе эксплуатации основными источниками техногенного воздействия на компоненты ландшафтов служат шламовые амбары и сброс пластовых вод на рельеф при технологических операциях на скважинах (рис.2). При загрязнении отработанными буровыми растворами отмечается подщелачивание почвенных растворов, возрастание концентрации нефтяных углеводородов, фенолов, хлоридов, сульфатов и фосфатов, а

также Ba, Sr, Fe и Na в компонентах ландшафтов. Индикаторами поступления пластовых вод в окружающую среду служат фенолы, хлориды, Na и Ba (Опекунова и др., 2018).

Растительный покров является отличным примером для оценки воздействия нефтегазовой промышленности. Растения индицируют разные виды и механизмы загрязнения. Так, например, лишайники наиболее подвержены аэротехногенному загрязнению. Типоморфными элементами загрязнения буровыми растворами выступают в лишайнике Ba и Sr. В багульнике антропогенное воздействие при нефтегазодобыче намного шире: прямое осаждение минеральных частиц на тканях растений и поступление микроэлементов из загрязненных поверхностных горизонтов почв. При наличии загрязнения у всех видов растений возрастает зольность. Этот показатель является индикаторным признаком происходящих нарушений в массообмене.

Проведенные химические анализы образцов растений с двух исследованных профилей подтвердили зависимость между концентрацией загрязняющих веществ и расстоянием от источника. Результаты сравнивались с фоновыми площадками. Анализ проводился по следующим видам: *Larix sibirica* Ledeb., *Betula nana* L., *Ledum decumbens* (Ait.) Lodd. Ex Steud., *Vaccinium uliginosum* L., *Vaccinium vitis-idaea* L., *Empetrum nigrum* L., *Cetraria islandica* (L.) Ach., *Cladonia alpestris* (L.) Rabenh., *Cladonia rangiferina* (L.) Weber ex F.H.Wigg., *Pleurozium schreberi* (Willd. Ex Brid.) Mitt.

Различия между содержанием химических элементов в корке лиственницы *L.sibirica* с загрязненных площадок и фонового профиля незначительно, увеличивается только показатель зольности (в 1,2 раза), что может быть связано с осаждением взвешенных частиц на поверхности ствола. Концентрации V, Sc, Zr, Al, в 2-2,5 раза (для листьев) и в 3 раза (для ветвей) выше у образцов *B. nana* с профиля, загрязненного шламовыми водами. При этом, концентрации в непосредственной близости к разливу в 5-6 раз превышают фоновые. В травяно-кустарничковом ярусе наиболее показательным видом является индикатор северо-таежных сообществ – *E. nigrum.* Зафиксированы превышения по ряду элементов: V (в 17 раз), Sc (в 12 раз), Fe (11,4), Al (10,5), Co (8,8), Cr (6,8), Zr (5), что свидетельствует об ускоренном типе накопления химических элементов в условиях антропогенного загрязнения. Показатели других видов травяно-кустарничкового яруса схожи с результатами анализа *B. nana,* только к ряду элементов добавляется Fe. В мохово-лишайниковом ярусе накопление химических элементов значительно выше, при этом, среди лишайников наиболее показательными являются *C. alpestris* и *C. islandica* по превышениям V, Sc, Zr, Al, и Fe до 10 раз. Анализ зеленого мха *Pleurozium schreberi* показал самые высокие значения при движении по профилю от источника загрязнения к нижней части склона (превышения в 20 и более раз). Бриофиты лишены покровных тканей и обладают очень большой площадью поверхности, по отношению к объему, что позволяет им интенсивнее впитывать влагу с растворенными в ней химическими соединениями. По результатам химического анализа, буквально можно установить, какие химические элементы входят в состав буровых растворов и пластовых вод, и при загрязнении поступают в окружающую среду: V, Sr, Na, Al, и Fe (табл.1)

Таким образом, применение фитоиндикационных методов анализа при оценке воздействия нефтегазового комплекса на северо-таежные ландшафты необходимо и актуально. Индикаторные виды растений реагируют на малозаметные изменения через возрастание общей минерализации (зольности). Кроме того, химический анализ образцов позволяет установить количественные показатели загрязнения и проследить пути миграции и аккумуляции поллютантов по профилю ландшафтной катены. При поступлении шламовых растворов, наиболее показательным является накопление химических элементов в наземной массе индикатора северо-таежных сообществ – *E. nigrum.* Помимо загрязнения пластовыми водами можно выделить следующие виды нарушений: механические повреждения растений, обрывание, вытаптывание; захламление

мусором; выжигание растительности и разведение костров, уплотнение почвы и формирование злаково-дерновинных сообществ.

Таблица 1. Статистические показатели содержания химических элементов.

№ Проф.	%	Средние концентрации химических элементов в пробах *Pleurozium schreberi* (мг/кг сухого вещества)																	
	Зола	***Sc***	***V***	***Cr***	***Co***	***Ni***	***Cu***	***Zn***	***Sr***	***Zr***	***Cd***	***Ba***	***Pb***	***Na***	***Al***	***K***	***Ca***	***Mn***	***Fe***
Профиль 105	**14,39**	**1,76**	**20,69**	**13,84**	**2,62**	7,56	6,7	35	37	**11,5**	0,13	145	3,7	**1236**	**9592**	6379	5021	399	**5431**
Профиль 101	2,57	0,07	1,00	0,68	0,26	1,64	2,3	21	10	0,5	0,11	36	3,0	104	630	4315	1882	205	266
Превыш.	5,6	**24,2**	**20,6**	**20,2**	**9,9**	4,6	3,0	1,7	3,9	**23,1**	1,1	4,0	1,2	**11,8**	**15,2**	1,5	2,7	1,9	**20,4**

НИР выполнена при поддержке гранта РФФИ №19-29-0508.

Лаверов Н.П., Богоявленский В.И., Богоявленский И.В. Фундаментальные аспекты рационального освоения ресурсов нефти и газа Арктики и шельфа России: стратегия, перспективы и проблемы // Арктика экология и экономика. **2016**. № 2 (22).

Московченко Д.В. Геохимия ландшафтов Западно-Сибирской равнины. автореферат диссертации на соискание ученой степени д.г.г. Санкт-Петербург: СПбГУ, **2010**.

Опекунова М. Г. Биоиндикация загрязнений: учеб. Пособие. Санкт-Петербург: СПбГУ, **2016.**

Опекунова М. Г., Опекунов А.Ю., Арестова И.Ю., Кукушкин С.Ю., Спасский В. В., Никитина М. А., Елсукова Е. Ю., Шейнерман Н. А., Недбаев И. С. Использование методов биоиндикации и биотестирования в оценке экологического состояния территории газо-конденсатных месторождений севера Западной Сибири // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. **2018**. Т. 63. В. 3. С. 326–344.

Постановление Правительства Ямало-Ненецкого Автономного Округа от 25 декабря 2013 года N 1135-П «Об утверждении государственной программы Ямало-Ненецкого Автономного Округа ‘‘Охрана окружающей среды на 2014-2021 годы’’»

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РТУТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ АКТАШСКОГО РТУТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РЕСПУБЛИКА АЛТАЙ)

Малов В.И.[1,2], Густайтис М.А. [1,2], Мягкая И.Н., Сарыг-оол Б. Ю. [2], Сурков О. Н.[2]

[1]Новосибирский государственный университет, Новосибирск, malov@igm.nsc.ru

[2]Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Снежный покров является эффективным накопителем аэрозольных загрязняющих веществ, выпадающих из атмосферного воздуха (Wang et al., 2015). По химическому составу снега можно установить площадное распределение и количественные характеристики веществ, выявить источники загрязнения и ореолы их влияния, получить приближенную оценку содержаний токсикантов. Особенно это подходит для тех регионов, в которых характерен долговременный снежный покров. Это важно, так как в дальнейшем

при снеготаянии, за очень короткий промежуток времени, происходит поступление в речную систему накопившихся загрязняющих веществ. Одним из токсикантов, способных переноситься воздушным путем, является ртуть - суперэкотоксикант и по версии всемирной организации здравоохранения, относится к 10 самым опасным химическим веществам (WHO, 2017). Высокая мобильность в окружающей среде и быстрая биоаккумуляция через пищевые цепи делают ее опасным элементом для здоровья человека (Selin, 2009).

В зависимости от формы нахождения в природе, ртуть имеет различную токсичность. Газообразная элементарная ртуть ($Hg_{газ}^{0}$) самая распространенная форма в атмосфере составляет около 95% от общего количества (Mitra, 1986). Другой распространенной формой является окисленная ртуть (Hg(II), различные соединения с Hg^{2+}). Она характеризуется наибольшей реакционной способностью. Самой токсичной формой, являются органические производные ртути, а именно монометилртуть (CH_3Hg^{+}), она быстро включается в цепь питания за счет диффузии в клетках живых организмов и прочного связывания с белками.

Принимая во внимание тот факт, что различные химические формы ртути имеют различную токсичность и миграционную способность в природе, очевидно, что для оценки реального состояния окружающей среды информация о содержании форм ртути является, безусловно, более важной, чем о ее суммарном содержании.

Объектом исследования является территория бывшего Акташского горно-металлургического предприятия (АГМП), село Акташ, а также прилегающие к ним территории. Акташское месторождение — это телетермальное месторождение ртутных руд, которое локализовано в известняках и приурочено к одноимённому надвигу, относится карбонатно-киноварному минеральному типу (Васильев, 1968). Село Акташ располагается в Улаганском муниципальном районе Республики Алтай. Расположено на южном склоне Курайского хребта и является частью Алтайских гор.

Методы исследования. Снег отбирался в первой декаде марта 2019 года в период максимального снегозапаса. Отбор проб проводили по ключевым участкам. Места активного посещения туристами 4 пробы (Чуйская ГЭС, Гейзерное озеро, Мертвое озеро и Красные ворота.), затем были опробованы с. Акташ (7 точек). Рудник (2 пробы) и местность на удалении от него (3 точки), на расстоянии 2,5 км, 4,5 км и 6,5 км. Наиболее отдаленным местом от АГМП было выбрана Курайская степь 3 точки на расстоянии 12 км, 38км и 35км.

Снеговое опробование проведено методом шурфа на всю мощность снежного покрова, за исключением пятисантиметрового слоя над почвой. Затем пробу делили на две части: первую часть снега упаковывали в полиэтиленовые пакеты для отбора твердого осадка снега, а вторую – для определения ртути упаковывали во флаконы с широким горлом из боросиликатного стекла («Simax», V=2000 ml, Польша). Отобранный снег топился при температуре 20-22°С. Содержание Hg в водных пробах определено методом «холодного пара» последующем определении атомарной ртути методом атомной абсорбции на анализаторе «РА -915М» с приставкой «РП-92», фирмы «Люмэкс» (Россия) (ISO 12846-2012). Предел обнаружения составляет 0,02 мкг/л, относительная погрешность измерений составляет 20%. Анионный состав проб изучался методом капиллярного электрофореза (КЭФ) и потенцеметрическим методом (ионселективные электроды; «Капель 103Р», "Люмэкс", Россия). Пределы обнаружения для определения различных ионов 10^{-3}-10^{-4}% (ПНДФ 14.2:4.176-2000. Катионный состав проб исследовался на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500 (Agilent Technologies Inc., США).

Определение химических форм ртути поводилось на ртутном анализатор «РА-915М» фирмы «Люмэкс» методом термодесорбции в сочетании с атомно-абсорбционной спектрометрией. Подробно методика описана в статье (Shuvaeva et al., 2008)

Результаты. Отобранный снег в районе исследования можно отнести к Ca – HCO_3 составу, Общая минерализация в среднем составляет 20.1 мг/л и относится к ультрапресным водам, подобный ионный состав был установлен A. Lone и другими (Lone et al., 2019) в ходе изучения снежного покрова Гималайских гор. В некоторых пробах установлены более высокие концентрации сульфат и хлорид ионов. Например, в поселке Акташ (рис.1, точки 7 и 12) в районе мертвого озера (рис. 1, точка 13) а также в Курайской степи (рис. 1, точка 18). Поскольку pH чистого снега имеет значение 5,6, что связано с наличием в воздухе CO_2, образующего угольную кислоту. В пробах снега отобранных в районе работ pH принимают значения от 5,28 до 7,85 и в среднем равны 6,53, что обусловлено наличием печного отопления (Рис. 1).

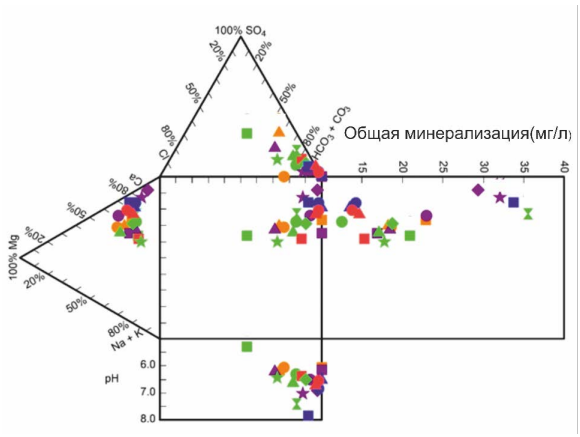


Рис. 1 Основной ионный состав снега в районе Акташского месторождения и его окрестностей, где синий - рудник; красный - на удалении от рудника; зеленый - п. Акташ; фиолетовый - рекреационные участки; оранжевый - Курайская степь.

Общее содержание ртути в снеге, отобранном в районе исследования, распределено неравномерно, разница достигает 3-х порядков. Содержание ртути в снеге варьирует от 0,05 до 16 мкг/л. Минимальные количества ртути в снеге установлены в районе Чуйской ГЭС (рис. 2, точка 17). Наибольшие содержания ртути установлены в снеге отобранном на «старом» (рис. 2, точка 1) и «новом» (рис. 2, точка 2) рудниках – 16 и 11 мкг/л соответственно. По мере удаления от рудников на 6,5 км концентрации постепенно снижаются до 0,7 мкг/л.

Анализ химических форм ртути в твердом остатке снега показал следующее. В районе рудника основной химической формой нахождения ртути является сульфидная форма. По удалению от рудника доля Hg(S или Se) уменьшается с появлением ртути в виде MeHg и Hg (II) до полного исчезновения Hg(S или Se). Так же ртуть в виде Hg (S или Se) встречается в поселке Акташ (рис. 2, точка 11) и в районе Чуйской ГЭС (рис. 2, точка 17), но уже в более низких концентрациях, 2,1 и 0,48 мкг/г соответственно (рис.2).

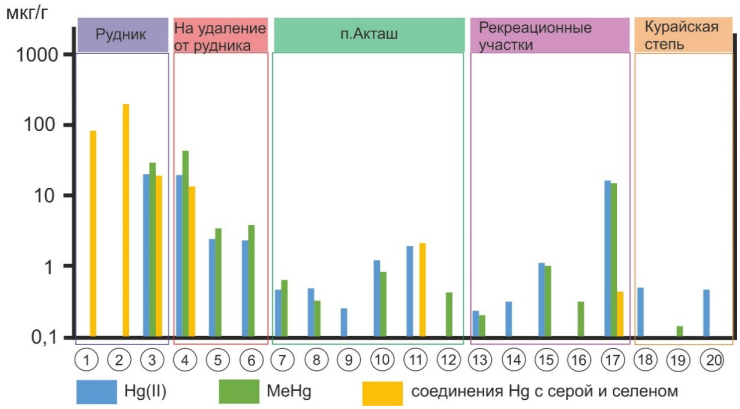


Рис. 2 Формы нахождения ртути в твердом осадке снега в районе Акташского месторождения.

Заключение. Наиболее распространенными формами ртути на изучаемой территории являются MeHg и Hg (II). Однако наиболее высокие концентрации установлены для проб, отобранных на рудниках, где ртуть находится в виде сульфидов и селенидов. Безусловно, основным источником загрязнения ртути в твердом осадке снега исследуемого района являются ртутные именно рудники Акташского месторождения, где основным рудным минералом является киноварь.

Анализы проводились Аналитическим центром по многоэлементным и изотопным исследованиям СО РАН, Института геологии и науки им. С.Л. Соболева, Сибирский отдел РАН). При поддержке гранта РНФ 18-77-10056.

Васильев В.И. Акташское месторождение как пример карбонатнокиноварного карбонатнокиноварного минерального типа рудной формации // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений АлтаеСаянской Алтае-Саянской складчатой области. **1968**. С. 16−113.

Lone A., Jeelani G., Deshpande R.D. et al. Hydrochemical assessment (major ions and Hg) of meltwater in high altitude glacierized Himalayan catchment // Environ Monit Assess. **2019**. № 191. P. 213.

Selin N.E. Global biogeochemical cycling of mercury: a review // Annu. Rev. Environ. Resour. **2009**. № 34. P. 43.

Shuvaeva O.V., Gustaytis M.A., Anoshin G.N. Mercury speciation in environmental solid samples using thermal release technique with atomic absorption detection // Anal. Chim. Acta. **2008**. № 621, P. 148-154

Mitra S. Mercury in the Ecosystem // Trans. Tech. Publications, Stafa-Zurich, Switzerland. **1986**. 327 p.

World health statistics 2017: monitoring health for the SDGs, Sustainable Development Goals. Geneva: World Health Organization, **2017**.

Xin Wang, Wei Pu, Xueying Zhang, Yong Ren, Jianping Huang. Water-soluble ions and trace elements in surface snow and their potential source regions across northeastern China // Atmospheric Environment. **2015**. V. 114. P. 57-65

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ КОМБИНАТА ПО ОБОГАЩЕНИЮ ЦИНКОВОЙ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШААБЕТ-ЭЛЬ-ХАМРА (АЛЖИР)

Омара Р.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
omaralyna913@gmail.com

Объектом исследования является территория вблизи горно-обогатительного комбината, расположенного в северо-восточной части Алжира вблизи города Айн Азель. С 1978 г. сырьем для обогащения служила свинцово-цинковая руда месторождения Херзет Юсеф, эксплуатация которого была прекращена в 1991 г. в связи с аварийным прорывом воды в шахту. С 1991 по 1994 г. и с 2005 г. по настоящее время на обогащение поступает цинковая руда месторождения Шаабет-эль-Хамра (Boutaleb, 2001).

Месторождение Шаабет-эль-Хамра входит в состав свинцово-цинковой металлогенической провинции горного массива Ходна. Основными рудными минералами являются сфалерит, пирит и марказит. (Khalfi, Taleb, 2014). Отходы предприятия, содержащие тяжелые металлы (Zn, Pb, Cd и др.), складируются на открытом воздухе, что приводит к пылевому загрязнению атмосферы и поверхностного слоя почв (Attouchek et al., 2005; Rezigat, Imchal, 2008; Khalfi, Taleb, 2014). Дополнительную опасность для окружающей среды представляет сброс жидких отходов непосредственно в ближайшее к комбинату периодически пересыхающее русло реки (Nekache, 2012).

С целью оценки загрязнения окружающей среды на территории, примыкающей к обогатительному комбинату, в октябре 2018 года были отобраны пробы почв и рыхлых отложений в 38 точках на территории промышленной зоны, из твердых отвалов, около места сброса жидких отходов, а также на прилегающих территориях – в предгорьях и в районе сельскохозяйственной деятельности. Отбор выполнялся из верхнего слоя (до 20 см), для двух точек были взяты несколько проб с разной глубины (до 80 см).

Общая характеристика всех проб включала классификацию по цвету с помощью атласа Манселла (Munsell, 2014), определение доли скелетной части (фракция >1 мм), pH водной вытяжки, а также CHN-анализ. Элементный анализ выполнялся рентгено-спектральным флуоресцентным методом; измерения проводились для фракции <1 мм. Для определения минерального состава проб рыхлых отложений была использована порошковая рентгенография (полнопрофильный анализ методом Ритвельда). Для наглядного представления результатов были построены графики в среде программирования R-studio с использованием библиотеки визуализации ggplot2 (Омара и др., 2020).

Отобранные пробы весьма разнообразны по цвету, но все они относятся к щелочным или слабощелочным (pH варьирует от 7.1 до 8.5), что типично для почв, входящих в группу Calcisols. Во всех пробах в большом количестве присутствуют карбонаты – в основном доломит и кальцит, в отдельных пробах встречаются примеси карбонатов цинка и свинца (смитсонит и церуссит). Помимо карбонатов минеральный состав почв включает кварц, мусковит, каолинит, иногда хлорит и полевой шпат; во многих пробах определяются гипс и сульфиды (пирит, марказит). Минеральный состав отвалов представлен в основном доломитом с примесью гипса и сульфидов (пирит, марказит, сфалерит).

Практически на всей изученной территории, за исключением небольшого участка в предгорье, имеет место превышение нормативных показателей по цинку, свинцу и кадмию; пространственное распределение содержаний этих элементов носит сходный характер, а

источником загрязнения являются отвалы и жидкие отходы. Загрязнение медью менее значительно и локализовано в основном на территории самого комбината.

Для оценки способности перехода цинка, кадмия и свинца в растворенные формы, представляющие наибольшую опасность для окружающей среды, был проведен эксперимент методом постадийной экстракции. Для этих элементов определены следующие подвижные формы: водорастворимая, слабосорбированная, или ионообменная (экстрагируемая раствором хлорида бария), окисляемая (экстрагируемая раствором пирофосфата натрия) и связанная с карбонатами (экстрагируемая ацетатным буферным раствором). Установлено, что наибольшей миграционной подвижностью отличается кадмий. Для цинка характерна окисляемая форма, для свинца – окисляемая и форма, связанная с карбонатами.

Работа выполнена с использованием оборудования Научного парка СПбГУ (ресурсные центры «Геомодель», «Рентгенодифракционные методы исследования», «Методы анализа состава вещества»).

Таблица 1 Оценка загрязнения тяжелыми металлами почв и техногенных отложений

Элемент	Содержание, (ppm)		Нормативный показатель A.F.N.O.R.[1] (ppm)		Превышение нормативного показателя	
	Почвы	Отвалы	Почвы	Отвалы	Почвы	Отвалы
Zn	$8.8\cdot10^1$ – $2.7\cdot10^4$	$1.4\cdot10^3$ – $1.6\cdot10^5$	150	3000	0.59 – 180	0,5 – 53,3
Pb	$1.5\cdot10^1$ – $4.8\cdot10^3$	$2.2\cdot10^2$ – $3.5\cdot10^4$	60	800	0.25 – 80	0,3 – 43,8
Cd	<5 – $1.0\cdot10^2$	5.0 – $6.6\cdot10^2$	0.7		<7 – 143	
Cu	7.0 – $2.6\cdot10^2$	$1.7\cdot10^1$ – $8.1\cdot10^1$	40	1000	0.18 – 6.5	0.02 – 0,08

[1]Association Française de normalization

Омара Р., Чарыкова М.В., Русаков А.В., Малышев С.В., Платонова Н.В. Минералого-геохимические особенности и степень загрязнения тяжелыми металлами почв и техногенных отложений в районе комбината по обогащению цинковой руды месторождения Шаабет-эль-Хамра (Алжир) // Записки РМО. **2020**. В печати.

Attouchek L., Bayou B., Boutaleb A., Aissa D.E. Diagnostique et evalution de la charge pollutante par les elements traces metalliques (ETMs): cas du complex minier de Kherzet Youssef (Setif)// Bull. Serv. Geol. Nat. **2008**. V. 9. P. 217–233.

Boutaleb A. Les minéralisations à Pb-Zn du domaine Sétifian-Hodna. Litologie, pétrographie des dolomies, micro thermométrie et implications métallogénique. Ph. D. Thesis, Algerie: Université des Science et de la Technologie Houari Boumediene. **2001**. 160 c.

Khalfi A., Taleb C. Contribution à l'étude d'impact environnemental de l'exploitation minière souterraine et de rejets de traitement, cas de la mine de Chaabet El- Hamra, Setif. Magister thesis, Algerie. **2014**. 67 p.

Munsell A.H. Munsell Soil Color Charts: With Genuine Munsell* Color Chips. Munsell Color Company. Grand Rapids, MI, USA, **2014**.

Nekache R. Étude de la stabilité des mines souterraines par les méthodes numériques. Cas de la mine de Chaabet El Hamra – Algérie. Magister thesis, Université Badji Mokhtar. Annaba. **2012**. 124 p.

Rezigat N., Imchal K. Contribution à l'étude des problèmes environnementaux et de sécurité sur l'exemple de la mine souterraine de Chaabet El-Hamra, Sétif. Magister thesis, Algerie: Université Farhat Abas. **2008**. 100 p.

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ РТУТИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ГОДОВЫМ КОЛЬЦАМ ДЕРЕВЬЕВ

Павлова А.А., Турсуналиева Е.М.
Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск
tina.pavlova.98@mail.ru

Тункинская впадина относится к крупным тектоническим структурам и входит в Байкальскую рифтовую зону (БРЗ), которая в свою очередь является внутриконтинентальной тектонической структурой глубинного заложения (Милановский, 1976). Впадина выполнена мезо-кайнозойскими отложениями, состоит из ряда самостоятельных блоков в виде поднятий и опусканий, характеризующихся геологическими особенностями и разрывными нарушениями различной ориентировки (Лунина и др., 2009).

Байкальская рифтовая зона обладает современной геодинамической активностью, проявленной контрастным преобразованием рельефа, относительно недавним вулканизмом и высокой сейсмичностью (Вилор и др., 2015). По всей БРЗ ежегодно происходит более 2000 землетрясений с магнитудой обычно меньше 5, но случаются и более мощные события с интенсивностью сейсмических сотрясений до 8 баллов.

Структурное положение и динамика БРЗ являются следствием перемещения сосуществующих внутриконтинентальных литосферных блоков (Актуальные..., 2005). На юго-западном фланге рифта векторы смещений отражают поворот Тувино-Саянской части по часовой стрелке со сдвигами по Главному Саянскому разлому и Тункинскому разлому при участии растяжения (Вилор и др., 2015). Тункинский разлом ограничивает одноименную впадину с севера, земная кора, в пределах которой также рассечена рядом региональных и локальных разломов (Коваль и др., 2006).

Общеизвестно, что в зонах глубинных разломов в периоды их активизации наблюдаются интенсивные потоки газов из недр, таких как водород, гелий и радон. Также установлено, что в потоке флюидов из мантии Земли по зонам глубинных разломов в окружающую среду поступает ртуть. Данное явление получило название «ртутное дыхание» (Озерова, 2005).

Оценить динамику изменения концентраций ртути в долгосрочном периоде позволяет метод дендрогеохимии по годовым гольцам деревьев используемый при биогеохимических исследованиях. Он начинает широко использоваться в решении практических задач геохимии, радиоэкологии, экологии и др. (Дендрорадиография…, 2015; Clackett et al , 2018; Peckham et al, 2019).

Цель исследования – установить многолетние вариации содержания ртути в приземном слое атмосферы в Тункинской впадине в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны методом биогеохимической индикации с использованием в качестве объекта исследований кернов тополя душистого (Populus L). Отбор древесных кернов производился согласно методическим рекомендациям (Шиятов и др., 2000) в августе 2018 года вблизи населённых пунктов, расположенных вдоль и вкрест простирания впадины (рис. 1).

Древесный керн извлекали при помощи возрастного бурава длиной 300 мм с двумя видами экстракторов. Бурав устанавливался на высоте 1-1.5 м от поверхности земли и вкручивался перпендикулярно оси ствола дерева. Отобранные образцы помещались в специальные пеналы (бумажные тубусы), каждый из которых кодировался с указанием населенного пункта, даты отбора и диаметра дерева. Пробоподготовка включала в себя высушивание при комнатной температуре в бумажных пеналах в хорошо проветриваемом помещении, помещение кернов в деревянные рейки с заранее подготовленными

углублениями, снятие тонкого верхнего слоя керна с помощью канцелярского ножа и шлифовку наждачной бумагой. Датировка и маркировка колец проводилась путём нанесения при помощи карандаша на поверхность рейки отметок - границ колец.

Методом обратного отсчёта (в направлении от периферии ствола к его центру) определялись даты образования колец. После измельчения с помощью пинцета и канцелярского ножа, проба помещалась в зип-лок пакет с указанием соответствующего года.

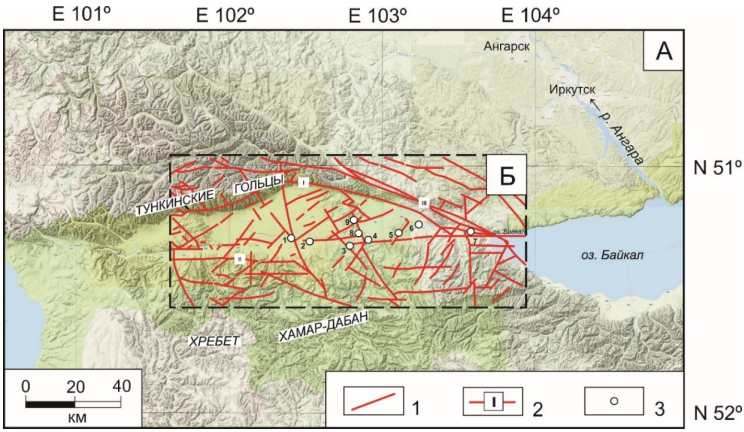


Рис. 1 Тункинская рифтовая впадина и ее горное обрамление на трехмерной модели рельефа (А). Схема отбора образцов керна тополя (*Populus suaveolens* Fisch.), совмещённые с разломно-блоковым строением земной коры (по О.В. Луниной и др., 2009) (Б): 1 – разрывные нарушения; 2 – главные разломы и их название: I – Тункинский, II – Южно-Тункинский, III – Главный Саянский; 3 – точки отбора керна: 1 – Шимки, 2 – Кырен, 3 – Жемчуг, 4 – Закту́й, 5 – Зун-Мурино, 6 – Торы, 7 – Быстрая, 8 – Тунка, 9 – Галбай.

Для определения границ годовых колец использовался прибор LINTAB оснащенный бинокулярным микроскопом и программным обеспечением TSAP-Win и LIGNOVISION находящийся на базе Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск). Анализ ртути проводился на ртутном анализаторе «РА-915М» с приставкой «ПИРО-915+» в лаборатории микроэлементного анализа Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» в Томском политехническом университете. Градуировка проводилась при помощи стандартного образца «лист березы» (ГСО 89232007, СО КООМЕТ 0067-2008-RU) с содержанием ртути 37 нг/г. Подготовленные для анализа пробы предварительно взвешивались на лабораторных весах. Навеска проб – от 20 до 60 мг. Измеренная проба помещалась в ложечку – дозатор, которая затем вводилась в приставку – атомизатор. Нижний предел обнаружения Hg – 1 нг/г. Концентрации рассчитаны на 1 г сухого вещества. Всего исследовано 435 проб годовых колец тополя.

Среднее содержание ртути в общей выборке составило 7 нг/г, максимальное – 35 нг/г. На рисунке 2 представлены наиболее контрастные графики содержаний ртути, соответствующие кернам из поселков Кырен и Галбай. Первый пункт расположен вблизи тектонического разлома в центре впадины, второй – северо-восточнее вблизи места

пересечения нескольких разломов, чем может быть обусловлена более ярко выраженная аномалия в данном пункте.

В целом поступление металла крайне неоднородно, что может быть связано с изменчивостью степени проницаемости тектонических структур. Из графиков видно, что ртутные аномалии в древесине тополя могут проявляться как непосредственно в год землетрясения, так и до или после сейсмического события.

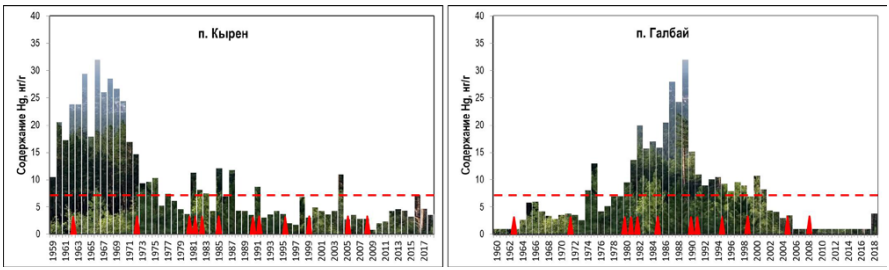


Рис. 2 Распределение ртути в годовых кольцах тополя на территории Тункинской впадины. *Условные обозначения:* пунктирными линиями обозначено среднее содержание Hg в выборке; красными треугольниками – сейсмические события в районе Тункинской впадины с магнитудой более 4,0.

Полученные результаты могут послужить доказательством существования «ртутного дыхания» в районах активизаций тектонических разломов и подтверждают возможность использование дендрогеохимического метода по годовым кольцам деревьев в биогеохимичекских исследованиях.

Вилор Н.В., Адрулайтис Л.Д., Зарубина О.В. Геохимия сейсмоактивных региональных разломов (Байкальская рифтовая зона, Восточная Сибирь) // Геохимия. **2015**. № 1. С. 64–82.

Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков А.В., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны // Доклады академии наук. **2006**. Т. 409. № 3. С. 389 – 393.

Леви К.Г., Шерман С.И. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, **2005**. 294 с.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», **2009.** 316 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. Москва: Недра, **1976**. 280 с.

Озерова Н.А. О ртутной дегазации Земли // Бюллетень Московского общества испытателей природы. **2005**. Т. 80, вып. 5. С. 63.

Рихванов Л.П., Архангельская Т.А., Замятина Ю.Л. Дендрорадиография как метод радиоактивной оценки радиоэкологической ситуации. Томск: Дельтаплан, **2015.** 148 с.

Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С, Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М. Методы дендрохронологии. Учебно-методич. пособие. Красноярск: КрасГУ, **2000**. 80 с.

Clackett S.P., Porter T.J., Lehnherr I. 400-Year Record of Atmospheric Mercury from Tree-Rings in Northwestern Canada // Environmental Science & Technology. **2018.** V. 52 (17). P. 9625–9633.

Peckham M.A., Gustin M.S., Weisberg P.J. Assessment of the Suitability of Tree Rings as Archives of Global and Regional Atmospheric Mercury Pollution // Environmental Science & Technology. **2019.** V. 53 (7). P. 3663–3671.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ТОРИЯ И УРАНА НА ТЕРРИТОРИИ Г. ХАБАРОВСК

Ткачева А.В., Дорохова Л.А.
Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск
nastyatkacheva15@gmail.com

Современный процесс урбанизации и сопутствующие им экологические проблемы вызывают необходимость в проведении геохимической оценки состояния компонентов окружающей среды. Особое внимание обращено на распространение радиоактивных элементов в природных объектах. Источники радионуклидов могут быть как природного происхождения – горные породы, почвы, природные воды (Злобина, 2019); так и техногенного происхождения – промышленные предприятия (Павлова и др., 2014), ядерные полигоны, объекты мирных подземных ядерных взрывов (Артамонова, 2013).

Цель работы – оценить распределение Th и U в листьях тополя на территории г. Хабаровска. Объект исследования – листья тополя бальзамического (Populus balsamifera L.). Листья тополя являются специфическим сезонным биогеохимическим планшетом, который накапливает элементы из почвы и в большей степени улавливает пылеаэрозоли из атмосферного воздуха (Юсупов и др., 2019) за счет особенностей строения листа.

Хабаровск – крупный промышленный город, расположен на Дальнем Востоке, на Среднеамурской низменности, на правом берегу реки Амур вблизи российско-китайской границы в зоне умеренного муссонного климата. Основное направление ветров в летний период – с северо-востока (27%) (рис.1).

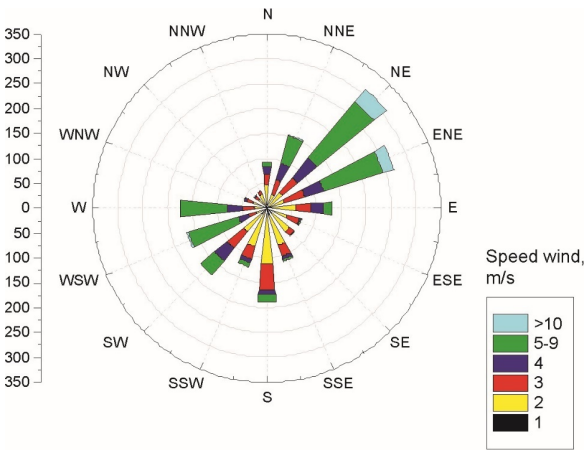


Рис. 1 Роза ветров г. Хабаровск за период 1.06.2015 – 13.08.2015 (по данным метеостанции аэропорта Хабаровск им. Г.И. Невельского на сайте www.rp5.ru)

Исследования включали отбор 38 проб листьев тополя 13 августа 2015г. по равномерной сети 2×2 км во всех административных районах города согласно методическим рекомендациям (Зырин, 1981). Пробоподготовка заключалась в озолении сухих листьев при температуре 450°С. Из полученных образцов золы брали навеску 100±1 мг и паковали в алюминиевые капсюли. Элементный состав определяли инструментальным нейтронно-активационный анализом (аналитик А.Ф. Судыко) по аттестованным методикам (НСАМ ВИМС № 410 ЯФ) в аккредитованной ядерно-геохимической лаборатории на исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т ТПУ. Минеральные формы элементов на поверхности листьев тополя изучали на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Hitachi S-3400N с ЭДС Bruker XFlash 4010 в Международном инновационном научно-образовательном центре «Урановая геология» в ТПУ.

Средние содержания U и Th равны 0,5 и 0,8 мг/кг, минимально-аномальные – 0,92 и 1,28 мг/кг соответственно. Максимальные значения U наблюдаются в точке 3/2 (1,31 г/т), Th – в точке 2/1 (2,03 г/т). Коэффициент корреляции (r) равен 0,58. Коэффициент вариации двух элементов – в пределах 70-100%, что соответствует сильно неоднородной выборке. Уран и торий на территории г. Хабаровска имеют схожий характер распределения. Выделяются конформные их ореолы повышенных содержаний на юге и севере города (рис.2).

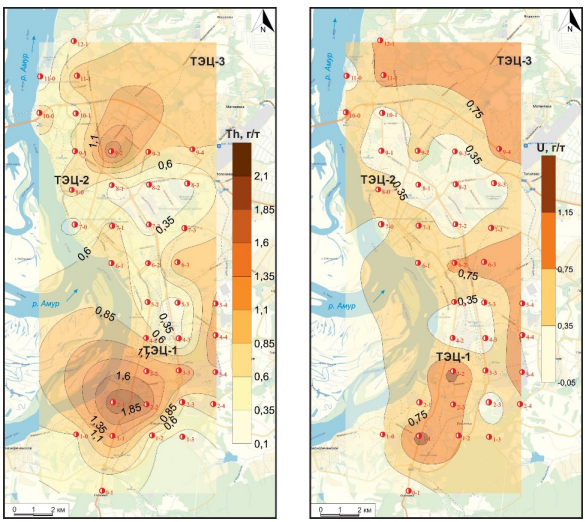


Рис. 2 Биогеохимические ореолы Th (слева) и U (справа) на территории г. Хабаровск

Рассчитан показатель Th/U отношения. Он является индикаторным для выявления техногенных и природных аномалий. По значениям этого показателя в золе листьев выделяются точки с ториевой (Th/U>2,5), смешанной (Th/U 1-2,5) и урановой (Th/U<1) природой накопления. На территории г. Хабаровск преобладает смешанная природа накопления радиоактивных элементов. Это говорит о том, что радионуклиды имеют как техногенный, так и природный источник накопления.

В Хабаровске вклад топливной промышленности составляет 51,8% выбросов загрязняющих веществ от стационарных источников. Техногенными источниками эмиссии урана и тория в окружающую среду являются выбросы теплоэлектростанций ТЭЦ-1, ТЭЦ-

3, вырабатывающие электроэнергию из углей местных бассейнов. Методом электронной микроскопии на поверхности листьев тополя в пробе 9/4 обнаружена частица фосфата редких земель с Th (рис. 3). По морфологии она похожа на техногенную частицу золы уноса. Нельзя исключать и влияния природного фактора на распределение радиоактивных элементов, а именно геологического строения территории г. Хабаровска, сложенной вулканогенно-осадочными породами.

Таким образом, на распределение Th и U в листьях тополя на территории г. Хабаровска влияют как техногенные источники, так и природные. Выпадение и накопление радионуклидов, фиксируемых листьями тополя, может представлять реальную опасность для здоровья населения, но анализ радиогеохимических показателей позволяет оценить радиоэкологическую ситуацию в городах и дать возможность скорректировать санитарно-гигиенические мероприятия.

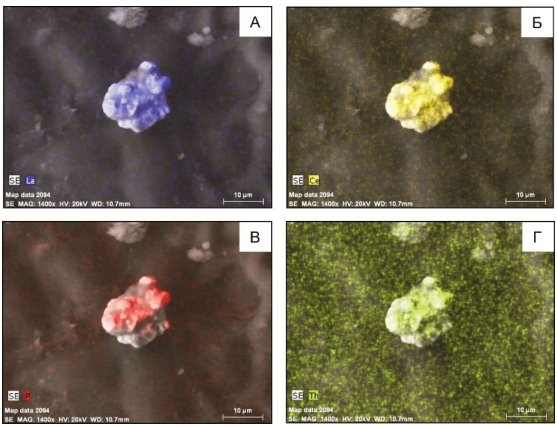


Рис. 3 Распределение La (А), Ce (Б), P (В), Th (Г) в микрочастице фосфата редких земель

Артамонова С.Ю. Техногенные радионуклиды в природных водых районов подземных ядерных взрывов «Кратон-3» и «Кратон-4» // Геоэкология, инженерная геология, гидрология, геокриология. **2013**. №5. С. 417-428.

Злобина, А.Н, Рихванов Л.П., Барановская Н.В., Фархутдинов И.М., Ванг. Н. Радиоэкологическая опасность для населения в районах распространения высокорадиоактивных гранитов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. **2019**. Т. 330. №. 3. С. 111-125.

Зырин Н.Г., Малахов С.Г. Методические рекомендации по проведению полевых и лабораторных исследований почв и растений при контроле загрязнения окружающей среды металлами. Москва: Гидрометеоиздат, **1981**. 110 с.

Павлова Л.М., Радомская В.И., Юсупов Д.В., Лукичев А.А. Уран и торий в пылевых аэрозолях на трансграничной (Россия-Китай) урбанизированной территории // Экология урбанизированных территорий. **2014**. № 2. С. 102-108.

Юсупов Д.В., Рихванов Л.П., Судыко А.Ф., Барановская Н.В., Дорохова Л.А. Радиоактивные элементы (торий, уран) в листьях тополя на урбанизированных территориях и их индикаторная роль // Разведка и охрана недр. **2019**. № 2. С. 61-68.

Инженерная геология и гидрогеология

ПРОГНОЗНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ СТРОИТЕЛЬСТВА ГОРОДА КАЗАНИ ПО АДРЕСУ ОРЕНБУРГСКИЙ ТРАКТ, Д.6

Адушева К.В.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань December30love@yandex.ru

Цель данной работы - прогнозное моделирование просадочных процессов на территории строительства малоэтажного объекта. В качестве объекта был выбран участок города Казани по адресу ул. Оренбургский тракт, д. 6. В настоящее время в мегаполисах возникает задача комплексного освоения уже застроенных территорий. Категории грунтов таких территорий, как правило, относятся к потенциально подтопляемым (Сологаев, 2002). Актуальность проблемы заключается в необходимости выявления и прогнозирования развития неблагоприятных инженерно-геологических и экологических процессов и явлений. На начальном этапе уплотнение грунта связано главным образом с уменьшением его пористости, но в водонасыщенных грунтах все поры заняты водой. При нагрузках, обычных для строительного процесса, во многих случаях вода может считаться практически несжимаемой. Следовательно, такое уплотнение водонасыщенного грунта, без учета реологических процессов, возможно только при отжатии части воды из пор. Процесс уплотнения грунта, сопровождающийся отжатием воды из пор, называется *фильтрационной консолидацией* (Иванов, 2004). Для прогнозирования состояний и процессов используют моделирование - воспроизведение реального объекта моделью с целью изучения на ней поведения и свойств объекта-оригинала. Модель в нашем случае — это абстрактный образ, который по своим свойствам аналогичен объекту-оригиналу и достаточно точно воспроизводит поведение объекта-оригинала. Тогда говорят, что модель адекватна объекту. В теории фильтрации создают модель области фильтрации. Прогнозное моделирование позволяет оценить действие нагрузок различной конфигурации и расположения на данной территории, а расчет осадки в верхней части инженерно-геологического процесса позволяет сравнить значения осадки. В целях компьютерного моделирования фильтрационной консолидации грунта было использовано два метода расчета: метод конечных разностей, разработанный Н.П. Абовским, и метод послойного суммирования согласно СП 22.13330.2011. Расчет осадки слоистых оснований методом послойного суммирования заключается в определении осадок элементарных слоев основания в пределах сжимаемой толщи от дополнительных вертикальных напряжений σ_{ZP}, возникающих от нагрузок, передаваемых сооружениям (3). Вычисления производились с помощью компьютерной программы MS Excel. В ходе работы рассмотрено два случая однослойной и двухслойной модели.

Результаты. Согласно расчету по методу конечных разностей, получен результат, где осадка превышает норму. Тем самым доказывая, что для данной территории грунты не могут служить несущими. В результате расчета осадки методом послойного суммирования были получены данные, превышающие нормы согласно СП 22.13330.2011 (рисунок 1 и 2). Численный результат превышает норму на 7 см. Тем самым доказывая, что для данной территории грунты суглинок твердый, полутвердый и супесь твердая ИГЭ 3а и ИГЭ не могут служить несущими. По расчетам построен график расчетной схемы. На основании сводных данных инженерно-геологических изысканий на данной территории мы произвели прогнозное моделирование, где оценили действие нагрузок, и произвели расчет просадки в верхней части инженерно-геологического разреза. Итоговые результаты моделирования представлены в таблице.

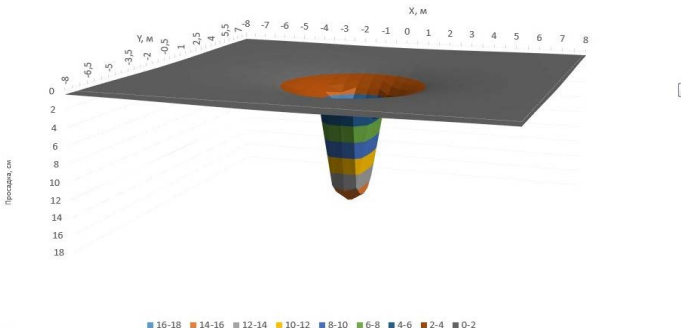


Рис. 1 Однослойная 3D модель. Распределение просадки в пределах площади моделирования.



Рис. 2 Двухслойная 3D модель. Распределение просадки в пределах площади моделирования

Таблица 1 Оценка просадок грунтов на площадке строительства, выполненные разными методами.

Тип расчета просадки	Численное значение просадки, см	
	ИГЭ1	Общая просадка
Метод конечных разностей	16	17
Метод послойного суммирования (СП 22.13330.2011)		15

Таким образом, результаты моделирования позволили оценить ожидаемые просадки в верхней части инженерно-геологического разреза. Численный метод фильтрационный консолидации грунта сопоставили с методикой оценки просадки, изложенных в СП 22.13330.2011. По аналитическим расчетам, согласно СП 22.133330.2011, показана просадка ≥ 8 см, что недопустимо согласно полученным результатам.

Сологаев В.И. Фильтрационные расчёты и компьютерное моделирование при защите от подтопления в городском строительстве: учебное пособие. Омск. **2002**. 416 с.

Иванов П.Л. Грунты и основания гидротехнических сооружений. Учеб. для гидротехн. спец. вузов. Москва: Высшая школа, **2004**. 352 с.

СП 11-105-97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть III. Правила производства работ в районах распространения специфических грунтов Москва, **2000**. 80 с.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИЙ КАК ОСНОВА РАЗРАБОТКИ ОБЩЕРАСПРОСТРАНЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ

Бекмурзиева Н.Р.
Кубанский государственный университет, Краснодар nnnNaDyUsHkA@yandex.ru

Учение о геологических формациях стало широко использоваться в инженерной геологии с 60-х-80-х г.г. XX в. (Кирюхин и др., 2004). Формационный анализ был положен в основу обзорных, мелко- и среднемасштабных инженерно-геологических карт, был применен при составлении монографии «Инженерная геология» (Инженерная геология СССР, 1977-1978). Были предложены разные определения инженерно-геологической формации, настоящая работа базируется на определении В.Т. Трофимова (Трофимов и др., 2007).

Таблица 1 Латеральный ряд осадочных формаций территории Краснодарского края

Формации					
Геосинклинальные	Орогенные		Платформенные		
Мел-палеогеновые	Юрско-меловые	Неоген-четвертичный	Четвертичные		
Флишевая (карбонатная и терригенная подформации)	Молассовая гипсоносная	Молассовая терригенная формация	Лессовая формация	Терригенная аллювиальная	Терригенная морская
Области, испытывающие инверсию направления движений	Области умеренных новейших прогибаний	Области интенсивных новейших прогибаний	Области слабых новейших прогибаний	Области интенсивных новейших прогибаний	Области слабого прогибания и регенерированного поднятия
Большекавказский бассейн подземных вод	Азово-Кубанский артезианский бассейн		Грунтовые подземные воды надпойменных террас		
Умеренно континентальный. теплый, влажный климат	Умеренно-континентальный теплый, умеренно влажный климат		Климат умеренно-континентальный теплый, с недостаточным увлажнением		

Основная территория Краснодарского края располагается в следующих структурно-тектонических зонах: С-З Кавказ, Западно-Кубанский предгорный и Таманский

периклинальный прогибы, Скифская плита. Во всех зонах активно ведется разработка месторождений полезных ископаемых. В связи с ростом объемов строительства наибольшим спросом пользуются строительные материалы, месторождения которых приурочены к разным по возрасту и литологии отложениям.

В качестве объекта исследования выбраны осадочные формации, которые выходят на дневную поверхность в пределах территории Краснодарского края. Предметная область – инженерно-геологические условия территорий в пределах распространения той или иной формации. Цель работы – оценка влияния региональных и зональных факторов формирования инженерно-геологических условий на условия разработки месторождений.

Рассмотренные в работе структурно-тектонические зоны характеризуется своей геологической историей и своим набором геологических формаций (табл. 1). В настоящее время породы, слагающие верхнюю часть разреза указанных структурно-тектонических зон, характеризуются разными климатическими условиями, что оказывает влияние на их состояние и свойства, развитие определенных экзогенных процессов.

Атлас Краснодарского края и Республики Адыгея. Минск, **1996**. 48 с.

Инженерная геология СССР. В 8-ми томах. Москва, **1977-1978**.

Каталог к регистрационной карте месторождений неметаллических полезных ископаемых и солей Краснодарского края. ВСЕГЕИ, **2006**.

Кирюхин В.А., Норова Л.П. Региональная инженерная геология (теоретические основы): Учеб. пособие. Санкт-Петербургский государственный горный институт (технический университет). Санкт-Петербург, **2004**. 89 с.

Трофимов В.Т., Аверкина Т.И. Теоретические основы региональной инженерной геологии. Москва: ГЕОС, **2007**. 463 с.

Турбин Л.И., Александрова Н.В. Схема неотектонического районирования Краснодарского края. Фонды ГУП Кубаньгеология, Краснодар, **1979**.

ОЦЕНКА И ПРОГНОЗ УСТОЙЧИВОСТИ ЛЕВОГО БЕРЕГА ПРОТОКИ «БЫСТРАЯ» В ЧЕРТЕ СЕЛА КАЛТАЙ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Бычков О.А.

ФГБОУ Томский государственный архитектурно-строительный университет, Томск

jarilo1962@yandex.ru

В последние годы в пределах долины реки Томь активно развиваются опасные эрозионные и оползневые процессы, представляющие реальную угрозу зданиям и сооружениям. Ярким примером этого служит левый берег р. Томь (протока Быстрая) в черте села Калтай Томской области. В результате интенсивной эрозионной переработки, по наблюдениям местных жителей, береговой склон отступил на 30 – 35 метров в сторону села. Оползневым деформациям подвержен не только грунтовый массив, но и сооружения, находящиеся на территории летнего лагеря «Восход». Одно из служебных помещений лагеря полностью обрушилось, два других находятся в аварийном состоянии (Рис. 1).

Рассматриваемый склон находится в Томском районе, в черте села Калтай, расположенном в 25 км южнее города Томска, на левом берегу реки Томи протоки Быстрая. В процессе исследований по оценке и прогнозу устойчивости берегового склона были выполнены следующие виды работ: изучение фондовых материалов, инженерно-геологическая съемка участка, геодезические работы, проходка шурфа, полевое

определение механических свойств грунта, лабораторные исследования образцов грунта отобранных в расчетном сечении, камеральная обработка и расчет устойчивости склона (СП 11-105-97, 1977).



Рис. 1. Оползневой склон

Склон имеет высоту до 18 метров при крутизне 60-80 градусов. Геологическое строение участка характеризуется распространением горных пород палеогенового и четвертичного возраста.

Палеогеновая система представлена преимущественно гравелистыми и разнозернистыми песками новомихайловской свиты (P3nm) коричневого или серого цвета. Реже отмечаются мелко- и среднезернистые разности. В основании обрыва отмечается слой гравия мощностью 1 – 2 метра, который выдерживается на протяжении всего склона.

Четвертичная система представлена олигоценовыми отложениями, согласно залегающими на отложениях новомихайловской свиты. В нижней части наибольшим распространением пользуются пески серые, мелкозернистые, пылеватые, слюдистые с прослоями и линзами глин или суглинков. Верхняя часть отложений представлена суглинком с переслаивающимся с супесью и песком. Суглинок серый, иногда с коричневым оттенком, комковатой текстуры, местами ожелезненный. Супесь и песок имеют такую же окраску и на отдельных участках также ожелезнены.

Таблица 1. Физико-механические свойства супеси

Литотип	Плотность, г/см^3			Влажность, %	Пористость %	К-т пористости	Число пластичности	Показатель текучести	Сцепление, КПа	Угол вн. тре-ния, град
	Частиц грунта	Влажного грунта	Скелета грунта							
Супесь в естественном состоянии	2.68	1.86	1.58	18	41.48	0.709	0.11	<0	61.5	28
Супесь в водонасыщенном состоянии	2.68	1.98	1.64	21	39.14	0.644	-	-	35.42	26

При расчете устойчивости использовался метод круглоцилиндрической поверхности скольжения с использованием графика Янбу, по которому в зависимости от высоты (ОДМ 218.2.006-2010, 2010), крутизны склона и физико-механических свойств грунтов массива, находятся координаты центра поверхности скольжения с наименьшим

коэффициентом устойчивости. Коэффициент устойчивости рассчитывается способом алгебраического сложения сил, т.е. отношением суммы удерживающих сил к сдвигающим:

$$K_{st} = \frac{\sum G \cdot Cos\alpha \cdot tg\varphi + \sum \ell \cdot c + \sum G \cdot Sin\alpha}{\sum G \cdot Sin\alpha}$$

Выполненные расчеты показали, что в естественном состоянии склон находится в предельно-напряженном состоянии (Kst=1,01), а в водонасыщенном в неустойчивом (Kst= 0,77).

Таким образом, основной причиной оползневого процесса является гидрологический режим рек Томь. При ежегодном сезонном повышении уровня воды в реке и, соответственно, водонасыщении грунта происходит расширение зоны оползневых деформаций.

Исходя из сложившейся ситуации, наиболее эффективным защитным мероприятием на наш взгляд будет являться изменение русла реки (протоки), отвод его от берега в сторону, через остров. В этом случае эффективной мерой является прорезь, затрассированная в зоне ускорения потока в верхнем крыле излучины (протоки). Прорезь должна быть заглублена в толщу подстилающего слоя.

ОДМ 218.2.006-2010 Рекомендации по расчету устойчивости оползнеопасных склонов (откосов) и определению оползневых давлений на инженерные сооружения автомобильных дорог

СП 11-105-97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть I. Общие правила производства работ. Госстрой России, **1977**.

ВЛИЯНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА СМАЧИВАНИЕ ГЛИН ВОДОЙ

Зайцев В.Д., Цагурия Г.М.

Казанский федеральный университет, Казань nikero72@yandex.ru

Микроорганизмы играют исключительно важную роль в образовании гумуса, разрушении и новообразовании минералов, формировании состава порового воздуха, регулируя в нем соотношение между O_2 и CO_2. Выделяя гидролитические и окислительно-восстановительные ферменты, микроорганизмы катализируют процессы расщепления, окисления и восстановления сложных органических соединений до минеральных солей. При их участии в анаэробных условиях протекают процессы оглеения, торфонакопления, осолодения (Горбылева и др., 2002). Микроорганизмы выделяют поверхностно-активные вещества – биосурфактанты, которые изменяют капиллярные свойства системы вода – глина. Капиллярные свойства глин представляют особый интерес, так как поры глин очень тонкие, что обеспечивает большую интенсивность капиллярных явлений**.** Высота капиллярного поднятия в глинистых грунтах составляет несколько метров, а далее тормозится пузырьками защемленного воздуха. Капиллярное давление действует на частицы грунта независимо от приложенного к грунту внешнего давления и давления от собственного веса грунта. Оно увеличивает сжатие грунта в земляных сооружениях (Смоляницкий, 2006). В пограничных слоях жидкости обнаруживается нескомпенсированность межмолекулярных сил: частицы жидкости, находящиеся в этих слоях, испытывают неодинаковую силу притяжения со стороны остальной части жидкости

и граничащей с ней среды. Из-за этого молекулы пограничного слоя приходят в движение, увеличивая площадь контакта воды с гидрофильными телами и уменьшая – с гидрофобными. Движение воды вверх по гидрофильным капиллярам происходит до тех пор, пока силы притяжения не уравновесятся весом столба воды. Вместе с тем гидрофильность капилляров в глинах принимается без доказательств (в литературе мы не нашли доказательств этого свойства), за исключением случаев пропитки горных пород нефтью, торфов и некоторых почв с высоким содержанием органического вещества. Считается, что идеальный контактный угол смачивания на границе глина – вода – воздух всегда равен нулю. Мы предположили, что это не так (Tyugai et al., 2015).

Цель исследования заключалась в том, чтобы оценить влияние органического вещества разного происхождения на смачиваемость глин водой.

Объекты эксперимента. В эксперименте использовались следующие грунты: выщелоченный чернозем тяжелосуглинистый, лугово-черноземная почва тяжелосуглинистая (Республика Татарстан) - почвы степного генезиса; бентонит (Республика Татарстан) – гидроморфный грунт, прошедший процесс диагенеза; мергель-1 (поделочный), мергель-2 (Республика Босния и Герцеговина) – сильно выветренная порода на основе известняка, сформированная на длительном контакте с атмосферой; филлит (Альпы) – выветренный сланец.

Постановка экспериментов с органическим веществом глин. Образцы глин готовили просеиванием через 0,25 мм, после чего создавали уровни увлажнения: полная влагоемкость и гигроскопическая влагоемкость. Органическое вещество, присутствовавшее в глинах, удалялось из части образцов с целью контроля регулируемых им свойств. Удаление органического вещества проводилось путем отжига при 600℃ в муфельной печи. Проводилось также внесение дополнительного органического вещества в виде питательной среды, содержащей сообщество микроорганизмов - литобионтов. Питательная среда вносилась из расчета создания весовой концентрации 1%. Сообщество литобионтов создавалось на основе нефтеокисляющей микрофлоры чернозема: углеводород-оксилителей и азотфиксирующих организмов. Через 2 недели после заражения глин этой средой было внесено по 1 капле на образец коммерческой компостирующей жидкости, содержащей смешанную культуру аэробных и анаэробных гетеротрофов (*Bacillus, Streptomyces, Lactobacillus*), способных к интенсивной продукции вязких биополимеров и высвобождению фосфора и калия из нерастворимых органических соединений.

Методы исследований. Для определения содержания органического вещества мы использовали 2 метода, рекомендованных ГОСТ: метод определения органического вещества в грунтах по Тюрину (ГОСТ 26213-91 Почвы) и метод сухого сжигания (ГОСТ 23740-2016 Грунты). Метод Тюрина дает большую погрешность при содержании органического вещества менее 3% вес. (±20%), а оптимальные результаты демонстрирует для почв с содержанием органического вещества более 5% вес. Однако метод сухого сжигания чувствителен к содержанию кристаллогидратной влаги в глинистых минералах. Для определения контактного угла смачивания образцов водой сперва готовили их препараты. Для этого глинистые частицы приклеивали на двустороннюю липкую ленту, размещенную на стекле. Основа липкой ленты была непористой. Приклеивание проводили многократным вдавливанием липкого слоя в глинистый порошок с использованием нагрузки 100 г/см^2 до достижения постоянного веса. После этих операций толщина полученного слоя глины определялась с помощью микрометра класса точности 1. Далее глинистый препарат выдерживали несколько минут в атмосфере насыщенного водяного пара для создания максимально возможной толщины водной пленки на частицах и вытеснения защемленного воздуха. После этого проводилось формирование контактного угла смачивания методом сидящего пузырька (*Drelich,* 2019). Порошковый препарат глины

прикрепляли на поплавок снизу, обеспечивая контакт с водой. К поверхности погруженного в воду препарата подводили воздуховод и сажали пузырьки воздуха. Форма пузырьков неизменна во времени и может быть отснята фотоаппаратом в любой момент. Однако этот метод чувствителен к прочности прикрепления глинистых частиц к поверхности препарата. После определения контактного угла смачивания рассчитывалась равновесная высота капиллярного поднятия по порам грунта h, м, отсчитываемая от зеркала грунтовых вод (ГОСТ 25100-2011) по формуле Жюрена:

$$h = \frac{2\sigma cos\theta}{r_0(p - p0)g}$$

где σ – коэффициент поверхностного натяжения воды при заданной температуре (18° С), θ - угол смачивания жидкостью стенки капилляра, g – ускорение свободного падения, p – плотность жидкости, p0 – плотность газовой фазы, r_0 – радиус капилляра. Для расчета принимался гипотетический набор радиусов капилляров, характерный для глин.

Таблица 1 Теоретические высоты капиллярного поднятия в глинистых образцах с разным содержанием органического вещества

Образец	$C_{орг}$, % к весу	Высота поднятия, м			
Радиусы, мкм		0,1	1	10	100
луговая	7,7	110,42	11,04	1,10	0,11
луговая600	0	115,29	11,53	1,15	0,12
чернозем-олеинка (гигр)	-	-42,77	-4,28	-0,43	-0,04
чернозем-нефть (гигр)	-	7,66	0,77	0,08	0,01
чернозем	5,9	94,04	9,40	0,94	0,09
филлит-плесень (гигр)	-	-70,93	-7,09	-0,71	-0,07
филлит	0,9	79,68	7,97	0,80	0,08
филлит600	-	105,24	10,52	1,05	0,11
бентонит	0,9	107,00	10,70	1,07	0,11
бентонит-микробы (ПВ)	0,9	121,29	12,13	1,21	0,12
бентонит-асепт (ПВ)	0,8	90,07	9,01	0,90	0,09
бентонит600	0	99,78	9,98	1,00	0,10
бентонит600-микробы(ПВ)	-	115,29	11,53	1,15	0,12
мергель-1	0,4	79,68	7,97	0,78	0,08
мергель-1-600	0	92,07	9,21	0,92	0,09
мергель-2	0,3	81,81	8,18	0,82	0,08
мергель-2-глицер (гигр)	0,6	90,07	9,01	0,90	0,09
мергель-2-нефть (гигр)	0,8	110,42	11,04	1,10	0,11
мергель-2-600	0	97,90	9,79	0,98	0,10
силикагель-нефть (гигр)	-	92,07	9,21	0,92	0,09
силикагель-глицер (гигр)	-	140,63	14,06	1,41	0,14
силикагель	0	132,59	13,26	1,33	0,13
стекло-микробы (ПВ)	-	97,90	9,79	0,98	0,10
стекло	-	105,24	10,52	1,05	0,11
стекло-асепт (ПВ)	-	112,07	11,21	1,12	0,11

Результаты. Был определен ряд убывающего содержания органического вещества по исследованным образцам: лугово-черноземная почва - выщелоченный чернозем - филлит - бентонит– мергель-1 – мергель-2. В силикагеле содержание органики определить было технически невозможно из-за гелевого состояния. Гладкая поверхность стекла, промытая спиртом, служила эталоном сравнения для расчета средней ошибки определения углов. Она составила 12%. Все углы смачивания отличались от нуля, включая образцы, лишенные органики. Размах выборки углов на отдельном образце – 19 – 55 градусов.

Удаление органического вещества отжигом практически не сказалось на величине среднего контактного угла смачивания, кроме филлита и мергеля-2, которые были наиболее грубодисперсными из всех образцов. Внесение органического вещества, напротив, на всех образцах повлияло на смачиваемость. Рассчитанная равновесная высота капиллярного поднятия после внесения микробного сообщества увеличилась по сравнению с исходным образцом в бентоните, в том числе, когда заражался образец, лишенный органики, в мергеле-2 и силикагеле с добавлением глицерина. Уменьшение этой величины произошло в образцах чернозема и силикагеля, гидрофобизированных олеиновой кислотой и нефтяной эмульсией, заплесневевшего филлита. С точки зрения инженерной геологии важно то, что поры радиусом 1-10 мкм, которые отвечают за большую часть влагопереноса в глинах, могут менять высоту капиллярного подтягивания на несколько метров за счет внесения сред с микроорганизмами (табл. 1).

Горбылева А.И., Андреева Д.М., Воробьев В.Б., Петровский Е.И. Почвоведение с основами геологии: Учеб. Пособие. Мн.: Новое знание, **2002**. 480 с.

Смоляницкий Л.А. Влияние капиллярного давления на деформируемость и прочность глинистых грунтов // Вестник ВГУ, серия геология. **2006.** №1.

Drelich J. Contact angles: From past mistakes to new developments through liquid-solid adhesion measurements // Advances in Colloid and Interface Science. **2019**. № 267. P. 1–14.

Tyugai Z., Milanovskiy E. The contact angle of wetting of the solid phase of soil before and after chemical modification // Eurasian J Soil Sci. **2015.** № 4 (3). P. 191 – 197.

АНАЛИЗ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ

Зуфарова В.М.

Государственное предприятие «Институт Гидрогеологии и инженерной геологии», Ташкент gidroingeo_uz@mail.ru

Гидрогеологические и инженерно-геологические исследования на месторождениях полезных ископаемых (МПИ) представляют собой процесс получения дополняющей и уточняющей информации, необходимой для обоснования условий разработки полезного ископаемого открытым или подземным способами (Каменский и др., 1953).

В состав таких исследований входят:

1) наблюдение, измерение, опробование и описание слагающих пород и их распространения; изучение обводненности пород как фактор, осложняющий инженерно-геологические условия, значения рельефа местности и их элементов, распространения современных геологических процессов и их динамика;

2) анализ гидрогеологических и инженерно-геологических условий, объяснение установленных закономерностей или аномальных явлений на основе систематизации полученных материалов и их обработки;

3) качественная и количественная оценка гидрогеологических и инженерно-геологических условий МПИ;

4) прогноз возможных изменений гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений в связи с их освоением;

5) разработка рекомендаций и предложений по управлению неблагоприятными

геологическими явлениями для обеспечения нормальных условий ведения горных работ, рационального использования геологической среды и планирования дальнейших гидрогеологических и инженерно-геологических исследований.

Исследования гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений нельзя считать полными и законченными, без **анализа, оценки и прогноза** существующих общих природных условий.

Анализ гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений основывается на последовательном изучении факторов и причин, влияющих на инженерно-геологические условия разработки МПИ, к которым можно отнести:

- физико-географические условия района МПИ;
- генетические типы МПИ и их структурно-тектонические условия;
- сейсмичность района и напряженное состояние пород;
- петрографические особенности и физико-механические свойства пород;
- поверхности и зоны ослабления, трещиноватость пород;
- обводненность слагающих пород;
- горнотехнические факторы (способ и глубина разработки; система взрывных и транспортных работ; система осушения горных выработок и т. д.).

При гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях различают три уровня оценок и прогнозов – региональный, локальный и оперативный.

При оценке гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений применяют различные методы и показатели: одни из них качественные (сравнительные), другие – количественные, позволяющие оценивать не только масштаб и интенсивность явлений, но и причиняемый ущерб. Однако методология общего подхода к оценке гидрогеологических и инженерно-геологических условий и разработка интегральных показателей требуют еще постановки специальных исследований.

Виды оценок гидрогеологических и инженерно-геологических условий МПИ связаны *со стадиями геологоразведочных работ* – решаемыми задачами, составом и объемами выполняемых работ, и их детальностью (*Каменский и др.*, 1953).

В Республике Узбекистан принята последовательность выполнения гидрогеологических и инженерно-геологических исследований при стадии ГРР:

Стадия 1. Стадия 2. Стадия 3. Стадия 4. Стадии ГРР, как правило, должны осуществляться в приведенной последовательности (Методические указания…, 1999, Методические указания…, 1995)

На стадии предварительной оценки задачами исследований являются выявление особенностей, которые будут влиять на гидрогеологические и инженерно-геологические условия вскрытия и разработки МПИ. Результатом этих работ является качественная и количественная оценка инженерно-геологических условий, являющаяся основой для составления технико-экономического доклада (ТЭД).

При детальной оценке в задачи **гидрогеологических и** инженерно-геологических исследований входит получение уточненной и более обоснованной фактическими материалами характеристики инженерно-геологических условий месторождения. Выполненная, на этой стадии, качественная и количественная оценка должна быть такой, чтобы полнота их изучения, точность и достоверность была достаточной для обоснования, а полученные исходные данные – надежным, обеспечивающим достоверный прогноз инженерно-геологических условий разработки МПИ, служащий основой для окончательной промышленной оценки месторождения и проектирования строительства горного предприятия.

На территории Узбекистана наиболее распространены и имеют практическое значение в основном четыре вида полезных ископаемых: металлические (рудные), не металлические, гидротермальные и углеводородное сырье.

В зависимости от генезиса образования все МПИ подразделяются на три категории по сложности гидрогеологических и инженерно-геологических условий разработки – простые, средней сложности и сложные.

Прогноз гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений является заключительной частью их изучения при детальных геологоразведочных работах.

Совершенствование методики гидрогеологических работ на месторождениях требует разработки такой классификации, которую можно положить в основу выбора как видов гидрогеологических исследований, так и методов прогнозов общих водопритоков в систему проектируемых горных выработок.

К основным методам прогнозирования гидрогеологических и инженерно-геологических условий разработки МПИ относятся: метод аналогии (сравнительно – геологический), аналитический метод, метод моделирования.

Результаты гидрогеологического и инженерно-геологического изучения месторождения при их детальной оценке отображаются в виде его прогнозного гидрогеологического и инженерно-геологического районирования (по площади и глубине) по устойчивости горных пород, на основе детального анализа и оценки полученных геологических материалов.

Таким образом, анализ, оценка и прогноз гидрогеологических и инженерно-геологических условий разработки месторождений по данным геологоразведочных работ, позволяет определить:

- сложность гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений по результатам анализа влияния различных природных условий и факторов и качественной их оценки;
- комплекс параметров, позволяющих количественно оценить состояние устойчивости проектируемых горных выработок;
- концепцию изучения гидрогеологических и инженерно-геологических аспектов безопасных (надежность и устойчивость геологической среды) условий проектирования и строительства различных горнорудных предприятий;
- мероприятия по охране геологической среды и оценке качества территории, определяющей степень ее пригодности для среды обитания человека и возможности ее повышения;
- методику проведения гидрогеологических и инженерно-геологических исследований на стадиях геологоразведочных работ (Лосев и др., 1986)

До 1975 г. гидрогеологические и инженерно-геологические исследования на месторождениях полезных ископаемых в Узбекистане проводились эпизодически, направленные, в основном, на изучение гидрогеологических условий, прогноза водопритоков и выявления источников водоснабжения, а инженерно-геологические исследования не проводились или им не уделялось достаточного внимания.

Содержание гидрогеологии и инженерной геологии МПИ составляет широкий круг геологических вопросов и практических задач, возникающих при освоении различных месторождений – рудных, нерудных, гидроминеральных ресурсов и углеводородного сырья, на состоянии изученности, которых следует остановиться подробнее.

Огромное количество геологических материалов по всем горнопромышленным районам Узбекистана и отдельным месторождениям опубликованы и обобщены в виде монографий, руководств, многочисленных докладов и статей, но основные объемы хранятся в фондах Госкомгеологии. В общем, геологические строения разведываемых и особенно разрабатываемых месторождений хорошо изучены.

Дальнейшее геологическое изучение этих вопросов, качественная и количественная оценка условий разработки месторождений, гидрогеологическое и инженерно-

геологическое обоснование для утверждения запасов полезных ископаемых в ГКЗ РУз составляет одну из задач гидрогеологического и инженерно-геологического изучения месторождений.

В заключение необходимо отметить, что для повышения объективности и достоверности геологической информации при инженерно-геологических исследованиях непременным условием является:

- комплексное изучение гидрогеологических и инженерно-геологических условий на всех месторождениях по единой программе и методике;
- обеспечение на всех объектах проведение комплексных гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в необходимых объемах;
- разработка принципов и методов инженерно-геологических исследований скважинного способа разработки месторождений (нефтяных, газовых, подземных и минеральных вод, добыча способом подземного выщелачивания);
- организация комплекса научно-методических работ по проблеме инженерно-геологических аспектов создания безопасных (геологическая безопасность) условий промышленной разработки месторождений и переработки полезных ископаемых.

Геоэкологическое изучение недр и выполненные исследования по изучению гидрогеологических и инженерно-геологических условий территории Узбекистана имеют как научную, так и практическую значимость.

Каменский Г.Н., Климентов П.П., Овчинников А.М. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых. М.: Госгеолиздат**, 1953**. 356 с.

Методические указания о проведении ГРР по стадиям твердые полезные ископаемые. 1999.

Временные методические указания о проведении ГРР по стадиям гидрогеологические и инженерно-геологические работы. Томск: **1995**.

Лосев Ф.И., Лебедянская З.П. и др. Изучение гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений твердых полезных ископаемых. Гидрогеологические прогнозы на месторождениях полезных ископаемых . Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (Всегингео). Москва: Недра, **1986**. 172 с.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕР МОЛЕБНОЕ И ПРОВАЛЬНОЕ С. УСТЬ-КИШЕРТЬ

Казанцева А.С.
Горный институт УрО РАН, Пермь, kazanalena@bk.ru

Село Усть-Кишерть относится к Кишертскому району преимущественно гипсового и карбонатно-гипсового карста и расположено в узкой зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба. Кишертский карстовый район является зоной разгрузки карстовых вод Уфимского вала. С подтоком пресных гидрокарбонатных вод со стороны Уфимского вала и движением их по наиболее нарушенным трещиноватым зонам или литологическим контактам в гипсо-ангидритовые отложения связано интенсивное проявление карстовых процессов (Горбунова и др., 1992., Катаев и др., 2017., Максимович, Горбунова, 1958.) Характерной формой развития и проявления карста являются многочисленные карстовые озера. Нами исследованы два озера: Молебное и Провальное (рис. 1).

Озеро Молебное – самое крупное карстовое озеро исследуемого района, расположено на II террасе р. Сылвы, имеет размеры 120×108 м и глубину около 19,5 м. Форма озера в плане слегка овальная, в поперечном профиле – полого-конусообразная. Берега озера симметричны, их высота 4-7 м. (Горбунова, 1965). Озеро Провальное образовалось в 1949 г., размеры озера 43×11 м, глубина составляет 3-5 м, имеет характерный сероводородный запах.

Воды озер Молебное и Провальное характеризуются HCO_3–Ca составом и минерализацией 144,0-535,0 мг/дм^3 (табл. 1). В весенний период в воде озера Провальное присутствуют ионы Mg^{2+}, связанные с растворением карбонатных пород (доломита).

Озера Молебное и Провальное относятся к озерам смешанного, преимущественно подземного питания водами покровных и коренных отложений (Катаев и др., 2017). Для них характерна вертикальная гидрохимическая зональность, связанная с изменением химических показателей и сменой типа вод с глубиной (рис. 2). Смена состава вод озера Провальное с глубиной с HCO_3–Ca на HCO_3–SO_4–Ca и резкое увеличение минерализации указывает на подток подземных вод из сульфатных отложений кунгурского яруса. Повышение минерализации вод озера Молебное связано с увеличением содержания ионов Ca и HCO_3, а не количества сульфатов. Подток подземных вод осуществляется не из толщи сульфатных пород (гипс и ангидрит), а из карбонатных отложений (мергель), поэтому состав вод с глубиной не меняется.

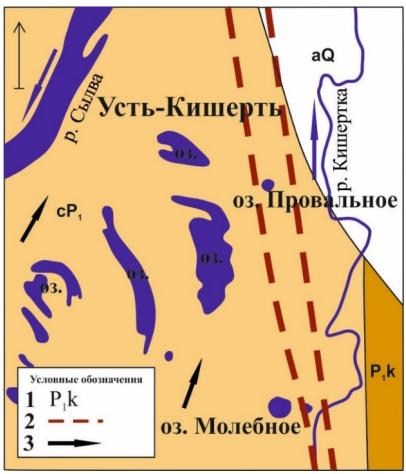


Рис. 1 Гидрогеологическая карта района исследования: 1 – гидрогеологические подразделения: aQ – водоносный локально слабоводоносный четвертичный аллювиальный горизонт; P_1k – водоносная кунгурская карбонатно-сульфатная серия; cP_1 – водоносная локально слабоводоносная нижнепермская карбонатная серия. 2 – тектонические нарушения. 3 – направление движения подземных вод.

Исследован изотопный состав озерных вод. Пробы, отобранные в течение года из вод озер Молебное и Провальное значительно отклонены от локальной линии метеорных вод (ЛЛММВ), определенной для г. Кунгура (рис. 3). Озерные воды имеют тяжелый и относительно стабильный состав ($\delta^2H = -61{,}9‰ \div -82{,}7‰$ и $\delta^{18}O = -5{,}3‰ \div -9{,}5‰$) за счет процессов испарения с поверхности и разгрузки глубинных вод на дне озер. В летнее время характерен наиболее тяжелый изотопный состав, в весеннее (оз. Провальное) и зимнее (оз. Молебное) – наиболее легкий. При этом при разгрузке вод из сульфатных отложений

состав вод наиболее легкий, по сравнению с водами, где разгрузка осуществляется из карбонатных пород (табл. 2).

Таблица 1 Химический состав озер Молебное и Провальное (содержание в мг/дм^3)

Сезон	Место отбора	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	NO_2^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	NH_4^+	Минерализация	pH	Химический тип воды
Весна 2017	оз. Провальное	244,0	25,3	16,1	0,2	0,2	60,3	11,5	8,7	8,9	0,5	375,0	7,2	Ca—Mg—HCO_3
	оз. Молебное	117,1	1,4	5,0	0,2	0,2	27,0	4,7	2,6	9,2	0,5	167,0	7,6	Ca—HCO_3
Лето 2017	оз. Провальное	219,6	18,7	15,5	0,2	0,2	59,3	10,1	8,2	8,2	0,5	340,0	6,9	Ca—HCO_3
	оз. Молебное	97,6	0,8	5,1	0,2	0,2	25,7	4,1	2,4	8,6	0,5	144,0	7,0	Ca—HCO_3
Осень 2017	оз. Провальное	286,7	26,2	20,9	0,2	0,2	82,9	12,6	12,3	10,6	0,5	453,0	6,8	Ca—HCO_3
	оз. Молебное	164,7	1,6	7,0	1,2	0,2	40,1	5,3	3,8	12,0	0,5	236,0	6,8	Ca—HCO_3
Зима 2017-2018	оз. Провальное	328,0	32,9	24,9	0,2	0,0	88,5	15,7	13,6	12,5	0,5	535,0	7,1	Ca—HCO_3
	оз. Молебное	153,0	1,3	5,8	0,2	0,7	38,1	5,2	3,2	11,4	0,5	225,0	7,3	Ca—HCO_3

Корреляционный анализ показал, что существует зависимость (r = 0,53-0,78) между атмосферными осадками, водами р. Сылвы и водами озера Провальное. Последнее обусловлено разгрузкой подземных вод в реку. Взаимосвязь между параметрами (изотопный состав вод) оценивалась путем расчёта коэффициента корреляции Пирсона (r) за период измерений (12 месяцев, n). Корреляция определяется как очень сильная при r > 0,8, сильная при r = 0,6−0,8, умеренная при r = 0,4−0,6, слабая и очень слабая при r < 0,4 (Evans, J.D., 1996.). Для оценки значимости корреляции, рассчитанные значения r сравнивались с критическими значениями, соответствующими уровню значимости α=0,05 при числе степеней свободы $df = n–2$. Корреляция вод озера Молебное с атмосферными осадками и речными водами слабая (r = 0,12-0,25).

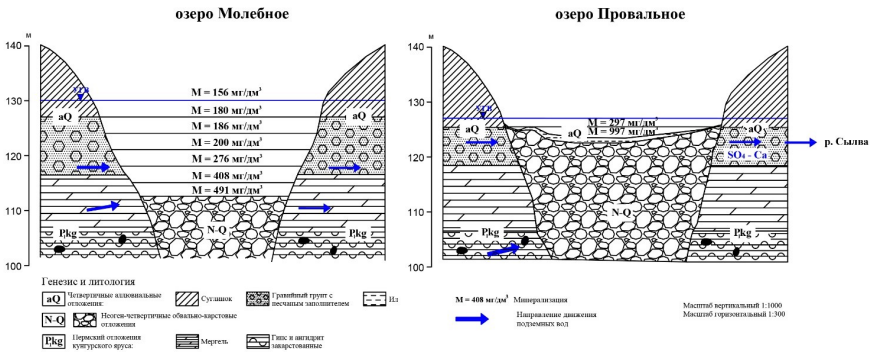


Рис. 2 Геологические разрезы озер Молебное и Провальное

Произведена сравнительная характеристика данных, полученных в 2014 г. (Катаев В.Н. и др., 2017.) и нашими данными. Отмечено, что минерализация вод озер близка к значениям 2017 г., а изотопный состав несколько легче. Химический тип воды остается неизменным. Воды озера Молебное имеют довольно стабильный изотопный состав ($\delta^{18}O$ = −6,3‰ ÷ −7,0‰, δ^2H = −67,9‰ ÷ −72,2‰). При этом с глубиной (0-15 м) происходит увеличение минерализации (156-408 мг/дм^3) и облегчение изотопного состава. В вертикальном разрезе изотопный состав озера Провальное изменяется значительно с облегчением с глубиной (0-4 м; $\delta^{18}O$ = −8,4‰ ÷ −12,1‰, δ^2H = −80,4‰ ÷ −97,1‰) и повышением минерализации (288-997 мг/дм^3).

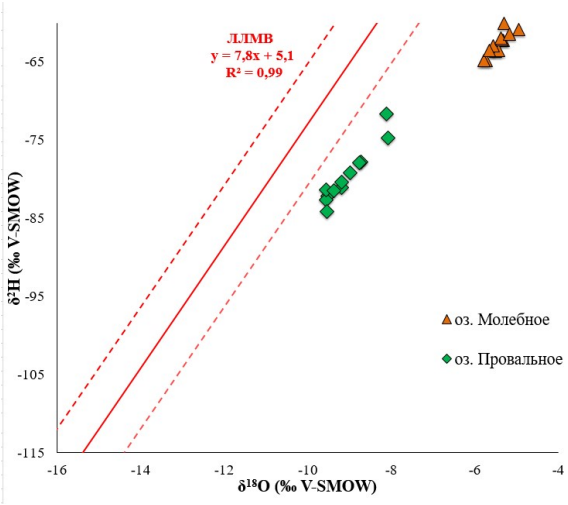


Рис. 3 Изотопный состав озерных вод

Таблица 2 Среднегодовые и сезонные значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ озерных вод

		Лето 2017	Осень 2017	Зима 2017-2018	Весна 2018	Среднегодовое значение
оз. Провальное	$\delta^{18}O$	-8,3	-9,0	-9,4	-9,5	-9,0
	$\delta^{2}H$	-74,7	-79,1	-81,5	-82,7	-79,5
оз. Молебное	$\delta^{18}O$	-5,3	-5,4	-5,5	-5,5	-5,4
	$\delta^{2}H$	-62,6	-62,7	-63,1	-62,8	-62,6

Горбунова К.А. Особенности гипсового карста. Пермь, **1965**. 119 с.

Горбунова К. А., Андрейчук В. Н., Костарев В. П., Максимович Н. Г. Карст и пещеры Пермской области. Пермь: Изд-во Пер.м. ун-та, **1992**. 200 с.

Катаев В.Н., Копанцева Е.Н., Ермолович И.Г. Современный химический состав вод озер зоны сочленения Уфимского вала и Предуральского прогиба // Вестник Пермского университета. Геология, **2017.** Т. 16, № 4. С. 332-346.

Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, **1958**. 184 с.

Evans, J.D., Straightforward Statistics for the Behavioral Sciences, Pacific Grove. Brooks/Co **1996.**

ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОЕКТНЫХ РЕШЕНИЙ ОСНОВАНИЕ-ФУНДАМЕНТ СООРУЖЕНИЙ МНОГОЭТАЖНОЙ ЗАСТРОЙКИ В СЛОЖНЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ И ПЛОТНОЙ ЗАСТРОЙКИ Г. КРАСНОДАРА

Козачухненко А.О.

Кубанский государственный университет, Краснодар Anastasia_20.08.96@mail.ru

В настоящее время в большинстве крупных городов высотное строительство ведется в условиях плотной застройки, часто в сложных инженерно-геологических и гидрогеологических условиях, что требует индивидуального подхода к проектированию.

При выборе типа фундамента высотных зданий и глубины его заложения необходимо провести анализ и технико-экономическое сравнение возможных вариантов устройства системы «фундамент – грунтовое основание». Самый оптимальный вариант проекта должен гарантировать надежность конструкции и ее безопасную эксплуатацию на протяжении всего срока службы.

Известно, что при проектировании оснований и фундаментов необходимо учитывать взаимодействие здания или сооружения со сжимаемым основанием (СП 22.13330.2016). Расчетная схема системы выбирается с учетом наиболее существенных факторов, определяющих напряженное состояние и деформации основания и конструкций сооружения. Состояние основания можно считать предельным в том случае, если оно приводит к одному из предельных состояний здания или сооружения.

При проектировании оснований следует придерживаться основных принципов:

1. Проектирование оснований зданий и сооружений по предельным состояниям независимо от типа фундамента.

2. Учет совместной работы системы: основание–фундамент–надземные несущие конструкции здания или сооружения.

3. Комплексный подход при выборе типа фундамента и оценке работы грунтов основания на основе совместного рассмотрения:

а) инженерно-геологических условий строительной площадки;

б) чувствительности несущих конструкций здания или сооружения к неравномерным деформациям основания;

в) методов производства строительно-монтажных работ по устройству оснований фундаментов и особенностей эксплуатации зданий и сооружений.

Грунтовые условия г. Краснодара достаточно сложные: основная часть расположена в пределах второй надпойменной террасы р. Кубань, в разрезе которой присутствуют как просадочные лессовые грунты, так и заторфованные, способные проявлять реологические свойства (Дзюба и др., 2015). Сложности создает также и высокой уровень сейсмичности региона (СП 14.13330, 2018). Таким образом, инженерно-геологические условия г. Краснодара ограничены небольшим числом вариантов фундаментов: плитный, свайный и свайно-плитный фундаменты.

В работе рассматривается участок планируемой застройки под многоэтажное здание, расположенный по адресу г. Краснодар ул. Пушкина, 8 (Семенов, 2019). На основании изучения данных архивных и фондовых материалов установлено, что в геологическом строении территории планируемого строительства до глубины 24,0 м, принимают участие: современные техногенные грунты (tQ_{IV}), верхнеплейстоцен-голоценовые эолово-делювиальные (vdQ_{III-IV}) отложения, верхнеплейстоценовые аллювиальные (aQ_{III}) отложения. Грунты представлены щебенистым грунтом с супесчаным заполнителем, глинами, суглинками просадочными и непросадочными, супесями и песками. Установившийся УГВ колеблется в пределах 8,5 м (Семенов, 2019). Уровень сейсмической активности составляет 8 баллов. Свойства ИГЭ приведены в таблице 1.

Наибольшую сложность оказывают просадочные лессовидные суглинки. Сбор нагрузок произведен в соответствии СП 20.13330.2011. Проектная организация, изначально разрабатывающая проектную документацию, в качестве основного варианта для многоэтажного здания рассмотрела вариант плитного фундамента на естественном основании.

Таблица 1 Результаты статистической обработки лабораторных определений характеристик грунтов по инженерно-геологическим элементам

Характеристика грунта			Номер ИГЭ							
			Слой-1	1	2	3	4	5	6	7
Нормативные значения	Влажность грунта, д.е.	Природная W	0.131	0.172	0.190	0.219	0.242	0.216	0.198	0.184
		На границе текучести Wl	0.212	0.364	0.348	0.463	0.267			
		На границе раската Wp	0.183	0.208	0.187	0.236	0.206			
	Число пластичности Ip		0.029	0.156	0.161	0.227	0.062			
	Показатель текучести Il		-1.78	-0.23	0.02	-0.08	0.58			
	Коэффициент водонасыщения Sr, д.е.		0.73	0.60	0.79	0.93	0.97	0.82	0.84	0.85
	Плотность грунта, г/см³	Частиц грунта ρs, г/см³	2.78	2.73	2.74	2.74	2.69	2.66	2.66	2.66
		Грунта ρ, г/см³	2.10	1.80	1.96	2.03	2.00	1.90	1.96	2.00
		Сухого грунта ρd, г/см³	1.85	1.54	1.65	1.67	1.61	1.56	1.64	1.69
	Коэффициент пористости e		0.498	0.781	0.662	0.646	0.672	0.700	0.625	0.575
	Удельное сцепление C, МПа			0.019	0.037	0.064	0.008			
	Угол внутреннего трения φ, град.			16	22	20	24	29	33	36
	Модуль общей деформации E, МПа	при природной влажности		6.0	4.2	3.3	5.9			
		в водонасыщенном состоянии		2.2						
	Модуль общей деформации E с учетом коэф. mk, МПа	при природной влажности		22.2	18.7	20.0	20.2			
		в водонасыщ. состоянии		8.3						
	Начальное просадочное давление Psl, МПа			0.098						
	Модуль общей деформации E, МПа по рез стат.зонд.			16.8	19.4	21.5		20.2	27.0	37.7
	Рекомендованный модуль общей деформации E, МПа			8.3	18.7	20.0	20.2	20.2	27.0	37.7
	Категория грунтов по сейсмическим свойствам (таблица 1* СНиП II-7-81*)		II	II	II	II	III	III	III	III
	Коэффициент фильтрации		63.0	0.0275	0.0275	0.001	0.4	0.75	12.5	0.75
Расчетные значения	a = 0.85	Удельное сцепление C, МПа		0.018	0.035	0.061	0.007			
		Коэффициент безопасности КС		1.045	1.066	1.050	1.143			
		Угол внутреннего трения φ, град.		15	21	19	24	29	33	36
		Коэффициент безопасности Кφ		1.029	1.066	1.031	1.021	1.000	1.000	1.000
	a = 0.95	Удельное сцепление C, МПа		0.017	0.033	0.058	0.006			
		Коэффициент безопасности КС		1.078	1.120	1.091	1.276			

		Угол внутреннего трения φ, град.		15	20	19	23	26	30	33
		Коэффициент безопасности Кφ		1.051	1.121	1.056	1.038	1.100	1.100	1.100
	a = 0.85	Плотность грунта ρ, г/см³	2.09	1.79	1.93	2.02	1.99	1.90	1.96	2.00
		Коэффициент безопасности Кρ	1.002	1.003	1.016	1.007	1.005	1.000	1.000	1.000
	a = 0.95	Плотность грунта ρ, г/см³	2.09	1.79	1.91	2.00	1.98	1.81	1.87	1.9
		Коэффициент безопасности Кρ	1.003	1.005	1.028	1.013	1.009	1.050	1.050	1.050

Выполненный по основному, второму типу предельных состояний расчет основания под три указанных выше типа фундамента, а также техническое обоснование по физическим объёмам работ показали, что менее затратной конструкцией является свайно-плитный фундамент, обеспечивающий надежность сооружения и нормальные условия его эксплуатации. При этом критерий экономичности и дешевизны не должен быть руководящим. При устройстве фундамента на первом месте должен стоять вопрос надежности конструкции.

Результаты работы имеют практическую значимость для выбора оптимального конструктивного решения фундамента исходя из заданных конкретных инженерно-геологических условий строительства. Полученные результаты могут быть использованы для дальнейших исследований в области конструктивных решений и экономической выгоды застройщика.

Дзюба Н.А., Любимова Т.В. Инженерно-геологические особенности геоморфологических элементов г. Краснодар /Инженерная геология Северо-Западного Кавказа и Предкавказья: современное состояние и основные задачи: сборник научных трудов по материалам II региональной научно-практической конференции (г. Краснодар, 26-27 ноября 2015 г.), ООО "Просвещение-Юг", г. Краснодар, **2015.** 11–23 с.

Семенов А.Ю. Административное здание по ул. Пушкина, 8 г. Краснодар / Технический отчет по инженерно-геологическим изысканиям. Краснодар: ООО «БИЛДИНГГЕОСЕРВИС», 2019. 131 с.

СП 22.13330.2016. Основания зданий и сооружений. Взамен СНиП 2.02.01-83 –Введ. 2010-12-28. Москва: Минрегион России, **2016.** 172 с.

СП 20.13330.2012 Нагрузки и воздействия. Взамен СниП 2.01.07-85 – Введ. 2011-05-20. Москва: Минрегион России, **2011**. 81 с.

СП 14.13330. 2018 Строительство в сейсмических районах. Взамен СниП II-7-81 – Введ. 2018-11-25. Москва: Стандартинформ, **2018**. 115 с.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕНОСНЫХ ПЕСЧАНИКОВ ПАШИЙСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРСТАНА

Кузьмина И.Н., Лекарев Р.Р., Королёв А.Э.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань irina22kuzmina@yandex.ru

Породы пашийского горизонта франского яруса верхней перми на территории Татарстана традиционно относятся к регионально нефтеносным отложениям (Ларочкина, 2013). В них сосредоточено около 70% разведанных запасов углеводородов (Базаревская, 2006). В последние годы добыча нефти из пашийских терригенных пород-коллекторов заметно снизилась. Это обусловлено с одно стороны их интенсивным заводнением, с другой – сложными геолого-технологическими условиями разработки оставшихся целиков. В целях стабилизации нефтедобычи сейчас активно внедряются технологии горизонтальных окончаний скважин. Однако, эффективность их применения во многом зависит от полноты знаний о литолого-минералогических и петрофизических особенностях нефтепродуктивных пород-коллекторов. Учитывая это, было проведено изучение нефтеносных песчаников пашийского горизонта с целью установления особенностей их строения.

Объектами исследования служили терригенные породы скважин, вскрывшие нефтяные пласты в пределах Ромашкинского нефтяного месторождения. Основными методами изучения пород являлись оптико-микроскопический и рентгенографический анализы. В общей сложности было изучено 34 образца песчаников из различных по продуктивности нефтеных залежей.

Большая часть пород-коллекторов по классификации Шутова относятся к кварцевым песчаникам. В них доля кварцевых зерен составляет более 95%. Визуально это темно-бурые равномерно нефтенасыщенные породы, с массивной текстурой, которая участками сменяется на горизонтально-слоистую, за счет неравномерного распределения алевритового материала с более плотной структурой и меньшей нефтенасыщенностью. Согласно оптико-микроскопическим исследованиям структура песчаников мелкозернистая, текстура – однородная, реже неясно слоистая за счет градационной дифференциации разноразмерного обломочного материала и пятнистая – за счет гнездовидных обособлений аутигенных минералов. Породы на 85-90% сложены аллотигенными минеральными зернами, на 10-15% – цементирующим их материалом. В составе обломочной части преобладают зерна кварца (95-98%), в меньших количествах присутствуют обломки полевых шпатов (1-3%) и чешуйки мусковита (1-2%). Минеральные обломки размером 0,05-0,25 мм, преобладают 0,1-0,2 мм, характеризуются изометричным и удлиненным обликом, полуокатанными и угловатыми очертаниями, плотной структурной упаковкой. Близко расположенные зерна образуют протяженные выпукло-вогнутые контакты взаимного приспособления. Часто можно наблюдать кластерные сростки из нескольких кварцевых зерен, обладающие однородным погасанием за счет совпадения пространственных направлений кристаллографических осей. В отдельных нефтяных залежах наблюдаются регенерированные кварцевые зерна с появлением у них габитусных форм в виде углов и граней. На контактах соприкасающихся зерен повсеместно прослеживаются структурные дефекты, вызванные литостатическим давлением вышележащих пород (*Манюк и др.*, 2014). В одних случаях они проявляются в виде плосок Бема, в других – в виде параллельных пластинок, разделенных микротрещинами. В некоторых песчаниках фиксируются редкие микростилолиты в виде тонких волновых или «пилообразных» зазубренных швов, посредством которых одни зерна кварца контактирует с другими. В местах вдавливания можно наблюдать у зерен кварца волнистое погасание, обусловленное появлением структурных дефектов (Шванов, 1987).

Изменениям подверглись и чешуйки мусковита. Интенсивность их трансформации находится в прямой зависимости от размеров. Наибольшие изменения претерпели относительно крупные чешуйки мусковита, наименьшие – мелкие. В одних нефтяных месторождениях мусковит пашийского горизонта испытал только механические деформации. Под действием нагрузки вышележащих пород сближающиеся зерна кварца нефтяных пластов сдавливали чешуйки слюды в местах соприкосновения. В результате этого пластинки мусковита приобрели волнообразно-изгибающиеся очертания. Упругие свойства мусковита позволили чешуйкам сохранить относительную целостность, без видимых разрывов. На других нефтяных месторождениях процесс преобразования слюд зашел дальше. Помимо механических деформаций мусковит претерпел и химические изменения. В шлифах видно, что относительно крупные слюдяные пластинки по периферии расщепляются на тонкие чешуйки. В ряде случаев расщепление по спайности настолько интенсивное, что периферия мусковита становится похожа на кисточку или конский хвост. Подобный эффект обусловлен начальной стадией гидролиза мусковитовых пластинок с переходом их в гидромусковит (иллит). Часть гидратированных слюд в дальнейшем метасоматических замещаются волокнистым халцедоном. Замещение идет с периферии к центру. В скрещенных николях хорошо виден весь процесс, исходный, неизмененный мусковит имеет разноцветную интерференционную окраску, а участки, замещенные халцедоном, – светло-серую. Следует сказать, что в нефтяных месторождениях, приуроченных центральным частям Южно-Татарского свода, процессы гидролиза и окремнения мусковитовых чешуек проявлены наиболее интенсивно, чем на склонах свода.

Обломочные компоненты пашийских песчаников сцементированы преимущественно кремнеземистым цементом, лишь в отдельных скважинах отмечается карбонатная цементация. Кремнеземистый цемент контактово-регенерационного типа, по составу кварцевый, лишь в отдельных тонких порах фиксируется тонкозернистые халцедоновые агрегаты, выполняющие пристеночные области межзерновых полостей. Как правило, тонкозернистый халцедон приурочен к участкам, где развиты микростилолиты или протяженные выпукло-вогнутые контакты взаимного приспособления кварцевых зерен. По-видимому, это обусловлено диффузионному оттоку миграционно способного кремнезема из зон растворения с последующим его осаждение в порах, примыкающих к участкам развития микростилолитов и микросвилей. Регенерационный цемент, формирующийся на стадии катагенеза песчаников, образует периферийную оторочку вокруг кварцевых зерен толщиной до 0,02 мм. Оторочки, как правило, обособляются от обломочных зерен темной внутренней полоской, представленной захваченными в процессе роста кристаллов газово-жидкими включениями, органическим веществом и микротрещинами. Подобные ростовые дефекты регенерированных кварцевых зерен указывают, что среда минералообразования являлась весьма неоднородной по своим свойствам, в ней шли процессы газо-генерации, адгезии органического вещества на поверхности минеральных зерен и др. В кровле и подошве нефтеносных песчаников пашийского горизонта с увеличением доли алевритовой компоненты появляется в заметных количествах глинистый цемент. Глинистый цемент порового и прожилково-сгусткового типа, по составу преимущественно хлоритовый, по отношению к аллотигенным зернам образует независимую цементацию. При вращении столика микроскопа в сгустковом цементе отмечается эффект однородного погасания. Это свидетельствует, что чешуйки хлорита имеют общую кристаллографическую ориентировку, являющуюся следствием их роста под действием одностороннего давления. На отдельных нефтяных месторождениях, находящихся на стадии заводнения, в заметных количествах появляется карбонатный цемент. Чаще всего он представлен сферическими гнездовыми обособлениями сидерита размером от 0,15 до 5,0 мм. Обособления

представляют собой тонко-мелкозернистые агрегатные сростки с включениями зерен кварца. По отношению к заключенным кварцевым зернам сидеритовый цемент является базальным, коррозионного типа. Участками, наряду с сидеритовым цементом, присутствует и цемент доломитового состава. Доломитовый цемент преимущественно порового и прожилкового типа, выполнения. В межзерновом пространстве доломитовых агрегатов цемента отмечаются темно-бурые включения углеводородов. Это указывает, на формирование доломитовой цементации в период заводнения нефтяной залежи, когда создавались предпосылки для создания высокого парциального давлений углекислого газа. По карбонатным типам цемента часто развивается пиритизация. Аутигенные пириты метасоматические замещают зерна сидерита и доломита, образуя агрегатные сростки размером до 0,15 мм. Помимо метасоматических агрегатов, пирит образует фрамбоиды размером до 0,1 мм.

Песчаники характеризуются относительно высокой пористостью, которая варьирует от 10 до 17%. Поры межзерновые, сообщающиеся, средним диаметром около 0,05 мм, образуют извилистые переплетающиеся каналы, в которых сужения чередуются с раздувами. Все поровое пространство является местом локализации нефти.

Литолого-минералогические исследования пашийских песчаников показали, что породы-коллекторы характеризуются сложным строением. В первую очередь это обусловлено различной интенсивностью преобразования минерального скелета песчаников под действием как статической нагрузки вышележащих пород, так и агрессивных поровых растворов. Так, в результате различного литостатического давления на нефтеносные песчаники, расположенных в купольной части свода и на склонах, в первых меньше проявлены явления растворения кварцевых зерен, по сравнению со вторыми. Однако, при этом в присводовых песчаниках более интенсивно развиты процессы кремнеземистого метасоматоза чешуек мусковита. В песчаниках нефтяных месторождений, находящихся на стадии заводнения широко проявлены процессы сидеритизации, доломитизации и пиритизации, независимо от их структурной приуроченности. Эпигенетические преобразования пород-коллекторов отражаются на их петрофизических свойствах. На месторождениях, где более интенсивно прошли процессы уплотнения кварцевых зерен, пористость песчаников снижается до 10-14%. В нефтяных залежах испытавших заводнение существенно возрастает неоднородность структуры порового пространства. Пористость песчаников по разрезу и по простиранию может варьировать в широких пределах от 12 до 16%. Все эти особенности пород-коллекторов необходимо учитывать при прогнозе бурения горизонтальных стволов скважин и применении технологии гидроразрыва пласта.

Базаревская В.Г. Уникальное Ромашкинское месторождение Татарстана – неиссякаемый источник прироста запасов нефти // Георесурсы. **2006**. №2 (19). С. 9-11.

Ларочкина И.А. Концепция системного геологического анализа при поисках и разведке месторождений нефти на территории Татарстана. Казань: Изд-во №ФЭН» Академии наук РТ, **2013**. 232 с.

Манюк М.И., Манюк О.Р., Боднар Н.В., Голембйовска М.Ю. Изучение характера катагенетичних превращений песчаных пород в разрезе глубоких скважин Предкарпатского прогиба // Наука и мир. **2014**. Т.2. №12(16). С. 165-167.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Ленинград: Недра, **1987**. 269 с.

ОПТИМИЗАЦИЯ ПРОЦЕССА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЙ ПУТЕМ СОЗДАНИЯ ЕДИНОЙ БАЗЫ ДАННЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ОБЪЕКТОВ ПАО «ТАТНЕФТЬ»)

Малышева Ю.С., Латыпов А.И.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
yuliamalysheva96@gmail.com

Инженерно-геологические изыскания являются, как правило, наиболее трудоемким и дорогим видом изысканий объектов строительства. Это связано как с необходимостью проведения большого комплекса полевых и лабораторных исследований, так и неоднозначностью интерпретации получаемых данных различными исследователями.

Кроме того, для крупных организаций существует проблема дублирования изысканий, проводимых в разные годы разными организациями.

Решением данных проблем может быть создание единой цифровой базы данных материалов изысканий.

Работа аналогичного характера была выполнена на кафедре общей геологии и гидрогеологии для территории города Казань, что позволило использовать её для решения различных практических задач (Латыпов, 2013; Шевелев, 2014; Latypov, 2017; Zharkova, 2015).

Авторами в 2019 году была начата работа по систематизации и цифровизации материалов изысканий на объектах ПАО «Татнефть», заключающаяся в создании базы данных (БД) в специализированном программном комплексе «EngGeo». Выбор данного программного комплекса был обусловлен тем, что инженерно-геологическая информация хранится не просто в виде отчетных материалов, а в виде инженерно-геологических колонок, графиков статического и динамического зондирования, данных штамповых испытаний, а также физико-механических свойств грунтов по каждому выделенному инженерно-геологическому элементу.

Это позволяет, во-первых, оперативно получать информацию о геологическом строении, типе грунтов, уровне грунтовых вод, коррозионной агрессивности грунтов и воды и т.д. любого участка территории. Во-вторых, анализ имеющейся в базе данных информации позволяет контролировать качество выполняемых изысканий путем сопоставления получаемых результатов с имеющимися сводными таблицами физико-механических свойств грунтов, данными полевых испытаний и т.п., характерных для данного литотипа грунта.

В-третьих, благодаря наличию информации о специфических свойствах грунтов существует возможность прогнозирования изменения прочностных и деформационных параметров грунтовых массивов вследствие изменения гидрогеологических условий, появления техногенных нагрузок.

В-четвертных, использование имеющейся информации перспективно с точки зрения снижения затрат на выполнение будущих изысканий за счет использования архивных данных.

В качестве примера можно привести площадку склада серы, расположенную на территории нефтеперерабатывающего завода АО «Танеко» в г. Нижнекамск (рис.1).



Рис.1 Территория нефтеперерабатывающего завода АО «Танеко».

Инженерно-геологические изыскания предполагали бурение 11 скважин глубиной по 15м, выполнение 9 точек статического зондирования и 12 испытаний грунтов статической нагрузкой (штамповые испытания), а также отбор 80 монолитов грунта с последующими лабораторными исследованиями. Анализ имеющихся на момент изысканий данных в базе данных ПАО «Татнефть» показал, что непосредственно на площадке изысканий имеются данные по трем инженерно-геологическим скважинам, 1 точке статического зондирования и 4 точкам испытаний статической нагрузкой. Использование имеющихся данных позволило снизить объем как полевых работ, так и лабораторных исследований.

Расположение точек полевого опробования показано на рис.2 красным цветом. Синим цветом показаны архивные выработки.

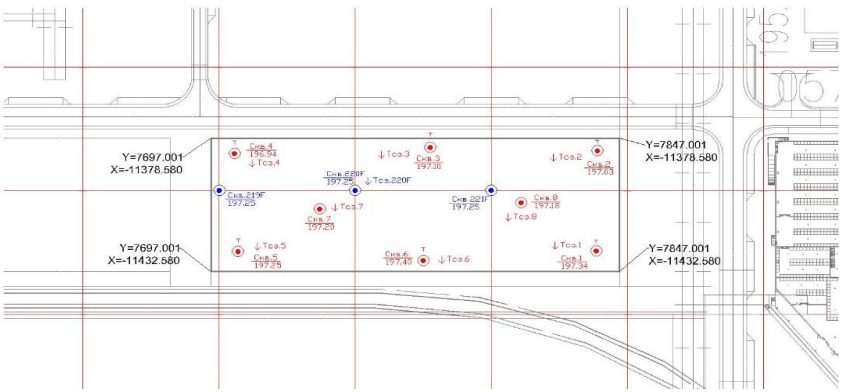


Рис. 2 Схема расположения инженерно-геологических скважин (Скв) и точек статического зондирования (Тсз) на площадке склада серы АО «Танеко»

В итоге стоимость работ с использованием имеющихся материалов базы данных инженерно-геологических изысканий позволил выполнить работы дешевле на 42%.

Таблица 1 Экономический эффект от использования БД

Вид работ	**С учетом данных БД**		**Без учета данных БД**	
	Кол-во, шт	**Стоимость, руб**	**Кол-во, шт**	**Стоимость, руб**
Бурение скважин	8	450 236	11	647 004
Отбор проб грунта и воды	55	144 950	80	183 113
Статическое зондирование грунтов	8	157 615	9	169 935
Выполнение штамповых испытаний	8	542 868	12	793 396
Лабораторные испытания грунтов и составление отчета		1 634 076		2 379 645
Общая стоимость работ		2 929 745		4 173 093

Латыпов А.И. и другие. Районирование территории г.Казани по устойчивости грунтовых оснований к динамическому воздействию// Геотехника, **2013.** №1. С.42-48.

Шевелев А.И. и другие. Ведение мониторинга геологической среды города Казани / Георесурсы. **2014**. №3 (58) С.3-8.

Latypov A. and others, Zoning of the Kazan City territory by the stability of foundation soil during dynamic impact//AES-ATEMA International Conference Series - Advances and Trends in Engineering Materials and their Applications. - **2017**. P. 45-51.

Zharkova N. and others. Development of a permanent geological environment model of Kazan city aimed to solve various engineering-geological problems (Russia)//International Conference on Modern Problems of Hydrogeology, Geology Engineering and Hydrogeoecology of Eurasia, SPGE 2015; National Research Tomsk Polytechnic UniversityTomsk; Russian Federation. **2015**

ФОРМИРОВАНИЕ ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ФОНЕ ГЛЕЕВОГО ПРОЦЕССА

Маннапова Л.М.
Казанский Приволжский) федеральный университет, Казань,
liaisan.mannapova@yandex.ru

Значение свойств глин в инженерной геологии. Гидрофизические свойства глин тесно связаны с их физико-механическими характеристиками. В том числе, они влияют на характер ее разрушения глин при нагрузках и имеют значение для инженерной геологии. В районах длительного затопления возникают особенности взаимодействия грунтов с водой, связанные с биохимическими процессами. В частности, происходит накопление органического вещества в ходе глеевого процесса. Вода в глинах присутствует в формах свободной объемной воды и связанной воды. Свободной водой считают воду, молекулы которой не испытывают со стороны глинистых стенок большего воздействия, чем со стороны других молекул воды. Каждая из этих форм играет свою роль в инженерных характеристиках глин. Свободная вода отжимается при фильтрационной консолидации под действием приложенной нагрузки. Связанная вода не может быть удалена даже

приложением давления в несколько МПа. Обычно ее подразделяют на воду пленочную и кристаллогидратную. Гидратная вода обеспечивает глине состояние твердого тела до критической величины давления, примерно 100 - 200 МПа. Плотность воды в гидратах и пленках в 1,5-2 раза превышает плотность объемной воды. В связанной воде действует дополнительный вид давления – расклинивающее, которое препятствует склеиванию глинистых частиц и отталкивает их друг от друга после снятия избыточной нагрузки (Кульчицкий, Усьяров, 1981). Строение слоев гидратной воды различно для разных глинистых минералов, поэтому их прочностные характеристики также отличаются. Известно, что в ходе оглеения происходит изменение минералогического состава глин и их механических свойств: уменьшается плотность сложения и увеличивается порозность (Горбылева и др., 2002).

Цель работы: выявление изменений гидрофизических свойств аллювиальной глины на фоне искусственно ускоренного глеевого процесса.

Характеристика территории отбора образцов: суглинистые аллювиальные отложения ложа родника были отобраны на юге Республики Карелия (с. Кончезеро). Территория отбора покрыта позднеледниковыми ленточными глинами. Четвертичные отложения здесь имеют мощность до 150 м и покрывают коренные протерозойские породы. Наиболее ожидаемо было присутствие в образцах минералов: кварца, мусковита, каолинита, гидрослюд, полевого шпата, биотита (Федорец, Бахмет, 2016). Уровень грунтовых вод расположен высоко, поэтому развиты процессы оглеения.

Постановка экспериментов с искусственным ускорением глеевого процесса. Глину готовили растиранием в ступке и просеиванием через 0,25 мм, после чего ее набивали в сосуды слоем 3 см и диаметром 1 см, дно которых было перфорировано и покрыто латунной сеткой. Набивку производили с утрамбовыванием до примерно одинаковых массы и объема грунта в каждом сосуде. В образцах создавали уровни увлажнения: полное влагонасыщение и капиллярная влажность. В части образцов подавлялась аборигенная микрофлора с использованием антисептика широкого спектра действия (малахитовый зеленый). Для ускорения глеевого процесса проводилось внесение дополнительного органического вещества в виде питательной среды, содержащей сообщество микроорганизмов – литобионтов и коммерческий компостирующий препарат на основе аэробных и анаэробных гетеротрофов (Bacillus, Streptomyces, Lactobacillus), способных к интенсивной продукции вязких биополимеров и высвобождению фосфора и калия из нерастворимых органических соединений. Питательная среда вносилась из расчета создания весовой концентрации 1%. Каждый вариант эксперимента был исполнен в 5 повторностях. Общая продолжительность эксперимента составила 100 дней. В течение опыта измеряли скорость фильтрации через полностью влагонасыщенные образцы. До и после опыта проводились измерения полной и капиллярной влагоемкостей, количества общего органического углерода, контактного угла смачивания глинистых препаратов водой, минералогического состава.

Методы исследования. Коэффициент фильтрации глинистых грунтов определяли после создания плотности набивки грунта в сосуды около 1,2 г/см^3 и перепаде напора 0,5 м, градиенте напора 15,5, с пропуском воды сверху вниз, при предварительном полном насыщении образца грунта дистиллированной водой. Полная влагоемкость - максимальное количество воды, заключенное в породе при полном насыщении ее водой - определялась гравиметрически после высушивания полностью влагонасыщенного образца в сушильном шкафу при температуре 105 °С до постоянного веса. Далее вычисляли влажность, равную искомому значению полной влагоемкости. Капиллярная влагоемкость определялась аналогично полной, но при насыщении водой снизу через капиллярный контакт до постоянного веса. Были построены кривые зависимости потери массы образцами глины по значениям при температурах 105, 180, 250, 600 и 1000℃ (ГОСТ 21216-

2014 Сырье глинистое. Методы испытаний; ГОСТ 23740-2016 Грунты. Методы определения содержания органических веществ). Эти кривые характеризуют суммарные массы содержащихся в глинах органических веществ, адсорбированной влаги и воды кристаллогидратов. Для того, чтобы вычислить содержание адсорбированной и гидратной влаги, содержание органического вещества определялось отдельно по методу Тюрина (ГОСТ 26213-91 Почвы. Методы определения органического вещества), основанному на окислении органического вещества грунта хромовой смесью по сравнению с окислением эталонного вещества (соли Мора). Определение контактного угла смачивания проводили на сидящем пузырьке (Drelich, 2019). Для этого глинистый препарат сначала выдерживали несколько минут в атмосфере насыщенного водяного пара для создания максимально возможной толщины водной пленки на частицах и вытеснения защемленного воздуха. Затем его прикрепляли снизу на поплавок, обеспечивая контакт с водой. К поверхности погруженного в воду препарата подводили воздуховод и сажали пузырьки воздуха. Форма пузырьков фиксировалась фотосъемкой. Определение минералогического состава глины проводили с помощью рентгеноструктурного анализа на приборе ДРОН. Он используется при изучении превращений, сопровождающихся изменением кристаллической решетки минералов и основан на взаимодействии рентгеновского излучения с электронами вещества, в результате которого возникает дифракция рентгеновского излучения. Расшифровка рентгенограмм проводилась с помощью Кристаллографической и кристаллохимической базы данных для минералов и их структурных аналогов, разработанной Институтом экспериментальной минералогии РАН

Результаты. В составе нашей глины были обнаружены минералы в порядке убывания содержания: кварц, альбит, мусковит, хлорит, каолинит, микроклин, амфибол, пирит (рис.1). Обнаружение пирита явно указывало на восстановительную обстановку. Сильно набухающих компонентов в составе образцов не найдено. Содержание органического вещества в исходной породе составило 3,42 (±0,5) % вес., к концу опыта оно незначительно снизилось. Потери прокаливанием – 6,16 (±0,02) % к весу. Следовательно, содержание гидратной и адсорбированной влаги составило не менее 2,74 % к весу образца. Полная влагоемкость до опыта составила 60%, после опыта – 74% к весу абсолютно сухого образца. Контактный угол смачивания на исходных образцах в среднем составил 48°, что примерно соответствует среднему для известных значений по глинистым порошкам. Разброс определенных значений контактного угла был от 40° до 68°, распределение значений принимается нормальным при уровне значимости 0,05 (по критерию согласия Пуассона). Скорость фильтрации образцов установилась после 16 дней опыта, включая манипуляции с внесением микрофлоры. Гидравлическая проницаемость с течением времени падала во всех вариантах опыта: в варианте с антисептиком она упала с $1,8*10^{-11}$ до $3,9*10^{-12}$, в варианте с заражением – с $2,5*10^{-11}$ до 10^{-11}, в промежуточном варианте со слабым заражением – с $2,1*10^{-11}$ до $1,2*10^{-11}$ см^2. Поскольку в составе глины не было сильно набухающих компонент, можно предположить, что падение проницаемости связано с уплотнением набивных образцов после взаимодействия с водой. При этом заражение микрофлорой привело к меньшему сокращению проницаемости, по сравнению с вариантом, обработанным антисептиком. На основании полученных данных я выдвигаю гипотезу о том, что использованные микроорганизмы способствовали формированию более рыхлой текстуры гидроморфных глинистых отложений и более гидрофильной поверхности. Это может иметь значение для формирования тиксотропии аллювиальных грунтов.

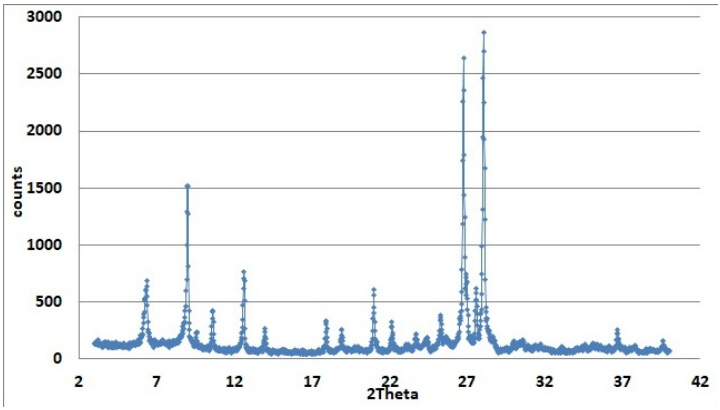


Рис.1 Рентгенограмма минералогического состава родниковых аллювиальных отложений.

Авторы выражают благодарность сотруднику кафедры общей геологии и гидрогеологии КФУ Королеву Э.А. за помощь в проведении испытаний.

Горбылева А.И., Андреева Д.М., Воробьев В.Б., Петровский Е.И. Почвоведение с основами геологии: Учеб. пособие. Москва: Новое знание, **2002**. 480 с.

Кульчицкий Л.И., Усьяров О.Г. Физико-химические основы формирования свойств глинистых пород. М.: Недра. **1981**. 178 с.

Федорец Н. Г., Бахмет О. Н. Особенности формирования почв и почвенного покрова карело-кольского региона // Труды Карельского научного центра РАН, **2016**. № 12. С. 39–51

Drelich J. Contact angles: From past mistakes to new developments through liquid-solid adhesion measurements. Advances in Colloid and Interface Science 267. **2019**. P. 1–14

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ НА УЧАСТКЕ ЮЖНОГО СКЛОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Минакова Е.С.[1,2]
[1]*Кубанский государственный университет, Краснодар* rector@kubsu.ru
[2]*ООО «Грис», Темрюк, gris1950@yandex.ru*

В настоящее время все больше внимания в науке уделяется вопросам влияния тектонических структур на строительство различных инженерных объектов. Известно, что инженерно-геологические условия тесно связаны с тектоническими условиями районов застройки. До настоящего момента в инженерной геологии не принято давать оценку территории только лишь по тектоническим условиям, так как это несет за собой большой риск. Актуальность данного исследования заключается в том, чтобы на основе изучения тектонических условий и прочностных свойств грунтов на площадке предполагаемой застройки, выявить их зависимость между собой. В данном исследовании были

использованы материалы дипломной работы (Минакова, 2014) и данные лабораторных исследований грунтов из инженерно-геологических отчетов в ООО «Грис».

Объектом исследования выбран район южного склона Северо-Западного Кавказа от с. Дивноморское до с. Прасковеевка. В тектоническом отношении район соответствует Идукопасской тектонической ступени.

Для оценки тектонических условий района были построены карты блоковых структур и вершинных поверхностей (Рис. 1). Методика построения карты блоковых структур была разработана А.В. Орловой в 1975 г. На карте также были изображены неотектонические разрывные нарушения А.С. Несмеянова. Далее с помощью вышеуказанной методики на карте все рельефообразующие разломы были разделены по возрасту, и после была измерена их ориентировка. По полученным замерам построена роза-диаграмма трещиноватости (Рис. 2) и математическим путем по формуле $Hr=\frac{-\sum_{i=1}^{N} Pi \times logPi}{Hm}$ рассчитана энтропия трещиноватости (Пендин, 2006). Методика построения карты вершинных поверхностей (Рис. 3) сводилась к следующему: по квадратам топографической основы подсчитывалось кол-во вершин, далее методом экстраполяции соединялись точки с одинаковыми значениями, после выделенные области закрашивались определенным цветом. Далее с помощью математической обработки по формулам $K_в = \frac{\sum Ni}{N}$ и $K_г = \frac{\sum Mi}{N}$ были подсчитаны вертикальная и горизонтальная расчлененности рельефа.



Рис. 1 Карты блоковых структур и вершинных поверхностей

По результатам исследования получены следующие данные.

Основные рельефообразующие разломы соответствуют Гайдукскому, Мезыбскому и Краснощельскому сбросам, выделенным А.С. Несмеяновым (1992). Более молодые нарушения, относительно вышеуказанных разломов, отвечают долинам рек Мезыб, Хотецай, Азнашах и Джанхот, а также долинам щелей Церковной переходящей в щель Петрова, Красной, Зеленской.

Данный район характеризуется огромным количеством трещин всех ориентировок, количество трещин антикавказского простирания превышает число трещин общекавказского простирания.

Относительная энтропия трещиноватости в данном блоке равна 1,0.

Практически всю территорию занимают области от 0 до 1 вершины. И только на юго-востоке вертикальная расчлененность начинает расти. Здесь присутствуют области от 2 до 5 вершин. В блоке имеются 27 долин с постоянным водотоком и 43 с временным. Коэффициент вертикальной расчлененности рельефа равен 0,89; коэффициент горизонтальной расчлененности равен 0,92.

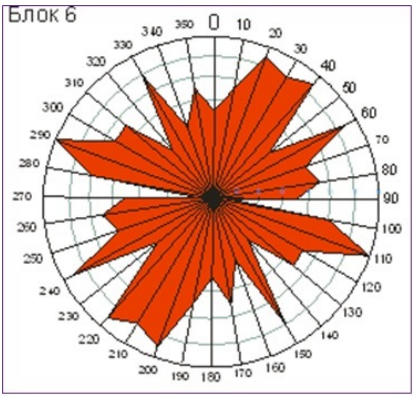


Рис.2 Роза-диаграмма трещиноватости

На основе полученных данный район охарактеризован, как средней сложности тектонических условий.

На исследуемой территории в период с 2009 г по 2014 г были проведены инженерно-геологические изыскания под строительство 4 газопроводов, 1 линии электропередач и 1 гражданского объекта. Для оценки прочностных свойств грунтов были взяты данные лабораторных исследований по 6 объектам. Исследовались прочностные характеристики толщи грунта с 1,0 м до 2,5 м, так как эта глубина является наиболее рациональной для закладки различных трубопроводов.

По территории на исследуемой глубине были вскрыты следующие грунты:

- щебенистый грунт с глинистым заполнителем – средней прочности;
- щебенистый грунт с суглинистым заполнителем – малопрочный;
- щебенистый грунт – средней прочности;
- гравийный грунт с глинистым заполнителем – прочный;
- дресвяной грунт с глинистым заполнителем – средней прочности;
- дресвяной грунт с суглинистым заполнителем – малопрочный;
- элювий коренных пород: аргиллит – низкой прочности, песчаник – малопрочный, мергель низкой прочности;
- коренные породы: аргиллит – малопрочный, песчаник – средней прочности, мергель – средней прочности;

Из полученных лабораторных данных следует: практически все грунты, вскрытые на территории исследования, обладают средней прочностью. На территории отсутствуют грунты как очень прочные, прочные для скальных и пониженной прочности для полускальных, так и очень низкой прочности для полускальных. Вследствие этого, территорию можно отнести к району средней сложности грунтов.

На основании вышеописанных исследований можно сделать следующие выводы:

1) Территория исследования и по тектоническим условиям, и по прочностным характеристика грунтов отнесена к району средней сложности.

2) На глубине исследования грунтов на их прочностные свойства в большей степени влияют экзогенные процессы, но именно тектонические условия способствуют избирательному развитию их на территории, поэтому тектонический фактор является определяющим.

3) При сопоставлении результатов оба исследования подтверждают друг друга, что в будущем возможно позволит при оценке района застройки основываться только на тектонических условиях, выраженных в картах.

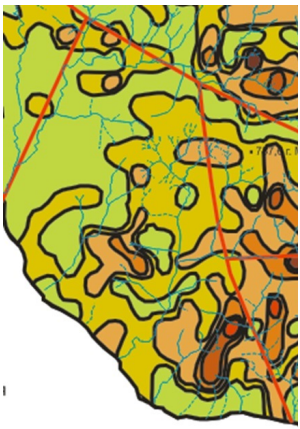


Рис. 3 Карта вершинных поверхностей

Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.:Недра, **1992**. 254 с.

Минакова Е.С. Выпускная квалификационная работа «Превентивные методы инженерных изысканий для территориального планирования и архитектурно-строительного зонирования Черноморского побережья Краснодарского края. Краснодар, ФГБОУ ВПО «КубГУ», **2014**. 78 с.

Орлова А.В. Блоковые структуры и рельеф. Москва: Недра, **1975**. 230 с.

Пендин В.В. Качественный и количественный анализ в инженерной геологии. Москва:Недра, **2006**.

ГИСТЕРЕЗИС СМАЧИВАНИЯ ГЛИН ВОДОЙ

Мохова В.В.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, violetta.mohova00@bk.ru

Цель - количественно оценить явление гистерезиса смачивания порошковых препаратов глин водой.

Актуальность. Смачиваемость породы имеет значение при капиллярном движении влаги. Смачивающая фаза подвержена явлению капиллярной конденсации в мелких порах и прочнее удерживается на поверхности твердых частиц, чем несмачивающая. Следовательно, влагоудерживающая способность грунтов зависит от их смачиваемости.

Согласно уравнению Юнга, контактный угол смачивания зависит только от поверхностных натяжений на границах раздела фаз. Однако на практике контактный угол смачивания (КУ) зависит от: шероховатости, химических или структурных неоднородностей поверхности, наличия поверхностно-активных веществ в жидкости, которые могут образовывать на поверхности подложки пленку (де Жен, 1987). Эти факторы приводят к появлению гистерезиса КУ. Гистерезис смачивания характеризует разницу между углом смачивания при натекании жидкости и углом смачивания при стекании жидкости. Численное значение гистерезиса равно разнице между наступающим и отступающим КУ. Наступающий КУ — это максимальный угол, достигаемый перед тем, как контактная линия начинает двигаться в сторону газовой фазы. Отступающий угол характеризуется минимальным значением до того момента, когда линия начинает движение в сторону жидкой фазы. При неподвижной контактной линии статический угол принимает определенное значение в интервале между наступающим и отступающим КУ. Движение жидкости в глинах практически всегда происходит по водной пленке, вода которой находится в особом квазикристаллическом состоянии. Это означает, что в большинстве случае поверхность глин уже смочена (если глина не высушена при 80-115° С), поэтому определение гистерезиса смачивания, основанное на динамике капли, нельзя применить к глинам. Однако пленка связанной воды на глинистой поверхности имеет неодинаковую толщину из-за распределения свободной энергии на шероховатой поверхности. Вследствие этого, КУ в различных точках этой поверхности неодинаков. Тогда я предлагаю принять гистерезис КУ на глинах как разницу между КУ в точках с высокой и низкой свободной энергией поверхности. Такое определение включает в себя и ранее данное, как один из случаев (Tyugai, Milanovskiy, 2015).

Объекты. В эксперименте использовались глины в виде порошков, просеянных через 250 мкм: чернозем, мусковит-каолинитовый мергель, мусковит-хлоритовый мергель, филлит, бентонит, а также простые пористые среды: силикагель и гидрат окиси алюминия. К этим порошкам были применены типы обработки поверхности: 1) удаление водной пленки иссушением и выдерживанием в атмосфере H_2SO_4; 2) выдерживание с поверностно-активными веществами (в том числе, биосурфактантами) 3, 4 и 5 месяцев.

Методы. Для определения контактного угла смачивания образцов водой готовили препараты: глинистые частицы приклеивали на двустороннюю липкую ленту на стекле. Далее глинистый препарат либо выдерживали несколько минут в атмосфере насыщенного водяного пара для создания максимально возможной толщины водной пленки на частицах и вытеснения защемленного воздуха, либо сразу сажали каплю, если образец предварительно подвергался иссушению. После этого проводилось формирование контактного угла смачивания на сидячей капле посадкой с помощью шприца в атмосфере 100% влажности (Drelich, 2019). Объем капли составил 9 мкл. КУ фиксировались через 1 секунду после посадки с помощью цифровой фотокамеры. Было исследовано по 15-30 капель на образец.

Результаты. Из необработанных образцов наибольшим гистерезисом КУ обладал чернозем. Убывающий ряд этой характеристики выглядел так: чернозем - мусковит-каолинитовый мергель – филлит, силикагель – бентонит, гидрат окиси алюминия - мусковит-хлоритовый мергель. Разброс значений КУ на условно гладкой поверхности стекла составил 14°, а на порошках был в 2 – 8 раз выше. Иссушение водной пленки на образцах привело к увеличению гистерезиса КУ на мергелях и филлите. В черноземе, по-видимому, органическое вещество исходно задавало высокую неоднородность поверхности. Бентонит обладал самыми мелкими порами, поэтому, вероятно, быстрая капиллярная конденсация препятствовала измерениям на образце без водной пленки. Результат обработки сурфактантами зависел от их типа на поверхности мергелей. Гидрофобная жидкость вызвала усиление гистерезиса КУ на мусковит-хлоритовом

мергеле, на мусковит-каолинитовом – не повлияла. Гидрофильная жидкость вызвала ослабление гистерезиса КУ на мусковит-каолинитовом мергеле, на мусковит-хлоритовом – не повлияла. На поверхности чернозема, силикагеля и филлита к одинаковому гистерезису КУ привели и гидрофобный, и гидрофильный сурфактанты: на филлите гистерезис КУ усилился, на черноземе и силикагеле – ослаб. Таким образом, оказалось, что на энергетическую неоднородность поверхности глин и связанный с ней разброс контактных углов смачивания можно влиять, изменяя состояние водной пленки и создавая пленку сурфактантов.

П. Ж. де Жен. Смачивание: статика и динамика. American Institute of Physics 1985 // Главная редакция физико-математической литературы «Успехи физических наук», **1987**. Т. 151. №4.

Drelich J. Contact angles: From past mistakes to new developments through liquid-solid adhesion measurements // Advances in Colloid and Interface Science, **2019**. № 267. P. 1–14.

Tyugai Z., Milanovskiy E. The contact angle of wetting of the solid phase of soil before and after chemical modification // Eurasian J Soil Sci, **2015**. № 4 (3). P. 191 – 197.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮЖНОГО СКЛОНА КРЫМСКИХ ГОР

Пензев А.П., Лисицкий Д.В.

Московский государственный университет, Москва, anton.penzew@yandex.ru

Четвертичные отложения имеют широкое распространение на территории Крыма. Они представлены практически всеми генетическими разностями, а их состав и свойства отличаются большим разнообразием, что, с одной стороны, обусловлено генезисом, а, с другой, палеогеографическими условиями осадконакопления и последующими гипергенными изменениями. Однако, если на северном склоне хребта мощность четвертичного покрова может достигать нескольких десятков метров, то на южном – вне пределов переуглубленных долин и мощных обвально-осыпных шлейфов четвертичные отложения характеризуются в целом незначительной мощностью и лоскутным распространением (Мазарович и др., 1989).

Настоящее исследование посвящено пролювиальным отложениям, фрагментарно обнажающимся в виде отдельных останцов протяженностью по 20-30 м: в долине р. Шелен, в ее среднем течении, и в долине р. Ай-Серез. в месте слияния ее с р. Ворон. В обоих обнажениях пролювиальные отложения наблюдаются в уступе третьей надпойменной террасы (Трофимов, 1999).

Пролювиальный массив в долине реки Ай-Серез представляет из себя сложно построенную толщу мощностью 15,2 м, с преобладанием в разрезе средних и крупных галечников с суглинисто-супесчаным заполнителем, суглинков гравийно-галечных и суглинков с включением гравия и гальки. В отдельных прослоях содержание грубообломочной фракции достигает 85 %. Обломочный материал, средней и плохой окатанности, представлен преимущественно пелитоморфными известняками, микродиоритами и их выветрелыми разностями, с небольшой примесью кварца. Мощность отдельных прослоев варьируется в пределах 0,3-3,8 м. По всему разрезу прослеживаются невыдержанные по простиранию прослои и линзы пылеватых супесей и суглинков, практически без включений обломочного материала, мощностью до 20-40 см. В верхней и

нижней частях разреза наблюдается тонкое переслаивание галечников и лессовидных суглинков.

Для суглинков, так же, как и для суглинистого заполнителя галечников, содержание песчаной фракции (>0,05 мм) изменяется в пределах 16-58 %, пылеватой фракции (0,05-0,001 мм) - колеблется в пределах 19-57%, количество глинистых частиц (<0,001 мм) - 7-27%.

В изученном разрезе пролювиальных грунтов можно выделить три крупных цикла, отличающихся по гранулометрическому, минеральному и химическому составу дисперсной части (Трофимов, 2017).

Верхняя цикл разреза - мощность 1,6 м - характеризуется наибольшей дисперсностью – в его составе преобладают суглинки с редкими включениями гальки, обычно в виде тонких прослоев. Средняя часть пролювия, сложенная преимущественно грубообломочным материалом с незначительным содержанием заполнителя, имеет мощность 10,9 м. В нижней – мощность 1,9 м - части разреза количество суглинистого заполнителя примерно сопоставимо с количеством грубообломочного материала.

В целом, минеральный состав заполнителя коррелирует с содержанием грубообломочной фракции каждого из циклов: чем больше галки и валунов известняков, тем выше в составе заполнителя содержание CaO, и ниже - SiO_2, что, видимо, обусловлено составом размываемых коренных отложений, слагающих Главную гряду Крымских гор. В нижней части разреза наблюдается резкое преобладание кварца и полевых шпатов, для средней части разреза характерно снижение содержания кварца и полевых шпатов, а также увеличение содержания карбонатов. В верхней части разреза содержание кварца и полевых шпатов увеличивается, а карбонатная составляющая исчезает.

По числу пластичности дисперсный заполнитель относится к суглинкам, по показателю коллоидной активности - низко-среднеактивным, емкость катионного обмена 10,8-20,4 мг-экв/100 г (методом Пфеффера). Присутствие органики в отложениях минимально (не превышает 0,47 %), количество карбонатов низкое (0,4-0,48 %), лишь в средней части разреза наблюдается резкое их увеличение - до 7,76 %. Общая засоленность отложений незначительна и слегка возрастает к подошве, аномально высокое содержание (до 7 %) водорастворимых солей на глубине 3 м связано, видимо, с капиллярным высаливанием в условиях недостаточно увлажнения (Аринушкина, 1970).

Было установлено, что пролювиальные суглинки характеризуются значительной просадочностью, и по величине относительной просадки (ε=0,11-0,18) относятся к сильно- и чрезвычайно просадочным грунтам.

Для определения просадочных свойств нами были отобраны образцы с наименьшим содержанием грубообломочного материала из средней и нижней частей разреза. Определение просадочности проводилось методом двух кривых (по ГОСТ 23161-2012), с шагом ступени 0,05 МПа, определение относительной просадочности проводилось под нагрузкой в 0,3 МПа при замачивании, в результате чего были получены следующие значения:

- Для тяжелого суглинка ε=0,11 (сильнопросадочный)
- Для среднего суглинка ε= 0,18 (чрезвычайнопросадочный), также наблюдается просадочность под собственным весом, в этом случае просадочность ε=0,03.

Опорный разрез долины реки Ворон имеет схожий состав и строение, но чередование циклов и их мощность имеют существенное отличие, ко всему прочему разнятся и показатели просадочных свойств лессовидных суглинков.

Пролювиальный разрез в долине р. Шелен представляет собой чередующиеся прослои валунно-галечников с супесчано-суглинистым заполнителем и прослои лессовидных суглинков. Согласно гранулометрическому анализу, проведенному для заполнителя, содержание песчаной фракции (>0,05 мм) изменяется в пределах 9-64 %.

Содержание пылеватой фракции (0,05-0,001 мм) колеблется в пределах 10-66 %, количество глинистых частиц (<0,001 мм) 4-22%.

Данный разрез можно разделить на верхнюю валунно-галечниковую пачку с супесчано-суглинистым заполнителем и нижнюю – в которой галечники циклично переслаиваются с лессовидными суглинками.

В верхней части содержание глинистых минералов незначительно, однако в нижней части толщи она увеличивается. Содержание же карбонатов наоборот значительно в верхней части и уменьшается в нижней. Доля кварца в разрезе высокая и изменяется в разрезе незначительно.

Значение числа пластичности изменяется от 6 до 14, что соответствует суглинкам и супесям.

Содержание карбонатов изменяется от 0,42 до 21,84 %. Содержание органических веществ в целом незначительно и достигает 0,43 %. Емкость катионного обмена определялась для верхней, центральной и нижней части толщи и составила 45,14; 11,05; 10 мг-экв/100г соответственно. Общая засоленность незначительна и увеличивается к подошве разреза (Аринушкина, 1970).

При определении просадочных свойств нами были получены следующие результаты:

- Для супеси пылеватой ε=0,031, что определяет его как среднепросадочный;
- Для суглинка легкого пылеватого ε=0,052, что определяет его как среднепросадочный;
- Для суглинка легкого пылеватого ε=0,024, что определяет его как слабопросадочный;

Было установлено, что несмотря на большое количество грубообломочных включений, прослои и линзы супесей и суглинков в разрезе пролювиальных отложений характеризуются значительной просадочностью, и по классификации ГОСТ 25100-2011 относятся к средне-чрезвычайно просадочным.

Данная работа является актуальным исследованием, которое может послужить базой для дальнейшего изучения инженерно-геологических характеристик четвертичных отложений юга Крымского полуострова, а также дополнить фондовые данные по опорным разрезам четвертичных отложений Крыма, так как является достаточно полным источником фактического материала, необходимого для дальнейшего изучения пролювиальных отложений южных склонов Крымских гор.

Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. Москва: Изд-во МГУ, **1970**, 487с.

Мазарович О.А., Миллер В.С. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Москва: МГУ. **1989**. 167 с.

Трофимов В.Т., Королев В.А. Лабораторные работы по грунтоведению: Учебное пособие / 3-е изд., перераб. И доп. Москва: КДУ, Университетская книга, **2017**. 654 с.

Трофимов В.Т. Генезис просадочности лёссовых пород. Москва: Изд-во МГУ, **1999**. 271 с.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Петрова Д.И.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, darja_scorpion@mail.ru

Изотопные методы для решения гидрогеологических задач рассматриваются в отечественных и зарубежных работах (Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Горбушина и др., 1974; Поляков, 1991). Исследования изотопов кислорода и водорода в природных водах позволяют определить их генезис, а также время их циркуляции. Нами впервые проведены изотопные исследования 20 проб подземных и поверхностных вод на территории Республики Татарстан в пределах г. Казань и к востоку от г. Набережные Челны. Для определения изотопного состава водорода (дейтерий) и кислорода (O^{18}) образцов воды использован изотопный масс-спектрометр Delta V Plus (Thermo Fisher Scientific, Германия) с приставкой GasBench II в режиме постоянного потока. Аналитики Гареев Б. И., Баталин Г. А. Результаты определения содержаний водорода и кислорода приведены относительно международного стандарта SMOW.

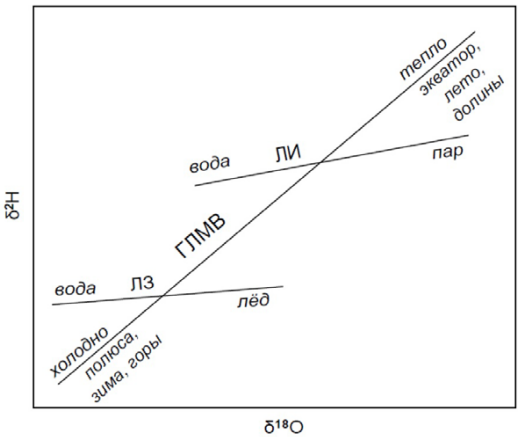


Рис. 1 Особенности формирования изотопного состава воды в различных обстановках (Токарев и др, 2010)
ГЛМВ - глобальная линия метеорных вод; фракционирование изотопного состава вод, возникающее при испарении или замерзании атмосферных осадков после выпадения на земную поверхность: Л - линия испарения; ЛЗ – линия замерзания (разъяснения см. в тексте)

Считается, что распределение изотопного состава поверхностных вод зависит от климатической зональности Земли. При этом, наиболее «тяжелые» метеорные воды сконцентрированы в экваториальных широтах, а по мере приближения к полюсам, изотопный состав воды становится легче (рис. 1).

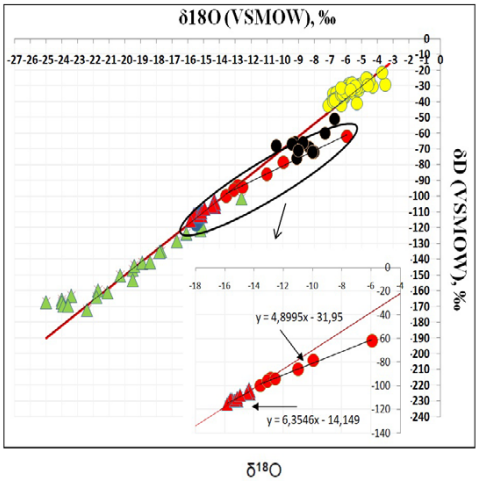


Рис. 2 Распределение изотопов кислорода и водорода в подземных водах
Красная линия – глобальная линия метеорных вод; красные кружки – подземные воды г. Казань; красные треугольники – подземные воды восточнее г. Набережные Челны; синие кружки – углекислые воды месторождения Фадеевское, Дальний Восток РФ (Харитонова и др., 2012); зеленые треугольники – азотные термы Байкальской рифтовой зоны (Замана, 2012); желтые кружки – подземные воды водосбора оз. Поянху, Китай (Солдатова, 2015); черные кружки – бювет Святошино, Киев, Украина (Фомин и др., 2015)

Крэйг (*Craig*, 1961) один из первых выявил в глобальном масштабе зависимость изотопов водорода и кислорода атмосферных осадков, известную как линию метеорных вод (Meteoric Water Line - MWL):

$\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$

При этом, в зависимости от климатических, ландшафтных и географических факторов, данная зависимость может отличаться, переходя в локальные линии метеорных вод (Local Meteoric Water Line - LMWL).

Изученные в данной работе подземные воды вблизи г. Набережные Челны относятся к водоносному нижнеказанскому терригенно-карбонатному комплексу со значениями $\delta^{18}O$ от -15,63 до -14,28 ‰, δD от -112,52 до -102,75 ‰ (рис. 2, 3). Для поверхностных вод на территории г. Казань (озера Голубое, Лебяжье, Кабан, реки Волга, Казанка и Солонка) и подземных вод верхнеказанского терригенно-сульфатно-карбонатного комплекса родника «Акинские ключи» характерны значения $\delta^{18}O$ от -13,58 до -5,92 ‰ и δD от -99,97 до -61,95 ‰.

LMWL (рис. 2) подземных и поверхностных вод Казани имеет вид:

$\delta D = 4{,}8995 \cdot \delta^{18}O - 31{,}95$

LMWL подземных вод возле г. Набережные Челны следующий:

$\delta D = 6{,}354 \cdot \delta^{18}O - 14{,}149$.

Анализы проб воды на территории Республики Татарстан (рис. 2) расположены на промежуточной части между полюсом и экватором. На рис. 2 видно, что подземные воды имеют облегченный состав по сравнению с поверхностными, так как в последних изменение изотопного состава происходит быстрее.

Поверхностные воды г. Казань смещены относительно ГЛМВ в правую сторону (рис. 2), поэтому, можно предположить, что на момент отбора проб (начало октября 2019), наблюдаемое фракционирование является результатом испарения. Подземные воды Набережно-Челнинской площади расположены вблизи линии испарения.

По данным проведенных изотопных исследований все изученные нами природные воды имеют метеорное происхождение.

Автор выражает признательность М. С. Зарипову за любезно предоставленные изотопные анализы вод по Набережно-Челнинской площади.

Горбушина Л. В. Тыминский В. Г. Радиоактивные и стабильные изотопы в геологии и гидрогеологии. Москва, **1974**. 102 с.

Поляков В.А. Изучение изменений гидрохимии и ресурсов подземных вод прибрежных водозаборов в Эстонии по изотопным данным // Всесоюзная конференция по гидрогеологии: Тезисы / НПО «ГИДЭК». Звенигород, **1991**. 60-62 с.

Токарев И.В., Поляков В.А., Самсонова А.А., Шило В.А., Толстихин Г.М., Нурбаев Т.Н., Жакеев Б.И., Шабунин А.Г., Алехина В.М. Исследование условий формирования водного баланса Токтогульского водохранилища по изотопному составу воды (δ2H, δ18O) // Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами (по результатам проекта МНТЦ КР-1430, 2007-2010). Бишкек. **2010**. С. 56–84.

Харитонова Н. А., Челноков Г. А. и др. Изотопный состав природных вод юга дальнего востока России // Тихоокеанская геология. **2012**. Т. 31. № 2. С. 75-86.

Замана Л. В. Изотопный состав водорода и кислорода азотных терм Байкальской рифтовой зоны с позиции взаимодействия в системе вода-порода // ДАН. **2012**. Т. 442. № 1. С. 102-106.

Солдатова Е. А. Изотопный состав подземных вод водосборного бассейна озера Поянху (Китай) // Молодежная школа. **2015**. С. 782-785.

Фомин Ю. А. и др. Мониторинг изотопного состава водорода и кислорода природных вод бассейна Днепра (Киев). Збірник наукових праць інституту геохімії навколишнього середовища, Київ, **2012**. С. 52-63.

Craig H. Isotopic variations in meteoric waters// Science, **1961**. V. 133. № 3464.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation// Tellus, **1964**. V. 16. № 4.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ В ОПОЛЗНЯХ ЮРСКИХ ГЛИНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ СКЛОНОВ ТАТАРСТАНА И УЛЬЯНОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Петрова Д.И., Королёв А.Э.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, darja_scorpion@mail.ru

На северо-западе территории Татарстана и Ульяновской области правый берег р. Волги сложен глинисто-терригенными отложениями средней и верхней юры мощностью до 45,0 м. В разрезах повсеместно преобладают зеленовато-серые и черные глины с прослойками песчаников, алевролитов и горючих сланцев (Митта и др., 2014). Низкая степень устойчивости пород к волновой абразии приводит к развитию вдоль крутых склонов оползневых процессов. Часто по ранним крупноблоковым оползням наблюдается

активизация новых, более мелких оползней. В результате этого на отрезке правого берега Куйбышевского водохранилища, где залегают юрские отложения, склоны сильно террасированы разновозрастными оползневыми телами.

Полевые исследования береговых склонов показали, что активизация оползней происходит не только под действием абразии, но и при участии локальных гидрогеологических систем, сформировавшихся в пределах оползневых тел. Под гидрогеологическими системами в данном случае понимается полный гидрогеологический цикл водооборота, осуществляемый в пределах обособленных блоков оползней. При этом сами блоки оползней выступают в роли своеобразных гидрогеологических структур. Характерным признаком гидрогеологических систем является наличие в структурно-ограниченном трещинами отрыва оползневом блоке водоносного горизонта, у которого можно выделить следующие элементы: область питания; область распространения; область разгрузки; пьезометрическую поверхность.

Следует сказать, что преобладающий литологический тип пород в осадочных комплексах средней и верхней юры мало располагает к формированию в них водоносных горизонтов. Глинистые толщи в естественном залегании препятствуют нисходящей фильтрации атмосферных осадков внутрь оползневых массивов. Поэтому большая часть дождевых и талых снеговых вод стекает с поверхности террас в Куйбышевское водохранилище в виде поверхностного стока. Меньшая часть атмосферных осадков впитывается в глинистые грунты, повышая их естественную влажность. Мощность зоны пропитки относительно небольшая (до 0,5 м). Кроме того, она не существует больше двух месяцев. За счет испарения влаги с поверхности оползневых террас влажность приповерхностных глинистых толщ постепенно снижается. Подобные гидрогеологические условия мало сказывается на изменениях физико-механических свойств глинистых грунтов, слагающих оползни. Лишь в приповерхностной части террас происходит некоторое расструктурирование глин с периодическим переходом их в вязко-пластичное состояние.

Исключением являются участки оползневых слонов, сложенные сильно трещиноватыми глинами. Как правило, это породы, слагающие верхние части разрезов обрывистых склонов. В период четвертичных оледенений, хотя территория Ульяновска и Татарстана лежала за краем ледников, мезозойские отложения подвергались периодическим замораживаниям-оттаиваниям (Сенатор и др., 2017). В результате этого в глинистых толщах, близко находящихся к поверхности Земли, сформировались морозобойные трещины. Их наличие хорошо фиксируется в обнажениях по желтоватым землистым массам ярозита, выполняющим полости разрывных нарушений в зоне гипергенеза (Korolev et al., 2019). В некоторых участках плотность трещин достигает 25-40 штук на квадратный метр. Здесь глинистая толща фактически разбита пересекающимися экзогенными трещинами на крупные полигональные отдельности, по стенкам которых сочатся инфильтрационные воды.

При отрыве пород от основного коренного массива трещиноватые глины слагают верхние террасы оползневых массивов. В результате этого наиболее крупные блоки, примыкающие к тыловому шву оползня, в верхней части обладают относительно хорошими дренирующими свойствами. Эта особенность глинистых пород послужила основой для формирования в них локальных гидрогеологических систем с инфильтрационным типом питания. Наиболее хорошо подобные системы были изучены в разрезах у Тархановской пристани западной части Татарстана и у населенного пункта Городище восточной части Ульяновской области.

Обе эти системы локализованы в пределах одного верхнего блока оползневых тел. Примерная протяженность террас монолитных блоков составляет 80-90 м, ширина террас – 20-35 м. Террасы примыкают к тыловым швам оползня, их кромки возвышаются над

нижней террасой, образуя крутые уступы высотой 5-7 м, обращенные в сторону Куйбышевского водохранилища. Верхние оползневые блоки отделены от коренного склона и от нижерасположенных более мелких блоков трещинами отрыва, которые в настоящее время полностью кольматированы бесструктурной глинистой массой. Гидродинамические связи между блоками оползневых массивов и примыкающими к ним породами коренных склонов отсутствуют. На это указывают с одной стороны сухие породы склонов и нижерасположенных блоков, с другой – выходы подземных вод, наблюдающиеся лишь в нижней части уступов верхних блоков. То есть, локальные водоносные горизонты пространственно приурочены только к отдельным оползневым морфоструктурным элементам, обособленным от окружающей геологической среды.

Изучение водоносных горизонтов показало наличие у каждого из них области питания, аккумуляции и разгрузки, не выходящие за пределы границ верхних блоков оползней, являющихся своеобразными гидрогеологическими структурами. Области питания расположены в пониженных участках рельефа террас. Они представляют собой небольшие относительно изометричные в плане озерца диаметром до 10-13 м. Их глубина составляет 0,6 м после схода снега и обильных дождевых осадков. В засушливый период высота водяного столба не превышает 0,3 м. Дно илистое, топкое, способное засасывать до глубины 1,2 м. Ниже обводненной глинистой массы находятся более плотные структурированные глинистые породы. Обводненный илистый осадок служит водоупорным слоем, препятствующим интенсивному уходу воды из озерных котловин через нижерасположенные трещиноватые глинистые породы. Водоемы характеризуются атмосферным типом питания. Выпадающие дождевые воды стекаются в озерные котловины, периодически пополняя в них запасы воды. Часть воды идет на испарение с зеркала озер, часть – на питание подземного стока. Со дна озер идет постоянная нисходящая фильтрация воды под действием сил гравитации и давления водяного столба бессточных водоемов на нижележащие породы. В результате этого под дном озерных котловин в трещиноватых глинистых грунтах формируются обратные депрессионные воронки проникновения инфильтрационных вод, расширяющиеся к низу. Основанием воронок служат плотные водонепроницаемые глинистые слои, не затронутые процессами экзогенного трещинообразования. Достигнув водонепроницаемых пород, инфильтрационные воды сменяют направление движения с вертикального на латеральное. Постепенно, распространяясь в горизонтальной плоскости, подземные воды формируют водоносные пласты мощностью до 1,0 м. Слабый наклон оползневых блоков в сторону Куйбышевского водохранилища создал предпосылки для преимущественного движения трещинно-пластовых вод в этом направлении. В результате подобной направленной миграции подземных вод, в нижних частях уступов верхних оползневых террас образовались зоны разгрузки в виде нисходящих малодебитных родников. В местах выходов подземных вод на поверхность в основании уступов возникают оплывины. Со временем это явление вызывает потерю статической устойчивости склонов и сходу вниз разжиженного грунта. Таким образом, постепенно происходит сглаживание рельефа оползневых массивов.

Следует сказать, что подобные гидрогеологические системы не долговечны. С течением времени трещинные фильтрационные каналы забиваются тонкодисперсными глинистыми частичками, снижающими их пропускную способность. Возникает миграция воды в обход закольматированных участков с образованием новых выходов подземных вод. В засушливые периоды родники полностью пересыхают, так как их малоплощадные области питания не в состоянии обеспечить постоянный приток влаги в водоносные горизонты оползневых блоков.

Изучение состава подземных вод оползневых гидрогеологических систем показало, что все они относятся к гидрокарбонатно-сульфатному кальциево-магниевому типу. По

минерализации воды пресные 0,3-0,4 г/л, с pH = 6,6-6,8. Температура относительно небольшая ~7,3°С. Подобный гидрохимический тип подземных вод обусловлен с одной стороны составом атмосферных осадков, где преобладает гидрокарбонат-ион, с другой – минеральным составом глинистых пород. Сульфат-ионы поступают в раствор в результате процессов окисления пирита и растворения гипса. Катионы Ca^{2+} являются продуктами растворения гипса и кальцита, ионы Mg^{2+} поступают в подземные воды преимущественно за счет ионно-обменных реакций в системе «глина-вода». Судя по наличию вблизи высохших родников красно-бурых землистых масс, подземные воды оползневых блоков обогащены и миграционно-способными соединениями железа. Как следует из состава инфильтрационных вод, в области развития локальных гидрогеологических систем весьма активно протекают процессы растворения минерального скелета глинистых пород с выносом части ионов за пределы оползневого массива. Очевидно, со временем это будет способствовать ослаблению структурных связей между минеральными зернами глинистых пород, активизации суффозионных процессов и снижению статической устойчивости склонов и уступов террас оползней.

Учитывая вышесказанное, можно сделать следующие выводы:

1. На территории Татарстана и Ульяновской области верхние террасы оползневых массивов, сложенные мезозойскими терригенно-глинистыми осадочными породами, при наличии в них трещиноватых глин могут служить местом формирования локальных гидрогеологических систем.

2. Гидрогеологические системы в оползневых террасах характеризуются наличием областей питания, аккумуляции и разгрузки, сосредоточенных в границах верхних оползневых блоков, являющихся гидрогеологическими структурами.

3. По типу питания оползневые гидрогеологические системы относятся к инфильтрационному типу, по условиям залегания водоносного горизонта и характеру водовмещающих пород подземные воды относятся к безнапорным, трещинно-пластовым со свободной пьезометрической поверхностью, по гидрохимическому типу воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые, по минерализации – пресные.

4. Оползневые гидрогеологические системы являются активными участниками разрушения оползневых массивов. С ними связаны фильтрационные деформации уступов террас, растворение минералов глинистых грунтов, активизация суффозии. В результате этого происходит снижение статической устойчивости блоков оползней, что выражается в сглаживании границ между морфоструктурными элементами оползневых массивов.

Митта В.В., Костылева В.В., Глинских Л.А., Шурыгин Б.Н., Стародубцев И.А. Стратиграфия средней юры запада Республики Татарстан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. **2014**. Т. 22. №1. С. 31-46.

Сенатор С.А., Моров В.П. Географические условия и развитие растительного покрова Среднего Поволжья и прилегающей территории в плейстоцене // Известия Самарского научного центра РАН. **2017**. Т.19. №2. С. 62-74.

Korolev, E.A., Kolchugin, A.N., Eskin A.A., Bakhtin, A.I., Barieva, E.R. Geochemical conditions of exogenous minerals formation of the weathering zone in the upper jurassic depositions of the middle Volga region // 19th International Multidisciplinary Scientific Geoconference, SGEM **2019**; V. 19, Is. 1.3. P. 835-840.

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ ОПОЛЗНЕЙ В ЮЖНЫХ КАРПАТАХ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕГО РЕАЛИЗАЦИИ В РОССИИ

Прасолов А.А.
Московский государственный строительный университет, Москва
ghfcjkjdfylhtq@yandex.ru

Сейсмичность является одной из наиболее распространённых причин возникновения и развития оползневых процессов. Она рассматривается как вероятностный природный процесс, что делает её дополнительным усложняющим фактором при оценке экологического, социального и экологического риска оползней. Сейсмогенные оползни в Южных Карпатах относятся к оползням скольжения (Varnes, 1984) или скольжения инсеквентным (СП 420.1325800.2018). В ходе данной работы рассматривались оползни Коли-Алунис и Магуриси, расположенные на склоне горы Бузю, Румыния. Целью данных исследований было определение основных факторов, влияющих на оползневые процессы, и возможность использования методов для наиболее эффективного проведения мониторинга данных процессов. Полученные результаты могут помочь оценить возможность развития оползней, вызванных землетрясениями в сейсмоактивной зоне Вранча в Восточных Карпатах, в том числе и для более дальних территорий с меньшей сейсмичностью (до 5-6 баллов), в том числе для западной и юго-западной частей Центральной России.

Количественная оценка сейсмогенных оползней в Южных Карпатах является актуальной проблемой в Румынии и её решением посвящены работы международных групп учёных (Constantin et al., 2010, 2013). Для этих оползней характерно регионально прослеживающееся геологическое строение. В основании оползней лежат прочные плотные песчаники палеоцен-эоценовой формации Таркау Наппе. Они перекрыты основным деформирующимся горизонтом, представленным лёгкими песчанистыми глинами рюпельского яруса (мягкопластичными в нижней части и тугопластичными в верхней) (фация Клиуа), перекрытыми рыхлыми пылеватыми песками хаттского яруса олигоцена (фация Коли). Именно в пределах этого горизонта развиваются глубокие инсеквентный оползни скольжения. Основными факторами развития этих оползней являются сейсмичность и большое единовременное количество выпавших атмосферных осадков.

Для оценки опасности оползневых склонов на нижерасположенные автомобильные дороги сначала было необходимо определить механизм оползневого процесса и морфологию оползневого тела. Для этого была использована методика оценки расположения плоскости скольжения и количества оползневых блоков, созданная исследовательской группой PWRI в Цукубе, Япония (Ishida, 2007).

Методика PWRI заключается в выполнении следующих операций:

- разделение скользящей массы на несколько блоков;
- использование векторов смещения в точках измерения на поверхности земли вдоль основной линии профиля оползня, считая их параллельными скольжению плоскости;
- построение полиномов для соответствующих блоков и оценка формы скольжения поверхности;
- установка соответствующей линии раздела и подземной границы (точка пересечения различных форм плоскости скольжения) в соответствии с расчетной формой плоскости скольжения на основе полевой съемки.

Таким образом, исходными данными для реализации этой программы являются профиль поверхности земли и координаты точек измерений, вектор смещения в точке измерения на поверхности земли и координаты точек деформации у верхней и нижней

части оползня.

Для изучаемых оползней наиболее важными горизонтами, в которых развиваются основные деформации являются рыхлые пылеватые пески хаттского яруса олигоцена (фации Клиуа) и лёгкие песчанистые глины рюпельского яруса олигоцена (фации Коли). Для пылеватых песков фации Клиуа были определены следующие расчётные характеристики физических (плотностных и гидрофизических) и физико-механических свойств грунтов: γ=18,3 кН/м^3 (для водонасыщенного γ=20,2 кН/м^3), ρ_s=2,55 г/см^3, e=0,858, φ'=22 °, C'=10 кПа, для лёгких песчанистых глин фации Коли расчётные показатели следующие: γ=20,0 кН/м^3, I_p=21 %, I_L=0,49, φ'=14 °, C'=9 кПа (Constantin et al., 2010).

Для напряжений, возникающих при моделируемом землетрясении с коэффициентом сейсмичности Кс=a/g=0,26 (по СП 14.13330.2018 оно ближе всего соответствует землетрясению интенсивностью 8,5 баллов) вкупе с возможным повышением уровня грунтовых вод были проведены расчёты устойчивости оползневого склона Коли-Алунис по методу Бишопа (Constantin et al., 2010) в программном комплексе GeoStudio (модуль Slope/W), а также при стандартных условиях. При стандартных условиях коэффициент устойчивости оказался равен 1,229, а при дополнительных условиях 0,995, что свидетельствует о значительном влиянии сейсмичности на возможную неустойчивость склона, притом, что при обычных воздействиях склон имеет достаточно высокое значение коэффициента устойчивости.

Для определения влияния атмосферных осадков исследовался оползень Магуриси, активизация которого происходила после продолжительных проливных дождей (Constantin et al., 2013). На этом участке была сооружена система из автоматизированных датчиков и волоконно-оптической системой контроля оползневых перемещений их связью с количеством выпавших атмосферных осадков. Данная система была до этого удачно использована в Западных Карпатах на оползне Граденбах (Австрия), где были использованы большие волоконно-оптические штампы массой до 1,7 кг (Wollner et al., 2011).

Система измерений перемещений на оползне Магуриси состоит из двух экстензометров (т.е. одно обычное устройство с разрешением +/- 0,1 мм (ELS-7120) и одним оптоволоконным датчиком (ELS-1100-5), установленным через обычный, один рефлектометр (MW-9076), один регистратор данных (Logmaster EC-402-20), одну цифровую метеостанцию (Irox Pro X) и хост-компьютер (Constantin et al., 2013). Компьютер записывает оптические измерения волокна, отображает записанные данные регистратором, составляет графики и элементы управления оповещения на основе Alarm-системы.

Главной особенностью волоконно-оптической системы является возможность не реагировать на удары молний, позволяя оценивать влияние только атмосферных осадков (при сравнении с обычными датчиками разница в перемещениях при грозах с осадками 20 и более мм за сутки составляла до 1 мм) (Constantin et al., 2013). В целом при осадках более 20 мм средние общие смещения оползня Магуриси (с учётом только влияния осадков) составляли 5-6 мм/сут.

Опыт исследования сейсмогенных оползней в Южных Карпатах может оказать значительную помощь в оценке морфологических особенностей и механизмов образования оползневых процессов на территории РФ. Развитие сейсмических толчков в сейсмоактивной зоне Вранча отголосками доходит до западных и юго-западных регионов Центральной России (на границах с Белоруссией и Украиной) с интенсивностью землетрясений до 6 баллов по картам ОСР-2015 (Брянская, Курская, Белгородская, Воронежская, Липецкая, Тамбовская области), что уже может инициировать оползневой процесс для склонов, находящихся в предельном равновесии.

В качестве примера возникновения сейсмогенного оползня в районах малой сейсмичности можно привести случай в Катав-Ивановске (Челябинская область) в

сентябре 2018 года, когда после сейсмических толчков в 6 и 5 баллов образовался вязкопластический оползень, протяжённость которого составила 760 м, ширина 40-80 м, глубина захвата пород оползнем 4-6 м (Спектор и др., 2018). Предположительно оползень спровоцирован оползнем (афтершоком) интенсивностью в 5 баллов 26.09.2018 после основного толчка интенсивностью в 6 баллов с эпицентром в 5 км от города. При этом, по картам ОСР-2015, Катав-Ивановск имеет сейсмичность в 5 баллов по картам А, В и 6 баллов по картам С (такая же сейсмичность от возможных землетрясений на Урале доходит до восточной части Московской области (города Шатура и Рошаль)).

При этом по нормативным документам, связанным с инженерной защитой территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов (СП 116.13330.2012) учёт землетрясений (за исключением особо ответственных сооружений уровня ответственности 1а (гидротехнических, АЭС и т. д.)) начинается только с 7 баллов, при этом минимальные нормированные значения коэффициента устойчивости оползнеопасных (обвалоопасных) склонов (с коэффициентом сочетания нагрузок 0,9) для сооружений 3 уровня ответственности (пониженного) равны 0,99, для 2 уровня (среднего) - 1,035, а для уровня 1б (повышенного) – 1,08 (пункты 5.2.2 и 5.2.3).

Кроме того, важным показателем, влияющим на интенсивность сейсмического воздействия на оползневую активность, является его длительность. Так, расчётная интенсивность землетрясения может увеличиться на 0,5 балла и более, что наиболее характерно для низкочастотных землетрясений с глубоким очагом, примером которого может являться сейсмоактивная зона Вранча в Восточных Карпатах. В пределах Москвы для участков с наиболее неблагоприятными грунтовыми условиями, как, например, в районе восточной части Воробьёвых гор у Андреевской набережной, в которых в настоящее время происходят активные глубинные подвижки в основных деформирующихся горизонтах, представленных средне-верхнеюрскими глинами келловейского и оксфордского ярусов, интенсивность землетрясений с поправкой может превышать 5 баллов (Павленко, 2017).

Таким образом, использованные зарубежные методики изучения сейсмогенных оползней (PWRI, автоматизированные системы регистрации перемещений с использованием волоконно-оптических датчиков) позволяют определять на начальных этапах морфологию и механизм оползневого процесса, определяющие принципы последующих количественных расчётов устойчивости склонов. Показанные примеры показывают, что изучение влияния сейсмических явлений на оползневые процессы необходимо вести и для землетрясений малой интенсивности (5-6 баллов) с длительным временем колебаний грунтов для сооружений 1 и 2 уровней ответственности.

Павленко О.В. Акселерограммы сценарного землетрясения в г. Москва в пунктах с различными грунтовыми условиями // Вопросы инженерной сейсмологии. **2017**. № 4. С. 5-28.

Спектор С.В., Вожик А.А. Информационная сводка о проявлениях экзогенных геологических процессов на территории Российской Федерации за III квартал **2018**. Москва: Гидроспецгеология, 2018. 159 с.

Constantin M., Trandafir A.C., Jurchescu M.-C., Ciupitu C. Morphology and environmental impact of Coli-Alunis landslide (Curvature Carpathians), Romania // Environmental Earth Science. **2010**. V. 59. P. 1569-1578.

Constantin M., Fujisawa K., Ishida K., Higuchi K., Vlaicu M., Jurchescu M.-C. Digital, automated and optical fiber systems used in displacement measurements of landslides in Romania // Environmental Engineering and Management Journal**. 2013**. V. 12. P. 2427-2434.

Ishida, K., Fujisawa, K., Kojima, S., Tanaka, H. Estimation Method of Slip Surface by Ground Surface Displacement, AGU Fall Meeting, **2007**. Abstract H11C-0664.

Varnes D. J. Landslide Hazard Zonation: A Review of Principe and Practice. Paris: UNESCO, **1984**.

Wollner J., Woschitz H., Brunner F.K. Testing a large fiber optic strain-rosette, embedded in a landslide area// 8th Int. Symp. Field Measurements in Geomechanics, Berlin, Germany, September 12-16, **2011**. 18 p.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ БУРЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Процук И.С.

Белгородский государственный национальный исследовательский университет, Белгород

geolog_ivan@mail.ru

Математическая модель является надежным способом продолжения для исследований и расчетов процессов бурения. При этом следует учитывать тот факт, что приближенные значения, используемые в модели, находятся в диапазоне практического применения. Поэтому имеет смысл использовать модель только в том случае, если она непротиворечива и логична в своем исполнении.

В настоящее время существует большое число математических моделей процесса бурения. Каждая модель предлагает свои критерии и условия, а также подбирается исходя из конкретной цели (Рябчиков, 2011; Wojtanowicz et al., 1993).

В предложенной математической модели рассматриваются такие показатели, как буримость, давление на буровой инструмент, скорость вращения бурового снаряда, твердость и крепость горных пород, выраженные в формуле 1 как независимые переменные:

$$V_{\text{сп}} = f(f_1, f_2, f_3, f_4, f_5)$$

Где:

$V_{\text{сп}}$– скорость проходки; f_1 – буримость, *B;* f_2 – усилие, давление на коронку, *p;* f_3 – скорость вращения (угловая скорость), ω; f_4 – твердость породы, P_t ; f_5 – крепость породы, *f.*

Необходимым условием является учет всех переменных и параметров, без которого невозможна адекватная работа математической модели и, как следствие, неверное отображение физики процесса бурения.

Предложенная математическая модель общего вида позволяет исследовать любую частную модель процесса бурения на адекватность и непротиворечивость, а также получить необходимые и достаточные условия экстремума того или иного показателя процесса бурения и оптимальные (по какому-то показателю) значения режимных параметров.

Скорость проходки (по формуле 1) является важнейшим показателем, определяющим затраты времени на бурение скважин. Общее время на бурение скважин состоит из подготовительного времени, в течение которого производится настройка и наладка бурового станка для бурения конкретных скважин. При этом под настройкой бурового станка понимается установка и закрепление станка в выбранном месте, а также подготовкой необходимого пакета труб, проверки механизмов станка на холостом ходу и обеспечения организации рабочего места необходимым дополнительным инструментом. Под наладкой станка понимается установка буровой коронки, закрепление бурового снаряда, установка кондуктора, выбор режима бурения, т.е. под настройкой и наладкой

понимаются все работы от начала установки до момента включения бурового снаряда в работу.

Следующей составляющей является непосредственное машинное время, затраченное на проходку скважин. При этом учитывается заданная глубина скважины, диаметр, частота вращения и скорость движения бурового снаряда вглубь земной поверхности. Машинное время завершается выводом бурового снаряда из устья скважины на дневную поверхность.

Следующей составляющей является заключительное время, которое включает очистку бурового снаряда, снятие его с привода, укладку всех инструментов и приспособлений в штатные места для проведения транспортных операций – переезду к следующей скважине для выполнения буровых операций.

Примечание: время, затраченное на обустройство скважины, анализ горной породы, описание керна, отбор и регистрация образцов грунта, замеры уровня грунтовых вод не учитываются.

Итак, структурная формула представляет собой равенство (формула 2):

$$T_{\text{шт}} = t_{\text{подг}} + t_m + t_{\text{закл}}$$

Как следует из описанного выше, $t_{подг}$ и $t_{закл}$ являются нормативными показателями, которые устанавливаются в соответствии с нормами выработки при проведении буровых работ, таким образом, математическая модель составляется для определения фактических затрат на чистое время бурения, t_m.

Чистое время бурения t_mзависит от крепости, буримости, твердости пород, диаметра инструмента, стойкости инструмента, скорости вращения бурового снаряда (n), скорости перемещения инструмента в буримой скважине (скорость бурения, v). В зависимости от конкретной геологической обстановки и морфологии грунта устанавливается постоянный коэффициент C (Пелипенко и др., 2016).. При этом учитываются общие условия и состояние горного массива в данной точке.

Кроме того, вводятся следующие коэффициенты:

k_1 – коэффициент, учитывающий условия бурения в зависимости от реологического состояния грунта (гранулометрический состав, физико-механические свойства и т.д.);

k_2 – коэффициент, зависящий от применения вибраций, бурового раствора и воздуха для удаления выбуренной массы.

Таким образом, общая формула для определения t_mвыглядит следующим образом (формула 3):

$$t_m = C * T^m * n * D * v * k_1 * k_2$$

где:

C – коэффициент, зависящий от конкретной геологической обстановки и морфологии грунта;

T – желаемая стойкость инструмента. Зависит от буримости горных пород;

m – показатель степени, принимающий значение от -1 до +1;

n – обороты бурового снаряда;

D – диаметр коронки, который зависит от N – мощности привода бурового станка и прочности инструмента.

Примечание: для обеспечения безопасности буровых работ, конструкция выбирается с учетом прочности. Таким образом, инструмент является слабым звеном;

v – скорость проходки. Скорость проходки зависит от крепости породы по Протодьяконову и твердости пород по Моосу;

k_1 – коэффициент, учитывающий условия бурения в зависимости от реологического состояния грунта (гранулометрический состав, физико-механические свойства и т.д.);

k_2 – коэффициент, зависящий от применения вибраций, бурового раствора и воздуха для удаления выбуренной массы;

Предложенная нами формула для оценки времени опирается на данные, полученные при проведении статистических исследований. Может служить математической моделью для оценки машинного времени при проведении буровых работ практически в любых природных условиях и геологических провинциях.

Расчетные формулы для определения величин, входящих в формулу (3):

$$t_m = C * T^m * n * D * v * k_1 * k_2$$

Предложенная математическая модель и ее реализация для отдельных наиболее значимых случаев является достаточным решением в рамках настоящего исследования. Полное исследование предложенной математической модели может быть выполнено с помощью матричного исчисления для более глубокого исследования физики процессов бурения в горном деле.

Для проверки адекватности математической модели сравним время, затраченное на бурение инженерно-геологических скважин во время инженерно-геологических изысканий и время, полученное после реализации математической модели. Стойкость инструмента (Т) принята равной 30 минут на основании проведенных наблюдений во время бурения инженерно-геологических скважин при строительстве газопровода в Амурской области (Пелипенко и др., 2018). Исходя из полученных данных, мы видим, что разница полученных значений отличается от исходный значений времени бурения не более, чем на 1,5%. Полученный результат может судить об эффективности предложенной формулы для расчета математической модели процесса бурения инженерно-геологических скважин.

Рябчиков С.Я. Оптимизация режимных параметров при бурении скважин упрочненным алмазным породоразрушающим инструментом. Известия Томского политехнического университета, **2011**. 5 с.

Пелипенко Н.А., Процук И.С., Добрынин В.Е., Греховодов И.И. К вопросу о физике бурения скальных пород // Вестник ассоциации буровых подрядчиков, **2016.** №3

Пелипенко Н.А., Процук И.С., Бакланов Р.Р. Статистическое исследование показателей буримости горных пород при строительстве МГ «Сила Сибири»// Вестник ассоциации буровых подрядчиков, **2018**. №2

Wojtanowicz A. K. , Kuru E., Mathematical Modeling of PDC Bit Drilling Process Based on a Single-Cutter Mechanics// J. Energy Resour. Technol. **1993**, 115(4). P. 247-256

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ: СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ, ПОЛУЧЕННЫХ РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ

Солнцев Б., Щербаков И., Панкратова К.В.
Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург
bog.solncev@yandex.ru

При проведении измерений принято говорить о точности. Точность (согласно РМГ 23-2013) - степень близости результата анализа к истинному значению (РМГ 29-2013 ГСИ). В практике инженерных изыскания определение ряда показателей подразумевает использование различных методик. Так, гранулометрический состав глинистых грунтов можно определять ареометрическим методом (ГОСТ 12536-2014 п.

4.3) и пипеточным методом (ГОСТ 12536-2014 п. 4.4). Первый метод относится к прямым методом измерений, второй - к косвенным (ГОСТ 12536-2014).

Показателем точности методики является характеристика погрешности методики анализа:

$$\Delta = t_a \cdot \sigma_{\underline{x}}$$

где t_a – коэффициент Стьюдента, который в зависимости от доверительной вероятности a и числа результатов наблюдений находят по ГОСТ 20522-2012;$\sigma_{\underline{x}}$ - случайная погрешность измерений (*Дмитриев*, 1989).

Гранулометрический состав определялся для глинистой пасты. Число определений по каждому методу составила 10. Фракции более 0,05 мм учитывались по совокупности. В таблицах 1 и 2 приведены следующие данные: размах значений (минимальное и максимальное значение по выборке). среднее арифметическое значение по выборке и погрешность определения каждой фракции.

Таблица 1 Результаты определения гранулометрического состава ареометрическим методом

Показатель	Гранулометрический состав в % по фракциям в мм			
	>0,05	0,05-0,01	0,01-0,002	<0,002
Размах значений	44,9-73,0	8,5-24,5	11,3-20,2	7,2-14,6
Среднее	52,8	18,1	16,8	12,3
Погрешность	**15,7**	**4,8**	**1,4**	**0,9**

Таблица 2 Результаты определения гранулометрического состава пипеточным методом

Проба	Гранулометрический состав в % по фракциям в мм			
	>0,05	0,05-0,01	0,01-0,002	<0,002
Размах значений	49,2-55,3	12,1-20,5	16,6-23,8	10,0-13,2
Среднее	51,6	16,2	20,8	11,4
Погрешность	**1,1**	**1,6**	**1,2**	**0,6**

Погрешность определения фракций по пипеточному методу меньше, чем аналогичные значения по фракциям для ареометрического метода, что подтверждает положение о точности прямого определения гранулометрического состава пипеточным методом.

ГОСТ 12536-2014 Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава.

Дмитриев В.В. Оптимизация лабораторных инженерно-геологических исследований. Москва: Недра, **1989**. 184 с.

РМГ 29-2013 ГСИ. Метрология. Основные термины и определения.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИЖЕВСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Тимербаева А.Д. Ибрагимов Р.Л.
Казанский (Приволжский) Федеральный Университет, Казань
Timerbaeva.adeliya501@mail.ru

История открытия Ижевских минеральных вод относится к середине XIX века. Месторождение расположено в заповедном экологически чистом районе на северо-востоке Республики Татарстан вблизи села Ижевка Менделеевского района. В настоящее время на базе минеральных вод функционирует круглогодичный санаторий «Ижминводы». Используются воды двух типов: в качестве питьевых лечебно-столовые минеральные воды, приуроченные к карбонатно-сульфатной серии сакмарского яруса, которые имеют хлоридно-сульфатный магниево-натриево-кальциевый состав с общей минерализацией 3-6 г/дм^3(согласно ГОСТ Р 54316- 2011 максимально приближены к Иркутскому гидрохимическому типу и относятся к XX группе); для ванн - рассолы с повышенным содержанием брома и общей минерализацией 180 г/ дм^3 , приуроченные к слабоводоносной локально водоносной алексинско-башкирской карбонатной серии, имеющие хлоридный кальциево-натриевый состав (Хисамов, 2006).

По условиям залегания и типу циркуляции подземные воды серий напорные, пластовые, преимущественно трещинно-карстовые (Овчинников, 1963; Овчинников, 1970). По гидродинамическим характеристикам слабоминерализованные минеральные воды относятся к нижней части зоны активного, а рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава к зоне затрудненного водообмена (Крайнов, 1992).

К началу XX-го века относятся многократные исследования этого источника. Проводятся всесторонние геологические, гидрогеологические, гидрохимические и медицинские исследования Ижевских минеральных вод (М.Э. Ноинский, А.Я. Богородский, К.В. Бенинг, Б.М.Юсупов, М.С. Кавеев и др.).

Однако вопросы формирования Ижевских минеральных подземных вод до сих пор остаются дискуссионными, прежде всего это касается слабоминерализованных вод. На базе имеющихся данных и анализа накопленной геолого-гидрогеологической информации попробуем разобраться в этом вопросе.

В гидрогеологическом отношении территория исследований находится в краевой части Камско-Вятского артезианского бассейна платформенного типа. По данным многих исследователей гидрохимические условия нижней части этого бассейна, как правило, простые. Находящиеся здесь минеральные воды имеют региональное распространение. Более сложные гидрохимические условия характерны для краевых частей бассейна. Воды отличаются разнообразием химического состава. Площадь их распространения обычно не очень велика. При этом не исключается возможность перетекания вод снизу, что и зат-рудняет их изучение (Питьева, 1988).

Питьевая лечебно-столовая минеральная вода характеризуется повышенным содержанием сульфатов, хлоридов, кальция, магния и натрия, бесцветна, без запаха, на вкус слабо горьковато-соленая и выражается по формуле Курлова следующим образом:

$$M4{,}7\frac{SO_4\,62Cl38}{Ca39(Na+K)38Mg33}\,pH7{,}4$$

Как видно из формулы, основными компонентами этого типа вод являются анионы SO^{2-}_4, Cl^- и катионы Ca^{2+}, Mg^{2+} и Na^+.

Учитывая то, что водовмещающие породы представлены известняками и доломитами, появление кальция и магния и натрия в составе вод становится очевидным. Инфильтрационные воды гидрокарбонатно-кальциевого состава, проходя через указанные комплексы и взаимодействуя с образующими их породами, обогащаются вышеотмеченными компонентами. (Самарина, 1977)

Наличие мощных гипсовых прослоек в верхних горизонтах служит причиной появления сульфат - иона, который переходит в инфильтрующиеся воды посредством вымывания и растворения гипса. В результате этого гидрокарбонатный тип воды меняется на сульфатный.

Появление в составе вод анионов хлора также объясняется не однозначно. Одни считают, что в образовании данного типа вод участвуют хлоридные воды, которые поступают из нижележащих водоносных горизонтов по тектоническим нарушениям, другие связывают с процессами осадконакопления. (Хисамов, 2014)

По нашему мнению, появление ионов хлора объясняется поступлением сильноминерализованных хлоридных вод снизу в вышележащие отложения и последующим их разбавлением поступающими сверху менее минерализованными инфильтрационными водами. Надо отметить, что подъем верхней границы хлоридных вод фиксируется участками вдоль северо-восточных границ Камско-Кинельской системы прогибов и Верхнекамской впадины. Эти локальные проявления тяготеют к тектонически раздробленным зонам.

То есть, наряду с литологическими особенностями водовмещающих пород мы допускаем, что на формирование состава минеральных вод на локальных участках может оказывать влияние миграция минерализованных вод из нижележащих горизонтов. По-видимому, в зависимости от интенсивности влияния того или иного из указанных факторов объясняется разнообразие их катионного состава.

Исходя из сказанного, можно предположить, что сульфатно-кальциевый тип вод формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков, которые являются их источником питания.

Глубина и скорость проникновения инфильтрационных вод в недра осадочного бассейна определяются фациальными особенностями пластов-коллекторов и флюидоупоров, гипсометрическим положением областей инфильтрационного питания, степенью тектонической нарушенности пород и другими геологическими условиями.

Воды слабоводоносной локально водоносной алексинско-башкирской карбонатной серии – это хлоридные кальциево-натриевые воды, распространенные и залегающие в гидрогеологически закрытых пластах. Минерализация их значительно выше слабоминерализованных вод, и составляет 180 г/дм^3, по формуле Курлова они имеют следующий состав:

$$M180{,}5\frac{Cl100}{Na66Ca20Mg14}\,pH5{,}15$$

В ионно-солевом составе этих вод среди анионов всегда преобладает хлор, а среди катионов - натрий, изредка кальций. Величины pH для хлоридных кальциевого-натриевых вод обычно находятся в пределах 4—6. Природа этих вод считается седиментогенной. Т.е.они являются теми водами, которые находятся в осадочных породах уже с момента их образования и даже раньше. Видимо, часть воды существовавшего протоводоема захватывалась и увлекалась накапливающимися осадками в виде иловой воды и затем погребалась под новыми слоями осадков (Крайнов, 1980).

Схематичное изображение условий формирования показано на Рис. 1.

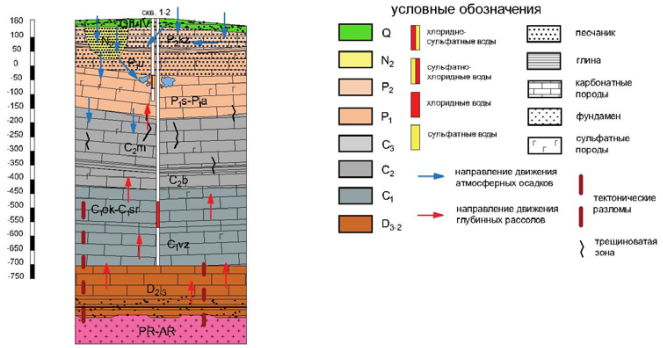


Рис. 1 Схематичное изображение условий формирования минеральных вод санатория «Ижминводы».

Таким образом, можно отметить следующие геолого-гидрогеологические особенности изучаемого района:

- отмечается тесная связь химического состава подземных минеральных вод с составом водовмещающих пород,

- региональные изменения состава вод согласуются с геолого-структурными и тектоническими особенностями рассматриваемой территории;

- приуроченность слабоминерализованных вод сульфатно-кальциевого состава к нижней части зоны активного водообмена указывает на преобладание инфильтрационного питания водоносных комплексов, увеличение в составе вод анионов хлора можно объяснить их поступлением из нижних водоносных горизонтов. Распространение данных слабоминерализованных вод локально. Также отмечена их особенность распространения близ тектонически ослабленных зон;

- рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава, приуроченные к зонам затрудненного водообмена, имеют седиментационное происхождение. Они распространены по всему разрезу отложений зоны затрудненного водообмена.

Крайнов С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. Москва: Недра, **1980**.

Крайнов С.Р., Швец В.М. Гидрогеохимия. Москва: Недра, **1992**.

Овчинников А.М. Минеральные воды (учение о месторождениях минеральных вод с основами гидрогеологии и радиогидрогеологии). Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, **1963**. 383 с.

Овчинников А.М. Гидрогеохимия. Москва: Недра, **1970**.

Питьева К.Е. Гидрогеохимия. Москва: МГУ, **1988.**

Самарина В.С. "Гидрогеохимия". Ленинград: ЛГУ, **1977.**

Хисамов Р.С., Гатиятуллин Н.С., Ибрагимов Р.Л., Покровский В.А. Все о гидрогеологии. «Фэн», Академии наук РТ, **2014**. 351 с.

Хисамов Р.С. Тектоническое и нефтегеологическое районирование территории Татарстана. «Фэн», Академии наук РТ, **2006**. 328 с.

ИСПЫТАНИЯ ГРУНТОВ В УСЛОВИЯХ ТРЁХОСНОГО СЖАТИЯ

Токушева А.
ТОО «ГеоСтройИнвест», Алматы, aizhantokusheva@gmail.com

Для определения прочностных (угла внутреннего трения ϕ, удельного сцепления c, коэффициента фильтрационной консолидации c_v) и деформационных характеристик (модуля деформации E, коэффициента поперечной деформации υ, модуля сдвига G) проводятся испытания в условиях трёхосного сжатия. Исходя из нагрузки на определённый тип грунта выбирается схема испытаний на исследуемые грунты.

Схемы испытаний подразделяются на:

- Консолидированно-дренированное испытание (КД);
- Консолидированно-недренированное испытание (КН);
- Неконсолидированно-недренированное испытание (НН).

КД испытания проводятся для определения характеристик прочности ϕ и c и коэффициента консолидации c_v, водонасыщенных в природных условиях дисперсных грунтов и характеристик деформируемости E и υ для любых дисперсных грунтов. При КД допускается дренирование полностью как при создании всестороннего давления при консолидации, так и при сдвиге. Нагрузка создается постепенно для дренирования образца и невозможности создания избыточного давления при нагружении. При этом поровое давление остается постоянным в течение сдвига и равно его начальному значению. Результаты испытания при КД можно представить и в эффективных напряжениях.

КН испытания проводятся для определения характеристик прочности определения характеристик прочности ϕ и c и коэффициента консолидации c_v для водонасыщенных в природных условиях дисперсных грунтов в полных напряжениях. КН проводятся с измерением порового давления. В испытаниях КН образцы грунта реконсолидируются при заданном всестороннем давлении. КД испытания при определении характеристик прочности являются очень длительными вследствие низкой проницаемостью глинистых грунтов и медленной скорости фильтрации поровой воды. Результаты КН испытаний при определении характеристик прочности используются в задачах, когда грунт может быть консолидирован, а затем подвержен недренированному нагружению (Болдырев, 2014).

НН испытания проводятся с целью определения прочности грунта на сдвиг при дренировании с приложенной нагрузкой на массив грунта основания. Показатели при НН в условиях трёхосного сжатия практически совпадают с показателями в методах одноосного испытания для водонасыщенных грунтов. Но значения прочности в методах одноосного сжатия как правило получаются заниженными вследствие нарушения структуры грунта и разгрузки от бытовых напряжений. При НН испытаниях создается всестороннее давление в результате чего можно восстановить структуру грунта и получить более достоверные данные при обработке результатов испытаний (Болдырев и др., 2015).

Исследования грунтов в условиях трёхосного сжатия проводились в Испытательной Лаборатории. Грунты ненарушенного сложения были отобраны в г. Алматы.

Была задана схема испытания (определение структурной прочности + стадия консолидации). Все испытания были проведены в соответствие с ГОСТ 12248-2010 (ГОСТ 12248-2010, 2012). Результаты испытаний приведены в таблице 1.

Все исследования проводились по одной и той же методике нагружения независимо от типов сооружения, что позволило получить результаты деформационных и прочностных характеристик грунтов и определить участки, сложенные более слабыми грунтами.

Таблица 1 Результаты испытаний в условиях трехосного сжатия

Характеристики грунта	
W, %	24,32
ρ, г/см3	2,13
ρd, г/см3	1,71
ρs, г/см3	2,71
n, %	36,78
e, д.е.	0,58
Sr, д.е.	1,13
Ip, д.е.	7,87
IL, д.е.	0,59
φ, град	26,03
C, МПа	0,17
φ', град	28,18
C', МПа	0,03

№	Давление в камере, МПа	Вертикальная нагрузка, МПа	Поровое давление, МПа	Эфф. давление в камере, МПа	Эфф. Вертикальная нагрузка, МПа	Модуль деформации, МПа	Коэффициент Пуассона	Модуль сдвига, МПа	Модуль объемной деформации, МПа
1	0,100	0,343	-0,001	0,101	0,344	32,185	0,066	15,096	12,360
2	0,200	0,387	0,001	0,199	0,386	49,842	0,005	24,797	16,782
3	0,300	0,468	0,000	0,300	0,468	51,345	0,010	25,418	17,464

Болдырев Г.Г. Малышев М.В. Механика грунтов. Москва: ООО «Прондо», **2015.** 426 с.
Болдырев Г.Г. Методы определения механических свойств грунтов с комментариями к ГОСТ 12248-20. М.: ООО «Прондо», **2014**. 812 с.
ГОСТ 12248-2010. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. Москва: Стандартинформ, **2012**. 77 с.

ОЦЕНКА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СТРОИТЕЛЬСТВА ОБЪЕЗДНОЙ ДОРОГИ В Г. СУРГУТЕ И МЕРОПРИЯТИЯ ПО ОХРАНЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Чернышова Н.А.
ФГБОУ Томский государственный архитектурно-строительный университет, Томск
tisi20080611@mail.ru

Сургутский район - самый крупный в Ханты-Мансийском автономном округе по численности населения и объему промышленного производства. Административный центр района - город Сургут.

Рассматриваемая территория располагается в центральной части Западно-Сибирской равнины и целиком относится к зоне распространения четвертичных озерно-аллювиальных и частично озерных уровней. В течение четвертичного времени она претерпевала несколько крупных этапов рельефообразования. По геоботаническому районированию местность относится к подзоне средней тайги лесной зоны Западно-Сибирской низменности. Проектируемый объект находится на застроенной территории, поэтому растительность отсутствует.

В соответствии со схемой инженерно-геологического районирования Западно-Сибирской плиты, район работ расположен в области преимущественного развития верхнечетвертичных и современных аллювиальных отложений области долины р. Оби.

Над территорией осуществляется меридиональная циркуляция, вследствие которой периодически происходит смена холодных и теплых масс, что вызывает резкие перепады от тепла к холоду.

Климат данного района резко континентальный. Зима суровая, холодная, продолжительная. Лето короткое, теплое. Короткие переходные сезоны - осень и весна. Поздние весенние и ранние осенние заморозки. Безморозный период очень короткий. Резкие колебания температуры в течение года и даже суток.

Среднегодовая температура воздуха - минус 3,4 ºС. Дата первого заморозка осенью - 5.09, последнего - 5.06. Продолжительность безморозного периода 91 день.

Осадков в районе выпадает много, особенно в теплый период с апреля по октябрь - 425 мм, в холодное время с ноября по март - 160 мм, годовая сумма осадков - 585 мм. Соответственно держится высокая влажность воздуха, средняя относительная влажность меняется от 67,8 до 82,1 %. Средняя дата образования снежного покрова -16.10, дата схода - 14.05. Сохраняется снежный покров 207 день.

В течение года преобладают ветры юго-западного направления, в январе также юго-западного, в июле - северного направлений. Средняя годовая скорость ветра - 4,3 м/с, средняя за январь - 4,0 м/с и ср

В геоморфологическом отношении участок изысканий приурочен к I, II, III надпойменным террасам и пойме р.Обь с абсолютными отметками 32,62-45,71 м. Автомобильная дорога частично проходит по пойме р.Обь и пересекает старичное озеро.

В геологическом строении участка изысканий, до разведанной глубины 5,0- 30,0 м, принимают участие, аллювиальные отложения четвертичной системы.

В гидрогеологическом отношении исследуемый район расположен в центральной части Западно-Сибирского артезианского бассейна, в вертикальном разрезе которого выделяется пять гидрогеологических комплексов.

Каждый из выделенных комплексов состоит из ряда водоносных и водоупорных горизонтов, находящихся между собой в определенных взаимоотношениях, определяющих гидрогеологический облик комплекса.

Гидрогеологические условия района работ характеризуются наличием водоносного горизонта подземных вод, приуроченного к четвертичным отложениям. Водоносный горизонт поровый, безнапорный. Водовмещающими породами являются пески мелкие, пылеватые, средней плотности и плотные и супеси пластичные

Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока напорных вод из нижележащих горизонтов. Разгрузка подземных вод идет в ближайшие реки и ручьи. В общем виде конфигурация пьезогидроизогипс подземных вод повторяет рельеф местности.

Физико-механические показатели свойств грунтов определялись по данным проведенных лабораторных работ.

В результате анализа значений частных показателей физико-механических свойств грунтов с учетом геологического строения и литологических особенностей грунтов выделено девять (ИГЭ) инженерно-геологических элементов.

Физико-механические свойства горных пород (грунтов) приведены в таблице (Отчетная техническая документация…, 2015).

Таблица 1 Физико-механические свойства грунтов

Номер ИГЭ	Разновидность грунта	Физико-механические характеристики грунта							
		плотность грунта, г/см^3	плотность сухого грунта, г/см^3	плотность частиц грунта, г/см^3	природная влажность, д.ед.	коэффициент пористости,	модуль деформации МПа	удельное сцепление, МПа	угол внутреннего трения, °С
ИГЭ-17	Насыпной грунт: песок мелкий, малой степени водонасыщения, с примесью строительного мусора и органических веществ	1,66-1,74 1,71	1,58-1,64 1,61	2,64-2,65 2,65	4,9-6,7 5,8	0,61-0,67 0,64	20	-	-
ИГЭ-2а	Песок мелкий, средней плотности, малой степени водонасыщения	1,67-1,75 1,72	1,57-1,62 1,61	2,64-2,65 2,65	5,8-8,5 6,6	0,64-0,69 0,66	28	2	32
ИГЭ-2	Песок мелкий, средней плотности, насыщенный водой	1,88-1,96 1,93	1,59-1,64 1,61	2,36-2,66 2,65	16,3-22,9 19,4	0,62-0,66 0,64	24	2	32
ИГЭ-3	Песок мелкий, плотный, насыщенный водой	2,02-2,07 2,04	1,67-1,73 1,70	2,62-2,65 2,64	18,6-23,7 20,4	0,52-0,58 0,56	37	4	36
ИГЭ-4	Песок пылеватый, средней плотности, средней степени водонасыщения и насыщенный водой с прослоями супеси	1,92-1,97 1,95	1,61-1,64 1,62	2,65-2,66 2,65	17,3-22,4 20,6	0,61-0,65 0,64	19	4	30
ИГЭ-9	Песок средней крупности, средней плотности, насыщенный водой	193-1,98 1,95	1,62-1,68 1,65	2,64-2,66 2,65	17,2-19,8 18,5	0,59-0,63 0,61	34	1,4	36
ИГЭ-6б-1	Суглинок текучепластичный с примесью органических веществ	1,82-1,91 1,87	1,35-1,50 1,44	2,59-2,68 2,64	23,6-34,5 29,0	0,78-0,91 0,84	3,1	12	17
ИГЭ-6в-1	Суглинок мягкопластичный с примесью органических веществ	1,87-1,94 1,90	1,45-1,56 1,50	2,63-2,68 2,66	24,5-31,0 27,5	0,71-0,83 0,78	4,3	14	23
ИГЭ-7б	Супесь пластичная	1,89-1,94 1,93	1,51-1,60 1,57	2,66-2,68 2,67	20,2-25,2 22,9	0,67-0,76 0,70	5,3	14	22

Примечание: в числителе – min-max значения показателя; в знаменателе – нормативное значение показателя.

При строительстве неизбежно антропогенное воздействие на грунты. На данном этапе оно не выражается в глобальном изменении рельефа.

К специфическим грунтам на площадках изысканий в соответствии с СП 11- 105-97 (Инженерно-геологические изыскания…, 1977), часть III, отнесены техногенные, сезонномерзлые грунты, суглинки текучепластичной и мягкопластичной консистенции, с примесью органических веществ.

Район изысканий относится к зоне развития сезонномерзлых грунтов. У поверхности в зимний период грунты будут промерзать, летом оттаивать.

К специфическим грунтам относятся техногенные грунты, которые присутствуют с поверхности практически повсеместно по всей застроенной территории. Мощность насыпного грунта 0,8-1,5 м. Техногенные грунты представлены песком мелким, малой степени водонасыщения, с примесью строительного мусора и органических веществ. По давности отсыпки относятся к слежавшимся грунтам.

При проектировании следует учесть прохождение сваями на всю мощность техногенных грунтов и слабых (текучепластичных суглинков с примесью органических веществ).

В районе работ имеют место процессы сезонного промерзания и морозного пучения.

Промерзание грунтов начинается с переходом среднесуточной температуры воздуха через 0 °С в область отрицательных значений в конце сентября - начале октября. Более интенсивно оно происходит на лишенных почвенного покрова минеральных грунтах.

Среди криогенных процессов, происходящих на территории, ведущая роль принадлежит процессам морозного пучения грунтов. Они имеют практически повсеместное распространение.

Процессы сезонного промерзания и сопровождающие их процессы физического и химического выветривания способствуют систематическому изменению характера сложения грунтов – их разуплотнению.

Сейсмичность района изысканий составляет 5 баллов.

Воздействие на экосистемы территории включает:

- выбросы загрязняющих веществ в атмосферу от работающей техники;
- возможное изменение на участке изысканий характера растительности;
- механическое нарушение почвенного покрова;
- шумовое воздействие (фактор беспокойства для животных).

Движение колесной техники вне дорог осуществляется только зимой по существующим зимникам без существенного воздействия на почвенно-растительный покров. Движение гусеничной техники выполняется только в полосе постоянного или временного отвода земли под строительство автомобильных дорог, ВЛ, трубопроводов и других линейных сооружений.

СП 11-105-97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть I. Общие правила производства работ. Госстрой России, **1977**.

Отчетная техническая документация по инженерным изысканиям. Книга 2. Инженерно-геологические изыскания. Объездная автомобильная дорога г. Сургута.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ПОСТОЯННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ТОКА НА СВОЙСТВА ГЛИНИСТОГО ГРУНТА

Шараев Д.В., Хомутинников С.Н.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
dv.sharaev@gmail.com

На сегодняшний день наша страна является активным поставщиком углеводородного сырья. Крупнейшие игроки рынка спонсируют строительство и эксплуатацию большого количества нефте- и газопроводов. Для поддержания их стабильно рабочего состояния они подвергаются комплексной защите от химической и электрохимической коррозии. С целью минимизации коррозионных потерь трубопроводы подлежат покрытию изоляционным материалом и катодной защите (Улиг и др., 1989). Однако при длительной использовании подземных коммуникаций изоляционные покрытия разрушаются, а высокие токи, подаваемые на трубопроводы, могут существенно изменить свойства близлежащих тонкодисперсных грунтов.

В результате проведённого исследования была получена и теоретически обоснована закономерность изменения свойств глинистого грунта от катода к аноду. В качестве опытного образца был использован монолит кембрийской глины размером 400x250x250 мм, который в течение 44 суток был подвержен воздействию постоянного электрического тока. Вследствие электроосмотического перемещения воды влага, содержащаяся в глине, переместилась от анодной зоны к катодной (Нестеров и др., 2018), а в результате электрофореза существенно изменился гранулометрический состав катодной зоны грунта. Содержание частиц глинистой фракции уменьшилось в 1,5 раза по сравнению с исходным образцом, а содержание песчаной фракции возросло на 9,58%, что обусловлено миграцией глинистых частиц в сторону анода. Плотность грунта в катодной зоне уменьшилась с 2,10 до 1,91 г/см^3, а пористость, соответственно, увеличилась с 37,7 до 44,8%. Столь серьёзные изменения грунта могут вызвать различные проблемы при его эксплуатации, поэтому их следует учитывать при оценке инженерно-геологических условий территории.

Нестеров Д.С. Королёв В.А. Изменение физико-химических свойств глин при электроосмосе // Геология в развивающемся мире. **2018**. Т. 3. С. 98-101.
Улиг Г.Г., Реви Р.У. Коррозия и борьба с ней. Введение в коррозионную науку и технику. Ленинград: Химия, **1989**. 456 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕСУЩЕЙ СПОСОБНОСТИ СВАЙ ПО ДАННЫМ СТАТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ГРУНТОВ НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА КАЗАНИ

Яббарова Е.Н., Латыпов А.И.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
yabbarova.en@mail.ru

Для оценки инженерно-геологических условий площадки изысканий используется множество полевых методов. Одним из наиболее актуальных и простых испытаний для оценки состава, свойств и показателей состояния грунта в условиях естественного залегания является статическое зондирование. Основными измеряемыми параметрами при статическом зондировании согласно ГОСТ 19912-2012 для зонда типа I являются удельное сопротивление грунта под наконечником (конусом) зонда q_c и общее сопротивление грунта

на боковой поверхности Qs, для зонда II типа – удельное сопротивление грунта под конусом зонда q_c и удельное сопротивление грунта на участке боковой поверхности зонда fs (ГОСТ 19912).

При проектировании свайных фундаментов используются различные способы расчета несущей способности свай. Полученные значения несущей способности, рассчитанные по действующим нормативным документам, часто не совпадают с данными натурных испытаний статической нагрузкой, что обуславливает необходимость корректировки таблиц СП 24.13330 «Свайные фундаменты» с учетом региональных особенностей территории застройки (СП 24.13330).

На территории г. Казани залегают отложения шести надпойменных террас р. Волги. Террасы характеризуется слабохолмистым рельефом с перепадом высот от 50,4 м до 145,1 м. Основание террас представлено коренными отложениями казанского яруса, сложенными плотными светло-серыми доломитами. Коренные породы с поверхности перекрываются чехлом четвертичных отложений, представленными аллювиально-делювиальными отложениями, которые участками переходят в болотно-озерные отложения. Разрез четвертичных отложений венчают современные техногенные грунты.

Авторами проанализированы данные статического зондирования верхнечетвертичных водонасыщенных элювиальных песков на объекте изысканий «Дворец водных видов спорта» г.Казани. Исследование показало, что среднее значение предельных сопротивлений сваи по результатам статического зондирования составило 924,8 кН, а среднее значение предельного сопротивления забивной сваи статической нагрузкой составило1368,3 кН, т.е. расхождение между двумя определениями достигает 1,7 раз (табл.1).

Таблица 1 Результаты испытания свай статической нагрузкой и по данным статического зондирования

№ сваи	размер (см) / длина (м)	Предельное сопротивление, определенное по данным статического зондирования F_d, кН	Предельное сопротивление, определенное по данным статической вдавливающей нагрузкой F_d, кН	Расхождение	Грунт под нижним концом сваи
16	30x30 / 7.7	500	1200	2.2	Водонасыщенный песок
21	30x30 / 8.68	1077	1330	1.4	
513	30x30 / 8.58	800	1500	2.3	
769	35x35 / 8.6	1200	1600	1.6	
2062	35x35 / 8.71	932	1100	1.25	
4739	35x35 / 7.3	1040	1480	1.7	

Аналогичное несоответствие выявлено и для других грунтовых площадок территории Республики Татарстан. В настоящий момент проанализированы данные нескольких тысяч точек статического зондирования грунтов.

Анализ полученных результатов показал, что основной причиной несоответствия является использование рекомендуемых СП 24.13330 коэффициентов перехода от сопротивления зондированию под наконечником зонда к предельному сопротивлению грунта под нижним концом сваи. Например, согласно СП 24.13330 значения коэффициентов бета для свай исследуемой площадки находится в диапазоне 0,26-0,40. В то же время для получения реальных значений сопротивлений свай указанный диапазон должен быть 0,43-0,60.

Наиболее перспективным способом решения данного несоответствия предлагается создание частных региональных таблиц по данным статического зондирования грунтовых оснований, а в дальнейшем - территориальных строительных норм с учетом региональных особенностей г. Казани и Республики Татарстан, что позволит повысить точность инженерно-геологических изысканий и увеличить экономическую рентабельность строительства.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90089.

ГОСТ 19912-2012. Методы полевых испытаний статическим и динамическим зондированием.

СП 24.13330-2011. Свайные фундаменты.

Прикладная геология и геофизика

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ КУОЛАЯРВИНСКОЙ ЗОНЫ

Булаев С.К.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
st047239@student.spbu.ru

Часто в пределах докембрийских щитов в зонах широкого распространения разломов активно развиваются метасоматиты, в частности щелочно - карбонатные метасоматиты (альбититы, эйситы). Последнее время уделяется активное внимание ученых этим образованиям, по причине приуроченности к таким зонам концентраций рудных элементов (в частности U, Th, Au). Также подробное изучение состава и стадийности (истории) образования метасоматитов, структурно-тектонический контроль имеют важное значение для оценки ресурсов и запасов конкретных геологических объектов (Афанасьев и др., 1969). Куолаярвинская структурная зона перспективна в отношении поисков, оценки и промышленной добычи урана и золота. На территории данной структуры уже выявлено золото-кварцевое коренное месторождение золота Майское и несколько золото-урановых рудопроявлений (Озерное и Лагерное).

В результате работ по геологическому до изучению территорий оживился интерес к недостаточно изученному, но крайне перспективному золото-урановому рудопроявлению Лагерное. В ходе написания работы изучались препараты с данного рудопроявления. Имеется множество объектов аналогов позволяющих облегчить изучение и в ускоренном режиме установить геолого-генетический тип рудопроявления. Также данная территория обладает достаточно развитой инфраструктурой и характеризуется близостью к крупным городским агломерациям (Кандалакша, Ковдор, Апатиты, Мончегорск, Мурманск) (Богданов Ю.Б., 2009).

Актуальность темы также подкрепляется тем фактом, что Куолаярвинская структура площадь на территории республики Карелии на которой прослеживается вулканогенно-осадочные комплексы раннепротерозойского возраста с золото-урановым оруденением с территории сопредельной Финляндии. Соседствующие пояса Киттиля, Куусамо, Перапохиа обладают значительными запасами золота и комплексных руд (железо, кобальт, уран). Месторождение Суурикуусико и группа золото-урановых месторождений Ромпас активно разрабатываются и приносят 6-7 тонн золота и попутные компоненты.

В пределах Куолаярвинской структуры таких крупных месторождений не выявлено. Такое значительное различие в рудоносности может быть связано как с недостаточно изученностью, так и с различиями в геологическом строении и развитии территории.

Фактическим материалом послужили образцы, отобранные в ходе работ по объекту «ГДП-200 листов Q-35-XII,XVIII» в пределах Куолаярвинской структуры в 2015 г. (бороздовое опробование, штуфное, сколковое, материал керна), из которых были изготовлены 32 шлифа, 6 прозрачно полированных пластинок и 3 аншлифа с рудной урановo-сульфидной минерализацией. (Богданов, 2009)

Также результаты анализа и обобщения авторской геологической документации (Отчет «ГДП-200 листов Q-35-XII, XVIII Куола-Панаярвинская площадь»), фондовых (Отчет партии №17 Невского ПГО за 1977-1979 г.г., Том 1) и опубликованных данных в открытых источниках (Геология Карелии от архея до наших дней, 2011) по рассматриваемой территории.

В процессе выполнения работы проводились различные исследования и анализы:

- петрографическое исследование (проведение фотодокументации);
- исследование препаратов в отраженном свете с применением микроспектрофотометра и микротвердометра (проведение фотодокументации);

- исследование состава минералов на микрорзонде;
- изучение состава газово-жидких включений с помощью Рамановской спектроскопии и метода гомогенизации.



Рис. 1 Спектр комбинационного рассеивания. Максимальный пик маркирует газовую фазу N_2 (Данные получены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель»)

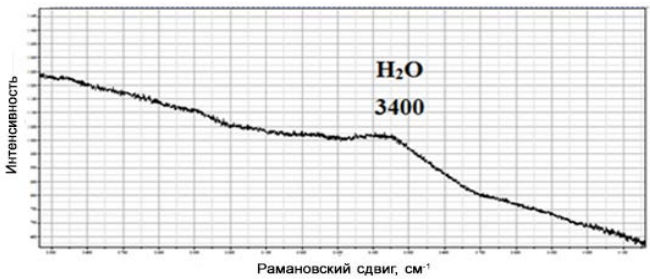


Рис. 2 Спектр комбинационного рассеивания. Характерное искривление в виде ступени диагностирует H_2O (Данные получены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель»).

В результате проведенных мною исследований по изучению особенностей вещественного состава и геологического строения щелочно-карбонатных метасоматитов рудопроявления Лагерное сделан комплекс выводов:

1. Породы рудопроявления Лагерное представлены интенсивно метасоматически измененными породами, среди которых типизированы альбититы, эйситы, кварц-карбонатные метасоматиты, кварц-актинолитовые метасоматиты, кварц-актинолит-биотитовые метасоматиты, эпидотизированные метасоматиты;
2. Метасоматиты участка Лагерное формировались по метаосадочным образованиям – метапесчаникам, метаалевролитам;
3. Из эпигенетических процессов в породах наиболее широко представлены альбитизация, карбонатизация и окварцевание. Проявлены также амфиболизация и биотитизация. В меньшей степени отмечаются эпидотизация, хлоритизация и весьма слабая серицитизация;
4. Состав газовожидких включений в кварце: газ - N_2, жидкость - H_2O. Температура гомогенизации 332 °С, можно судить о низкотемпературном характере метасоматоза и повышенной щелочности процесса окварцевания;

5. В последовательности образования рудных парагенезисов установлены: породный, ураново-ториевый, сульфидный, низкотмепературный, гипергенный;
6. Рудопроявление Лагерное перспективно на урановорудную минерализацию, приуроченную к этапу альбитизации (метасоматическое преобразование пород).

Таблица 1. Последовательность формирования рудных парагенезисов на рудопроявлении Лагерное

Парагенезисы / Минералы	Породный	Ураново-ториевый	Сульфидный	Низкотемпературный	Гипергенный
Магнетит	+				
Ильменит	+				
Уранинит		+			
Рутил-а		+			
Ураноторит		+			
Торит		+			
Сфалерит			+		
Пирит			+		
Халькопирит			+		
Галенит-а			+		
Молибденит			+		
Рутил-б				+	
Гематит				+	
Галенит-б				+	
Азурит					+
Малахит					+
Гидрогематит					+

Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И., Терновой В.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения Ленинград: Наука, **1969.** 288 с.

Богданов Ю.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 – Апатиты. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ **2009.**

Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН (Петрозаводск, 24-26 мая 2011 года) Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, **2011.**, 220 с.

Геологический отчет «ГДП-200 листов Q-35-XII, XVIII Куола-Панаярвинская площадь, **2006.**

СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЙ И СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЧЕБНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ

Власенко М.С.
Казанский федеральный университет, Казань, mariya.vlass@yandex.ru

Северная часть Самарской области с начала 30-х годов изучалась различными геологическими и геофизическими методами. Грави-, магнито- и электрометрические съемки применялись на ранних стадиях изучения как рекогносцировочные и региональные исследования. В качестве поисковых методов использовались структурное бурение, а с начала 50-х годов и сейсморазведка. Для изучения геологического строения месторождений используется большое количество методологических подходов. Одним из них является сейсмофациальный анализ.

Сейсмофациальный анализ - одна из наиболее результативных технологий интерпретации сейсмических данных. В программно-технологическом комплексе компании Paradigm реализованы алгоритмы, позволяющие не только выделять сейсмофации, но и отождествлять их с определенными литотипами геологического разреза. Сейсмофация объединяет группу отражений, характеризующихся схожим набором параметров, таких как конфигурация, непрерывность, амплитуда, частота и т.д. Прямой корреляции между определенным типом рисунка волновой картины и литологическим составом пород не существует. Кроме того, для каждой площади выделяются свои сейсмофации, приуроченные к определенному типу пород. Метод сейсмофациального анализа помогает уменьшить процент неверного прогноза свойств в межскважинном пространстве, уменьшить степень неопределенности (Ухлова и др., 2013).

Целью данной работы является восстановление обстановки осадконакопления и прогноз литофаций с помощью группирования входных данных, а именно, классификации участков трасс по их форме. Наиболее эффективной считается классификация участков трасс использованием технологии нейронных сетей. Ключевой способностью нейронных сетей является выявление устойчивых зависимостей в условиях встречающихся помех и отражение всех тонкостей сейсмического волнового поля, что позволяет повысить точность результата при оценке коллектора (Ольнева, 2018).

В начале работы форма трасс определяется как функция скорости изменения трассы от одного её отсчёта к другому, т.е. наклонами отрезков трассы между соседними отсчетами. В связи с этим форма является более значимым моментом, поскольку следующий этап – подбор модельных трасс. Их число фиксируется и рассматривается как число различных классов трасс. Путем проб и ошибок система изменяет модельные трассы при каждой итерации для подбора окончательных форм, которые будут наиболее полно описывать весь диапазон изменения волновой картины по площади. Сравнивая модельные трассы с реальными сейсмическими данными, каждой реальной трассе присваивался номер того класса, к которому данная трасса наиболее близка по «идентичности» (Малярова, 2006). Окончательный результат представляет собой карту сейсмофаций и набор модельных трасс, которые описывают разнообразие форм сигналов по всей площади в заданном интервале.

Кроме вышеописанных карт, для интерпретации результатов рассчитывались карты корреляции всех трасс для каждой модели отдельно. Число таких карт соответствует числу классов или моделей фаций. Их анализ также помогает выделить зоны с подобными и резко отличающимися условиями осадконакопления. В итоге, для изучаемого интервала верхнедевонских отложений в результате сейсмофациального анализа выявлены и закартированы зоны простирания линейных прогибов и рифов вдоль береговой линии.

Малярова Т. Н., Иванова Н. А., Современные методы сейсмофациального анализа на реальных примерах Тезисы докладов VII Международной научно-практической конференции Геомодель-2006, **2006**. 136 с.

Ольнева Т. В. Сейсмофациальный анализ. Образы геологических процессов и явлений в сейсмическом изображении. Издательство Институт компьютерных исследований, **2018**. 152 с.

Ухлова Г. Д., Соломатин В. В., Штифанова Л.И., Чернышова Т.И. Сейсмофациальный анализ возможности прогнозирования литотипов пород по данным сейсморазведки. Новосибирск: Издательство Рос. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ ; Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука., **2013**. С. 227-230.

БАТИМЕТРИЯ И МОЩНОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

Гинга М. С., Григорьева С. Д.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
mginga@list.ru

Георадиолокация является эффективным инструментом при исследованиях пресноводных водоемов, в том числе при изучении замерзших пресноводных водоемов (Кашкевич и др. 2016). При применении данного метода возможно определение профиля дна и мощности донных отложений, а также обнаружение затопленных объектов (Попов и др. 2017). Новой областью применения георадаров является исследование границы между пресной и соленой водой в устьевых областях рек, впадающих в море. Использование данных об амплитуде отраженного сигнала открывает возможность определения коэффициента поглощения, электропроводности воды, и ее минерализации (Бобров и др. 2009).

Целью данного исследования является поиск каменистых развалов в донных отложениях озер, что позволит сделать выводы об обстановке их формирования в условиях физического выветривания.

Задачей данной работы является обработка полученных радарограмм, определение глубины озер, определение мощности доннных осадков, а также построение общего профиля дна. Работы проводились на территории Заповедника «Смоленское поозерье» на озерах Сапшо, Городище и Лошамье.

Методика выполнения работ:

Георадар был установлен на дно лодки, после чего были пройдены профили через каждое из озер. В результате были получены следующие радарограммы (рис. 1).



Рис. 1 Пример полученной радарограммы

Радарограммы впоследствии были привязаны к навигации Garmin и подверглись дальнейшей обработке и фильтрации в программе «Gaea», после чего был произведен экспорт файлов ASCII, в которых содержалась информация о навигации и глубинах залегания разных слоев профиля. Далее в программе Surfer был построен общий профиль, на котором определена глубина дна, был составлен профиль дна, а также определена мощность иловых отложений. К тому же по характерным дифракционным картинам были обнаружены каменистые развалы в донных осадках.

Подводя итоги, можно сказать о том, что закономерности между глубинностью и расположением основных масс донных осадков абсолютно разные для двух исследуемых озёр. В случае оз. Городище области с максимальной глубиной совпадают с местами залегания самых мощных толщ ила. В то время, как для озера Лошамье этого не было замечено, распределение донных отложений не соответствует глубинным зонам озера.

Максимальная глубина озера Городище составляет 4,7 м, средняя – 2 м, максимальная мощность донных осадков 2,9 м, средняя мощность – 2 м. Эти значения позволяют утверждать то, что, несмотря на относительно небольшую глубину озера, иловые отложения имеют весьма большую мощность. В случае озера Лошамье наблюдаются несколько другие данные. Максимальная глубина озера – 13,5 м, среднее значение глубины – 6 м. Максимальная мощность иловых отложений – 1,4 м, средняя – 70 см. Несмотря на внушительную глубину озера, донные осадки имеют сравнительно небольшую мощность.

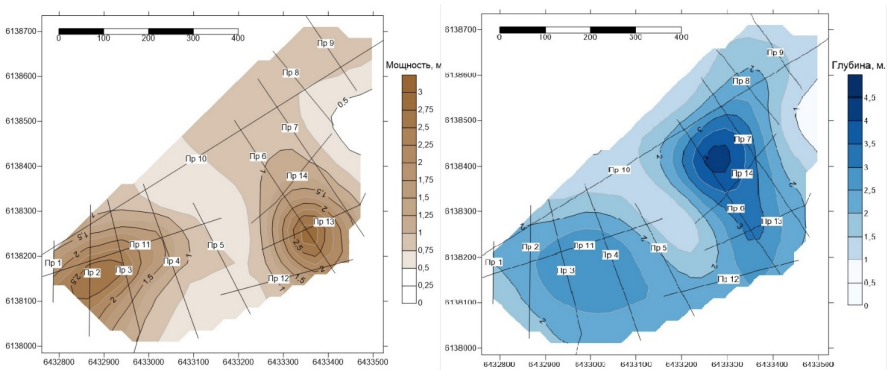


Рис. 2 Карты батиметрии и мощности донных отложений озера Городище.

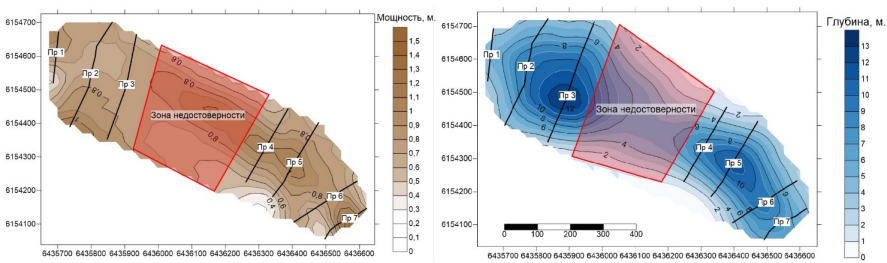


Рис. 3 Карты батиметрии и мощности донных отложений озера Лошамье.

Полученные данные станут основой для проведения геоэкологических работ и анализов. Представленные в работе результаты могут быть интерпретированы для определения конечной миграции поллютантов в донных осадках.

Также результатом стало определение максимальной глубины залегания объекта, который способен зарегистрировать георадар. На озере Лошамье, на глубине свыше 10 м. объекты практически не регистрировались. К этой особенности работы георадара можно добавить помехи, возникшие из-за работающих мобильных телефонов и отображающиеся на радарограммах.

Кашкевич М.П., Попов С.В., Миннебаев Д.Д., Салихов Т.М., Черненко Ю.И., Трушевский В.Л. Применение георадиолокации для изучения замёрзших пресноводных водоёмов (на примере озера Суури, Ленинградская обл.) // Труды V Всероссийской конференции «Ледовые и термические процессы на водных объектах России», г. Владимир, 11–14 октября, **2016**. С. 231–237.

Попов С.В., Кашкевич М.П., Кашкевич В.И., Харитонов В.В., Йовенко Е.В. Удельное поглощение электромагнитных волн дециметрового диапазона в воде Ладожского озера, Ленинградская область // Проблемы Арктики и Антарктики, **2017**. № 2(112). С. 43–49.

Бобров, Н. Ю., Крылов, С.С., Киселев, Е.Ю., Пряхина, Г.В., Федорова, И.В. Применение георадиолокации гидрологии. В: Записки горного института. **2009**; Т. 183, С. 219-223.

СЕЙСМОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПО ДАННЫМ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ НА УЧЕБНОЙ ПЛОЩАДИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Губайдуллина Ю.В., Платов Б.В.

Казанский (Приволжский) Федеральный Университет, Казань geofak@kpfu.ru

На территории Республики Татарстан располагаются месторождения с палеоканалами, в которых сосредоточены существенные запасы углеводородов. В некоторых случаях их трудно выделить, поэтому в таких ситуациях применим метод сейсмофациального анализа.

Сейсмофациальный анализ является одним из самых востребованных методов комплексной геологической интерпретации сейсмических данных. Целью сейсмофациального анализа является не просто районирование территории по форме сейсмической записи, а восстановление обстановок осадконакопления и прогноз литофаций с помощью данных сейсморазведки. (Ольнева, 2018).

Исследуемая территория приурочена к Южно-Татарскому своду Республики Татарстан. (Буров, 2003).

В качестве исходных данных были использованы несколько скважин, данные 3D сейсморазведки площадью 71,83 км^2 и данные каротажа 83 скважин.

В ходе работы была выполнена классификация сейсмотрасс по форме сигнала. На первом этапе реальные трассы в интересующем интервале систематизируются по форме. Форма определяется как функция скорости изменения трассы от одного её отсчета к другому, т.е. наклонами отрезков трассы между соседними отсчетами.

На втором этапе определяются формы модельных трасс. Их количество фиксируется пользователем и рассматривается как число различных классов трасс. Система изменяет

модельные трассы при каждой итерации для подбора окончательных форм, которые бы наиболее полно описывали весь диапазон изменения волновой картины по площади.

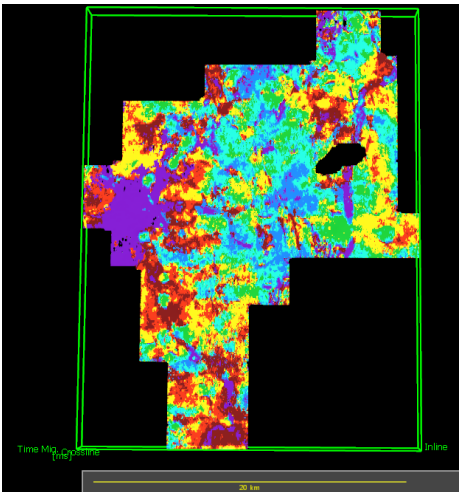


Рис.1 Карта классификаций отложений тульского горизонта по форме сейсмического сигнала.

На третьем этапе модельные трассы последовательно сравниваются с реальными сейсмическими данными (трасса за трассой). Каждой реальной трассе присваивается номер того модельного класса сейсмофаций, к которому данная трасса наиболее близка по критерию идентичности. Окончательный результат представляет собой карту сейсмофаций и набор модельных трасс, которые совместно описывают разнообразие форм сигналов по всей площади в заданном интервале. В процессе классификации учитывается расположение каждой трассы относительно соседней трассы. Поэтому сейсмофации, опознанные в результате классификации, распределены по площади в порядке, имеющем логический смысл (т.е., данные, классифицированные как фации 1, расположены системно по форме геологического тела). (Ухлова, 2013).

В результате была получена карта классификаций отложений тульского горизонта по форме сигнала (рис. 1). На полученной карте также отчетливо видны 3 палеоканала (рис.2). Наиболее крупный, простирающийся с юга на север территории (обозначен синим цветом), а также несколько прогибов юго-восточного-северо-западного простирания (обозначены черной стрелкой). Также на юго-западной части выделяются геологические объекты, связанные с поднятиями (обозначены красным) (рис.2). По форме и взаимному расположению данные объекты могут быть отнесены к рифогенным постройкам. (Ларочкина, 2013).

В ходе работы было предположено наличие следующих фаций на исследуемой территории. Предполагается наличие фации аллювиальных отложений и фации опресненных бассейнов.

Фация аллювиальных отложений характеризуется широким развитием песчаников, алеврито-глинистых пород и отложений рек. Такие фации формируются постоянными водными потоками в речных долинах. При интерпретации скважинных данных, описываемые горные породы были обнаружены в скважинах, находящихся в палеоканалах (фиолетовый цвет) (рис.1).

Фации опресненных бассейнов в основном представлены мелкозернистыми отложениями такими как песчано-глинистые и глинисто-алевролитовые горные породы. Они возникают из-за притока пресной воды, преимущественно из речных долин, в водный бассейн, более или менее обособленный от моря. По данным ГИС породы этой фации были обнаружены в скважинах, находящихся на небольшом отдалении от палеоврeза (голубой и зеленый цвет) (рис.2). (Крашенинников, 1971).

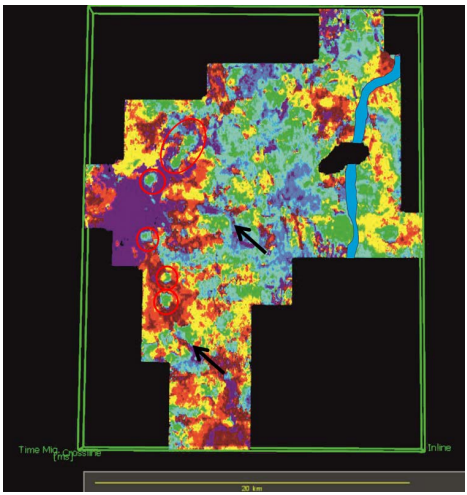


Рис. 2. Карта классификаций отложений тульского горизонта по форме сейсмического сигнала с обозначениями.

Работа была выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования по субсидиям, выделенным Казанскому федеральному университету в рамках государственной программы повышения конкурентоспособности среди ведущих мировых центров науки и образования.

Буров Б. В. Геология Татарстана: стратиграфия и тектоника М.: Геос**, 2003**. 402 с.

Крашенинников Ф. Учение о фациях, М.: Высшая школа, **1971**. 368 с.

Ларочкина И.А. Концепция системного геологического анализа при поисках и разведке месторождений нефти на территории Татарстана, Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, **2013**. 232 с.

Ольнева Т.В. Сейсмофациальный анализ. Образы геологических процессов и явлений в сейсмическом изображении. Издательство Институт компьютерных исследований, **2018**. 152 с.

Ухлова Г.Д., В.В. Соломатин, Л.И. Штифанова, Т.И. Чернышова Сейсофациальный анализ и возможности прогнозирования литотипов пород по данным сейсморазведки, Рос. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ ; Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука., Новосибирск, **2013**. С. 227-230.

ПРИРОДА РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО NB-TA- ZR -HF-РЗЭ ОРУДЕНЕНИЯ В УГЛЯХ КУЗБАССА И МИНУСИНСКОГО БАССЕЙНА

Еремеева В.В., Вергунов А.В.
Национальный исследовательский «Томский политехнический университет», Томск,
vlada.eremeeva1996@yandex.ru

Уголь является геохимическим барьером, обуславливающим накопления различных химических элементов, благоприятен для формирования в угольных пластах геохимических аномалий. Высокий спрос на редкие металлы и появление новых технологий переработки сырья дают зеленый свет для освоения новых типов редкометалльно-угольных месторождений (Seredin, Finkelman, 2008; Arbuzov et al., 2019).

Впервые Nb-Ta-Zr-Hf-РЗЭ оруденение было выявлено 1989 г. В.В. Ершовым в углях Кузнецкого бассейна, но детального исследования не проводилось из-за ограниченных технических возможностей. Позднее подобного типа руды были выделены в углях Минусинского бассейна (Арбузов и др., 2003). В последнее десятилетие этот комплекс элементов был отмечен в близких по составу рудах Китая. (Dai et al., 2010, 2012).

В данной работе исследованы основные минералого-геохимические особенности Nb-Ta-Zr-Hf-РЗЭ оруденения в углях, на примере XI пласта Кузнецкого и XXX пласта Минусинского бассейнов, и рассмотрена природа его формирования.

Кузнецкий бассейн расположен на юге Западной Сибири, в основном па территории Кемеровской области. Объектом исследования выступает пласт XI, выявленный в составе кемеровской свиты на юге Кузнецкого бассейна. Кузнецкая межгорная впадина сформировалась в карбон-пермское время на палеозойском фундаменте. В области сноса бассейна угленакопления наряду с терригенно-карбонатными отложениями распространены вулканогенные толщи преимущественно базитового, щелочно-базитового состава, разнообразные интрузивные массивы кислого, щелочного и основного состава, многочисленные эндогенные месторождения и проявления цветных и редких металлов (Арбузов и др., 2000).

Минусинский угольный бассейн расположен в одноименной котловине, окруженной среднегорными сооружениями Кузнецкого Алатау на западе, Западного Саяна – на юге и юго-востоке и Восточного Саяна – на востоке. Угленосная формация бассейна включает отложения от нижнего карбона до верхней перми включительно (Угольная база, 2002). Объектом исследования Минусинского бассейна послужил пласт XXX, который сохранился от эрозии лишь в центральной части Изыхского каменноугольного месторождения. Он имеет сложное строение, состоит из нескольких угольных пачек, разделенных породными прослоями.

Определение содержаний химических элементов в углях и золе углей проводилось инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА) и методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Полученные данные обрабатывались методом математической статистики и рассчитывались средние значения. Для оценки содержания элементов-примесей в угольном пласте была использована методика расчета средневзвешенного содержания с учетом мощности интервалов опробования.

Данные, полученные методом ICP-MS и ИНАА, показали, что угли, а особенно золы улей обоих пластов характеризуются аномально высокими концентрациями Nb, Ta, Zr, Hf, Be, Y, REE по сравнению с кларком (Ketris, Yudovich, 2009). Также повышенными содержаниями обладает следующий спектр элементов: Ni, Zn, Ga, Mo, Ba, Pb и Th. Для XXX пласта Изыхского месторождения характерно аномально высокое содержание Sr и Se.

Распределение химических элементов, в рассматриваемых угольных пластах, показывает, что аномальные концентрации Ta-Nb-Zr-Hf-REE и некоторых других элементов сосредоточены на контакте с породными прослоями, которые представлены преобразованным вулканическим материалом – тонштейнами (рис.1, 2). Высокие концентрации над тонштейном и под ним говорят о перераспределении химических элементов при помощи водных растворов в процессе преобразования пирокластики при формировании угольного пласта (Arbuzov et al., 2019).

Исходный состав, из которого сформировались прослои, подвергся значительным преобразованиям. Согласно исследованиям Д.А. Спирса при преобразовании пеплового материала в тонштейн, происходит потеря Si, Na и K (Spears, 2012). Для реставрации состава исходного вещества используется комплекс методов основанных на соотношении инертных элементов, таких как Ti, Nb, Zr, Y.

Существует несколько методов восстановления исходного состава вулканогенной пирокластики, тонштейнов. Одним из них является классификационная диаграмма Винчестера и Флойда, а также титановый модуль (TiO_2/Al_2O_3) (Spears, Kanaris-Sotiriou, 1979; Winchester, Floyd, 1977). Исследования по этим методам показали, что тонштейны XI и XXX пластов сформировались из пирокластики кислого состава щелочного ряда (Arbuzov et al., 2019, Вергунов, 2019). Это доказывает, что Кузнецкий и Минусинский бассейны схожи по химическому составу и факторам, влияющих на распределение редких элементов в угле и вмещающих породах.

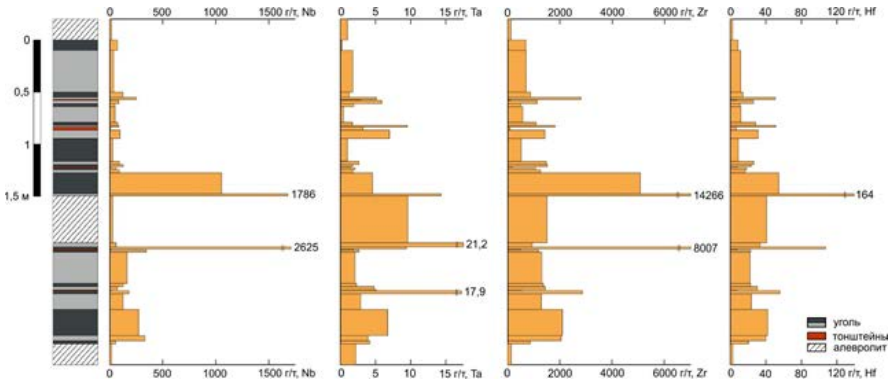


Рис. 1 Распределение Nb, Ta, Zr, Hf в разрезе пласта XXX Минусинского бассейна

Особого внимания заслуживает породный прослой между угольными пачками в пласте XI (Кузбасс) и пласте XXX (Минусинский бассейн), которые обогащены Ta, Nb, Zr, Hf, REE и Ga. Отмечаются аномальные концентрации в золе угля на контакте с породным прослоем, но при этом более низкими содержаниями в нем самом. Исключением является распределение тантала в XI пласте Кузнецкого бассейна, повышенное содержание которого приурочено непосредственно к породному прослою, а на контакте с ним содержания значительно меньше. Это свидетельствует о том, что обстановка угленакопления Кузнецкого бассейна была немного отлична от обстановки Минусинского бассейна, где Ta проявил себя как менее подвижный элемент. Тантал в XXX пласте имеет, хоть и меньшую концентрацию, но всё же основная его часть находится в прослое и приконтактовом угле.

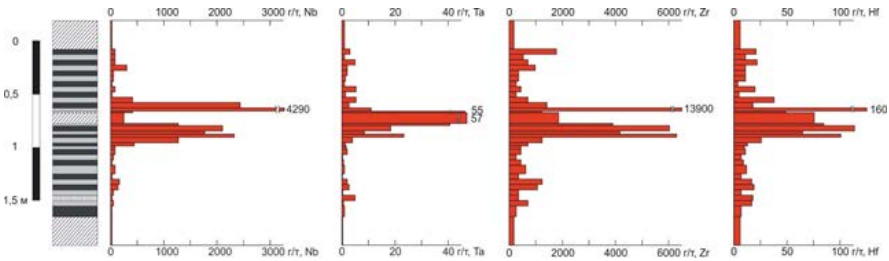


Рис. 2 Распределение Nb, Ta, Zr, Hf в разрезе пласта XI Кузнецкого бассейна

Проведенные исследования показывают, что пирокластический материал, захороненный в угольных пластах, обуславливает формирование специфических геохимических ассоциаций. Специфика ассоциаций определяется особенностями состава исходного вулканогенного вещества.

Основными концентраторами REE как в пробах угля, так и во вмещающих породах выступают фосфатные минералы, преимущественно, монацит. Кристаллы циркона сосредоточены в алюмосиликатном веществе угля. А также повсеместно распространены оксиды титана с примесью Nb и Zr. Данные подтверждены электронной микроскопией.

В процессе сжигания изучаемых углей, образуются золошлаки, аномально обогащенные Zr, Nb, Ta, Hf и РЗЭ. Полученные золы подлежат комплексной переработке с извлечением группы редких металлов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90010.

Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев А.А., Рихванов Л.П. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. Кемерово: Изд-во КПК, **2000**. 246 с.

Арбузов С.И., Ершов В.В., Рихванов Л.П., Кяргин В.В., Булатов А.А., Дубовик Н.Е. Редкометалльный потенциал углей Минусинского бассейна. – Новосибирск: Изд-во СО РАН Филиал «ГЕО», **2003**. 300 с.

Вергунов А.В. Роль щелочной пирокластики в формировании редкометалльных углей Минусинского и Кузнецкого бассейнов // «Новое в познании рудообразования», ИГЕМ РАН, Москва, **2019**. С. 81-82.

Угольная база России. Т.3. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири. – М.: ООО «Геоинформцентр», **2002**. 488 с.

Arbuzov S.I., Spears D.A., Vergunov A.V., Ilenok S.S., Mezhibor A.M., Ivanov V.P., Zarubina N.A. Geochemistry, Mineralogy, and Genesis of Rare Metal (Nb-Ta-Zr-Hf-Y- REE-Ga) Coals of the Seam XI in the South of Kuznetsk Basin, Russia //Ore Geology Reviews V. 113. **2019**

Dai S., Zhou Y., Zhang M., Wang X., Wang J., Song X., Jiang Y., Luo Y., Song Z., Yang Z., Ren D. A new type of Nb (Ta)Zr(Hf)-REE-Ga polymetallic deposit in the late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: Possible economic significance and genetic implications // Int. J. of Coal Geology. **2010.** V. 83. P. 55-63.

Dai S., Ren D., Chou C.-L., Finkelman R.B., Seredin V.V., Zhou Y. Geochemistry of trace elements in Chinese coals: a review of abundances, genetic types, impacts on human health, and industrial utilization // Int. J. of Coal Geology. **2012**. V. 94. P. 3-21.

Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: world average for trace element contents in black shales and coals // Int. J. of Coal Geology. **2009**. V. 78. P. 135-148.

Seredin V., Finkelman R. Metalliferous coals: a review of the main genetic and geochemical types // Int. J. Coal Geol. **2008**. V. 76. P. 253-289.

Spears D.A. The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks // Int. J. Coal Geology. **2012**. V. 94. P. 22-31.

Spears D.A., Kanaris-Sotiriou R.A. Geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. // Sedimentology. **1979**. V. 26. P. 407-425.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. **1977**. V. 20. P. 325-343.

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ СТВОЛА СОЛЕДОБЫВАЮЩЕЙ ШАХТЫ НА СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗАПИСИ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИИ СОЛЕЙ

Золотарев А.С.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь

asz.1097@mail.ru

Верхнекамское месторождение солей является единственной сырьевой базой калийной промышленности России. Благодаря масштабам и практическому значению рассматриваемое месторождение всегда привлекало внимание исследователей (Кудряшов, 2001). Процесс добычи калийно-магниевых солей включает в себя проходку и устройство шахтных стволов и проходов. Проходка ствола шахты оказывает влияние на состояние массива горных пород, окружающих эту горную выработку. Извлечение горных пород для обустройства ствола шахты, радиусом в свету 8 метров, необходимого для спуска техники и персонала, неизбежно приводит к влиянию на окружающую среду, в частности, к изменению напряженно-деформированного состояния вплоть до развития трещиноватости.

Профильные сейсморазведческие исследования методом МОВ ОГТ, проведенные в непосредственной близости от ствола шахты, могут указывать на наличие крупной горной выработки поблизости. Отображение тех или иных объектов на сейсмическом временном разрезе зависит от разрешенности сейсмической записи. Разрешающая способность является фундаментальной характеристикой любого метода исследований. Для сейсмических методов теоретически она зависит от двух параметров: длины волны и размеров зон Френеля. Первый является главным в разрешающей способности по вертикали, второй - по латерали. Однако в более конкретной постановке проблемы, в частности для количественных определений, полной ясности и единых позиций в оценке разрешающей способности не существует (Кондратьев, 2006).

Вертикальная разрешенность. Каждая из сейсмических волн обладает определенной длительностью во времени, составляющей от нескольких сотых до нескольких десятых долей секунды. Волны, отраженные от разных геологических границ, отличающиеся временами прихода на величину, меньшую их длительности, образуют интерференционную волну. Форма, длительность, интенсивность и другие особенности полупериодов («фаз») этого колебания сложным образом зависят от взаимного положения

границ, формирующих суммарное отражение, от скоростей и плотностей отдельных пропластков. При этом свойства разных «фаз» одного и того же отражения определяются смещающимися по глубине границами. Лишь в относительно редких случаях, когда скачок упругих свойств на какой-либо границе или на кровле и подошве пласта резко превышает изменения свойств на других границах, участвующих в формировании отражения, можно связывать параметры отражения с параметрами конкретного пласта или границы. В остальных ситуациях свойства отражений отображают усредненные характеристики пачек слоев.

Если интерферируют две одинаковые по интенсивности волны от нижней и верхней границ пласта, то достаточно уверенное их разделение возможно при условии, что разность времен прихода превышает (0,4-0,6)Δt, где Δt – длительность импульса отраженной волны. Это означает, что расстояние h от кровли до подошвы пласта должно составлять, в зависимости от пластовой скорости и частотного диапазона, от 10-20 до 100 м и более. При значениях, меньших (0,3-0,4)Δt, обе волны воспринимаются как единое колебание, более сильное, чем каждое из волн в отдельности, в случае одинаковой полярности колебаний или более слабое, если полярности противоположны. В последнем случае интенсивность результирующей волны остается значительной вплоть до значений запаздываний, составляющих 0,05 доли преобладающего периода. Это означает, что минимальная мощность пласта, проявляющегося на сейсмической записи отраженных волн, составляет от 1-2 м в низкоскоростных (v=2-3 км/с) средах при высокоразрешающей сейсморазведке до 10-20 метров при изучении высокоскоростных сред (v=5-6 км/с) в низкочастотном диапазоне (f=20-25 Гц).

Горизонтальная разрешенность. Известно, что отраженную от одиночной границ волну можно рассматривать как результат интерференционного суммирования вторичных волн, излученных расположенными на отражающее границе воображаемыми источниками, включающимися в моменты прихода падающей волны. К моменту, когда закончится регистрация первого полупериода колебания, распространявшегося по вертикальному пути, в приемник поступят синфазные колебания и от прилегающих участков границы. Эти участки оконтурены линией, соответствующей положению источника, для которых запапздывание по отношению к вертикальному пути равно половине периода (T/2). Заштрихованный участок внутри этой линии представляет собой первую зону Френеля. Размер зоны D тем больше, чем выше период (ниже частота) колебаний и чем больше глубина границы.

Очевидно, что изменения интерференционной картины наложения волн от кровли и подошвы пласта, происходящие в пределах расстояний, меньших или сравнимых с диаметром первой зоны Френеля, могут быть зафиксированы на поверхности только в сглаженном виде. Поэтому при интерпретации отраженных волн необходимо учитывать не только их разрешенность по вертикали, но и разрешенность по горизонтали, понимая под этим размер неоднородностей на границах зон Френеля, при котором на поверхности будут отмечаться неоднородности.

При совмещении с ситуационным планом шахтного поля в 300 м от профиля выполнена вертикальная горная выработка - «клетевой ствол». «Ствол» является сложнейшим горнотехническим объектом, изменяющим естественное поле напряжений и определяющим техногенную составляющую напряженно-деформированного состояния. Стенка ствола является самой акустически контрастной границей в массиве горных пород, ее можно аппроксимировать «свободной поверхностью», а сам объект «ствол» представить как разрывное нарушение малых латеральных размеров. Диаметр ствола составляет 8 м в свету (Семерикова, 2019)

При средней скорости сейсмической волны в среде 3600 м/с и среднем периоде одного колебания 25 мс, средняя длина сейсмической волны 90 метров. Разрешающая

вертикальная способность составляет четверть длины волны, соответственно равна 22,5 метрам. Горизонтальная разрешающая горизонтальная способность 1/6 диаметра первой зоны Френеля, соответственно на глубине 100 метров составит 22 метра, а на глубине 300 метров – 39 метров. В связи с этим, можно утверждать, что изучаемый ствол шахты, расположенный напротив пикета 1200, не будет проявляться на временном разрезе (рис. 1).

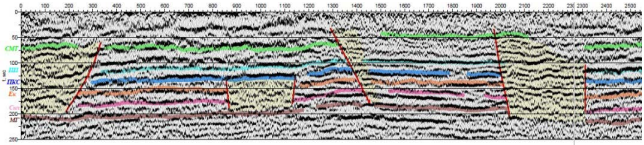


Рис. 1 Сейсмический временной разрез по изучаемому профилю

Однако, если рассчитать потрассный амплитудно-частотный спектр по данному профилю размером временного окна 50 мс, можно заметить аномалию на участке 1150-1300 метров по частоте 100 Гц (рис. 2).

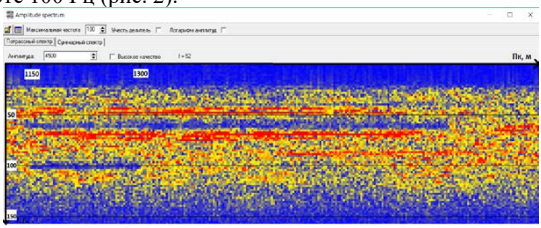


Рис. 2 Потрассный спектр изучаемого профиля на участке 1100-2100 метров

На разрезе максимума спектра в пределах пикетов 1150-1300 четко в интервале времен 100- 225 мс выделяется узкая квазивертикальная аномалия пониженных значений (рис. 3). Менее четко, в тех же интервалах и на тех же пикетах, выделяется аномалия пониженных частотной координаты центроида (рис 4).

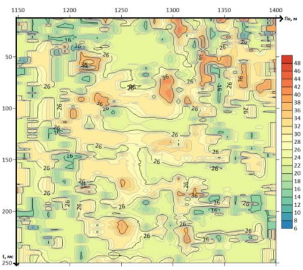


Рис. 3 Разрез частотной координаты максимума спектра

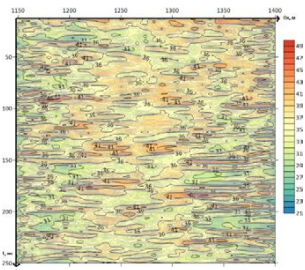


Рис. 4 Разрез частотной координаты центроида

Таким образом, можно сделать вывод, что изучение спектральных характеристик сейсмической записи, может дополнить полезными сведениями о геологическом строении изучаемой территории. В данном случае, при помощи изучения распределения частотной координаты центроида и частотной координаты максимума, удалось определить близкое расположение ствола шахты возле изучаемого профиля.

Кондратьев О.К. Разрешающая способность сейсморазведки МОВ-ОГТ, статья, научно-технический журнал федерального агентства по недропользованию МПР России и Евро-Азиатского геофизического общества «Геофизика», выпуск № 2, **2006**
Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УРО РАН**, 2001**. 429 с.
Потапов О.А. Интерпретация данных сейсморазведки: Справочник. Москва.: Недра, **1990**. 448 с.
Семерикова И.И. Исследования спектральных характеристик отраженных сейсмических волн в условиях нарушенности сплошности горных пород// Сборник материалов 4-ой международной научно-практической конференции «Инновации в геологии, геофизике и географии-2019», **2019**. С. 126-128

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУДЫ ПРАВОУРМИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Карпова А.Г.[1,2], Чикишева Т.А.[1,2,3], Тукусер В.И.[1,2]
[1]*Иркутский государственный университет, Иркутск* kag@spirit-irk.ru
[2]*ООО ПК «Спирит», Иркутск*
[3]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

Правоурмийское оловорудное месторождение в административном отношении расположено в Верхнебуреинском районе Хабаровского края на правом берегу верховья реки Урми. Оно является одним из двух рудных объектов Российской Федерации, на котором осуществляется добыча олова с последующим получением оловянных концентратов. Правоурмийское месторождение, содержащее примерно 3,6% запасов России, по своим качественным и географо-экономическим показателям на сегодняшний день является лучшим в России (Гос. доклад о состоянии и использовании МС РФ в 2018 г).

В рамках настоящей работы исследованы минеральный состав и текстурно-структурные особенности руды Правоурмийского месторождения для определения их влияния на её обогатимость, так как закономерности структурного строения минерального вещества являются носителями важнейшей информации о технологических свойствах руды (Смольяков, 2007).

В результате проведения минералогического анализа было установлено, что основную массу пробы составляют породообразующие минералы – кварц, топаз и, в меньшем количестве, турмалин. Главным рудным минералом олова на данном месторождении является касситерит, в подчиненном количестве установлен станнин. Попутным ценным компонентом в изучаемой пробе является вольфрамит. Рудная минерализация представлена минералами мышьяка (арсенопирит, лёллингит) и меди (халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин). В подчиненном количестве были обнаружены пирит и пирротин, а также магнетит.

Вмещающие породы представлены в разной степени метасоматически измененными в процессе грейзенизации вулканитами кислого состава. Цвет пород от светло-серого до темно-серого. Рудная минерализация отмечается в виде прожилково-вкрапленных и гнездовидных выделений касситерита, арсенопирита, лёллингита, халькопирита и борнита. Размер отдельных зерен рудных минералов достигает 5 мм,

видимая мощность скоплений – 60 мм. Текстура пород неоднородная, пятнистая, прожилковая, брекчиевидная. Структура разнозернистая, от тонко- до среднезернистой, участками порфировая.

При микроскопическом изучении установлено, что порода состоит из неоднородного разнозернистого агрегата кварца, топаза, турмалина, а также полевых шпатов, флюорита, серицита, биотита, касситерита и рудных минералов, которые находятся в тесном срастании друг с другом (Рис. 1).

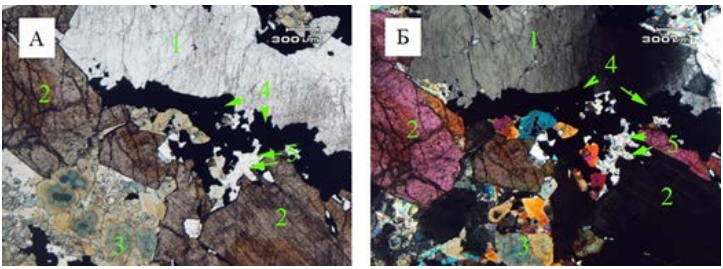


Рис. 1 Грейзен. Топаз (1) в тесном срастании с касситеритом (2), турмалином (3), рудным минералом (4) и серицитом (5). Микрофотография фрагмента прозрачного шлифа. А – николи ||, Б – николи Х

Для метасоматически измененных пород характерна пятнистая, неоднородная, прожилково-вкрапленная, участками массивная, сланцеватая, ориентированная микротекстура, микроструктура – метасоматическая, кристаллически-зернистая, гетерогранобластовая, гломерозернистая, лепидогранобластовая, реликтовая порфировидная, катакластическая.

Касситерит наблюдается в виде ксеноморфных зерен, их гнездовидных скоплений, реже отмечаются кристаллы пирамидально-призматического облика и их двойники. Размер зёрен касситерита колеблется от 0,1 до 2 мм. Мощность видимых скоплений зёрен касситерита достигает 10 мм.

Для вольфрамита характерны шестоватые кристаллы, их сростки и зёрна неправильной формы. Вольфрамит приурочен к массивным выделениям мышьяковистой руды, где он находится в тесном срастании с арсенопиритом и лёллингитом.

Арсенопирит образует неравномерную вкрапленность, прожилковые гнездовидные выделения в тесном срастании с лёллингитом, реже в виде мономинеральных скоплений. Арсенопирит наблюдается в виде ромбовидных, призматических кристаллов, неправильной формы зерен с ситовидной микроструктурой. Крупные зерна арсенопирита зачастую катаклазированы. По микротрещинам арсенопирит частично замещается скородитом.

Минералы меди – халькопирит и борнит образуют структуры распада твердых растворов. С медной минерализацией ассоциирует сульфидная форма нахождения олова – станнин. Среди структур распада твердых растворов обычно наблюдается сочетание эмульсионных, решетчатых и пластинчатых (Семеняк, 2014).

Естественные ассоциации минералов друг с другом определяют технологические свойства сростков и динамику раскрытия минералов при измельчении руды. Также необходимой составляющей информации о технологических свойствах руды является характеристика вкрапленности рудных минералов (Смольяков, 2007).

В связи с тем, что при обогащении используются физические свойства рудных минералов, последние должны быть освобождены от срастаний с породообразующими.

Поэтому крупность зёрен и характер их границ определяют конечную крупность измельчения и степень высвобождения минералов из сростков.

В результате изучения естественной вкрапленности касситерита установлено, что изучаемые руды являются крупно- и средневкрапленными, иногда выделяется промежуточный средне-тонковкрапленный тип. Также в исследуемой руде выделяются следующие типы вкрапленности рудных минералов:

1. Рудные и нерудные минеральные индивиды срастаются по внешним границам зёрен;
2. Рудные минералы образуют вкрапления внутри зёрен породообразующих минералов;
3. Рудный минерал образует вкрапления в других рудных минералах;
4. В зёрнах рудных минералов имеются вкрапления породообразующих минералов.

Следует отметить, что преобладающими является первый и второй типы. В случае, когда рудные и нерудные минералы срастаются по внешним границам, руда имеет наименьшую прочность. Во втором случае при измельчении руды будет образовано большое количество сложных минеральных срастаний.

Было установлено, что касситерит ассоциирует преимущественно с породообразующими минералами, реже встречаются срастания с минералами мышьяка. Срастания с минералами меди носят единичный характер – касситерит в таких сростках наблюдается в виде включений на фоне сливного агрегата сульфидов меди, либо в виде кристаллов касситерита в околорудной сульфидной рубашке. Для последующего высвобождения полезного компонента потребуется дополнительное измельчение, что в свою очередь может привести к ошламованию зёрен касситерита. Полное раскрытие касситерита наступает при измельчении материала в зависимости от типа руды до крупности менее 0,5 мм (таб. 1), либо менее 0,25 мм в зависимости от вида вкрапленности руды (Карпова, 2017).

Выявленные текстурно-структурные характеристики позволяют заключить, что изучаемая руда является труднообогатимой. Проведение вышеперечисленных исследований позволило оценить минералого-технологические характеристики руды Правоурмийского месторождения. С учетом данных минералогического анализа была разработана схема обогащения, позволяющая обеспечить максимальное раскрытие зёрен ценного компонента и его извлечение с минимальными потерями.

Таблица 1 Сростковый анализ пробы руды при измельчении до крупности менее 2 мм

Класс крупности, мм	Типы сростков касситерита, %				
	В свободных зёрнах	В богатых сростках	В рядовых и в бедных сростках	Включения	Всего:
-2+1	68,7	11,2	9,0	11,1	100,0
-1+0,5	69,1	25,5	3,6	1,8	100,0
-0,5+0,25	91,4	5,2	3,4	-	100,0
-0,25+0,125	100,0	-	-	-	100,0
-0,125+0,071	100,0	-	-	-	100,0
-0,071+0,04	100,0	-	-	-	100,0
-0,04+0,0	100,0	-	-	-	100,0

Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году» Министерство природных ресурсов и экологии РФ, **2019**.

Семеняк Б.И. Текстурно-структурные особенности руд Правоурмийского месторождения как отражение условий его генезиса (Хабаровский край, Россия) // Тихоокеанская геология, **2014.** Т.33, №14, С. 28-41.

Смольяков А.Р. Раскрытие минералов при измельчении руды // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал), Горная книга. Москва: **2007**. №8. С. 224-234.

Карпова А.Г. Минералогический анализ и изучение технологических свойств минералов проб оловосодержащей руды месторождения Правоурмийское // Проблемы геологии и освоения недр : труды XXI Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 130-летию со дня рождения профессора М.И. Кучина, **2017**. Т. I. С. 108-109.

ОСОБЕННОСТИ И ПРЕИМУЩЕСТВА ПРОВЕДЕНИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АВТОНОМНЫХ ДОННЫХ СТАНЦИЙ

Кудинов А.А.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
artem.kudinov@gmail.com

Сейсморазведка является ведущим методом геофизических исследований земной коры. Метод широко применяется при разведке углеводородов (УВ) на акваториях. При стандартных сейсмоакустических исследованиях с приповерхностными буксируемыми системами проводится возбуждение и регистрация только продольных волн, информация о скоростях поперечных волн, важная для оценки физико-механических свойств грунтов, оказывается недоступной или может быть получена косвенными методами. Проблемой является также наличие газонасыщенных осадков в верхней части разреза, которые экранируют нижележащие отложения для относительно высокочастотных продольных сейсмических волн (Гайнанов и др., 2017). Для преодоления этой проблемы используются донные системы регистрации, позволяющие получать информацию об обменных и поперечных волнах: донные сейсмические косы и автономные донные сейсмические станции (АДСС).

Использование донных систем обладает рядом преимуществ (Рослов и др., 2015):

1) обеспечивает получение многокомпонентного сейсмического материала;
2) позволяет реализовать на практике гораздо больше вариантов систем наблюдений;
3) обеспечивает возможность выполнения работ с использованием бесшовной технологии «суша – море»;
4) лучше соответствует требованиям безопасности судовождения.

При сравнении функциональных возможностей обоих систем наблюдения донной регистрации (табл. 1) применение АДСС выглядит предпочтительнее по всем пунктам, кроме контроля качества сейсмического материала в режиме реального времени.

Таблица 1 Сопоставление функциональных возможностей донных сейсмических кос и станций (Рослов и др., 2015)

Характеристика	Станции	Косы
Возможность реализации любых систем наблюдений	+	-
Работа в условия подводной инфраструктуры	+	-
Естественные препятствия на дне	+	-
Контакт с грунтом	+	-
Позиционирование приемников на дне при сбросе	+	-
Позиционирование приемников на дне с течением времени	+	-
Скорость выполнения работ	+	-
Устойчивость к износу, поломкам	+	-
Контроль качества в режиме реального времени	-	+
Максимальные удаления	+	+
Неограниченная длина записи	+	+

Основные требования, предъявляемые к АДСС, следующие (Зубко и др., 2003):

1) достаточно высокая чувствительность и большой динамический диапазон регистрации сигналов;
2) широкий частотный диапазон регистрации, с возможностью его перестройки;
3) заданная автономность работы на дне при регистрации в непрерывном или старт-стопном режимах;
4) высокая помехоустойчивость к воздействию внешних помех (температуры, придонных течений и др.);
5) легкость изменения основных характеристик станции (частотного диапазона, числа каналов регистрации и др.);
6) устойчивое сцепление станции с дном, надежная работа в наклонном положении станции и др.;
7) легкость постановки на дно и подъема станции на поверхность;
8) надежность и легкость обнаружения станции на дне и на поверхности акватории;
9) быстрота регенерации станции (считывание зарегистрированных данных и подготовка к новой постановке, смена питания);
10) малые габариты и вес;
11) устойчивость к ударам о дно и борт судна.

С помощью донных систем регистрации можно выполнять следующие геолого-геофизические задачи (Лаверов и др., 2011):

1) исследование мелководных и транзитных зон шельфа;
2) проведение площадных многокомпонентных сейсмических работ для определения места закладки морских скважин;
3) изучение глубинного геологического строения шельфа;
4) выполнение сейсмического мониторинга на морских месторождениях;
5) проведение морских инженерно-геологических изысканий.

В дополнение ко всему вышесказанному следует упомянуть о разработке станций на территории нашей страны. На территории России разработкой АДСС занимается ряд организаций с 1960-х годов. В современной истории России разработкой занимались ФГУП «Севморгео», ОКБ ОТ РАН, МАГЭ и ООО «Сейсмо-Шельф» (Лаверов и др., 2011).

В настоящее время наиболее перспективной разработка является АДСС «Краб» компании АО НПП «АМЭ».

Гайнанов В.Г., Половков В.В., Воронов М.А., Бирюков Е.А., Потемка А.К., Исаенко Р.И., Стенин Д.В. Сравнительные испытания донных станций, донных и буксируемых сейсмических кос с целью применения их при инженерно-геологических исследованиях на акваториях // Сейсмические технологии 2017. **2017**. С. 171-174.

Зубко Ю.Н., Левченко Д.Г., Леденев В.В., Парамонов А.А. Современные донные станции для сейсморазведки и сейсмологического мониторинга // Научное приборостроение. **2003**. Т. 13. № 4. С. 70-82.

Лаверов Н.П., Рослов Ю.В., Лобковский Л.И., Тулупов А.В., Воронов М.А., Ганжа О.Ю. Перспективы донной сейсморазведки в Российской Федерации // Арктика: экология и экономика. **2011**. № 4. С. 4-13.

Рослов Ю.В., Воронов М.А., Григоренко Ю.Н. Аккуратов О.С. Импортозамещающая технология выполнения сейсмических исследований на мелководье и в транзитной зоне // Разведка и охрана недр. **2015**. № 2. С. 43-48.

ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ПОВЕРХНОСТНЫМИ ВОЛНАМИ РЭЛЕЯ

Кулакова Н.В.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь

kulakva@gmail.com

Волновое поле, возникающее при проведении сейсморазведочных работ, содержит сразу несколько типов и классов волн, имеющих различные возможности по изучению породного массива. При этом в результате выбора определенной волны в качестве целевой остальные волны рассматриваются как помехи.

В результате вертикального импульсного воздействия на поверхности земли (это может быть взрыв, падение груза, удар кувалды) возникают сразу несколько типов волн: продольные – наиболее простой для понимания тип волн. К продольным волнам относятся, например, звуковые волны. С точки зрения движения частиц процесс распространения продольной волны можно представить в виде «эффекта домино» – когда каждая частица толкает следующую; при описании поперечных волн в качестве аналогии можно привести струну или кнут, когда частицы среды движутся перпендикулярно к направлению распространения волны. Поперечные и продольные волны являются объемными, т.е. распространяются во всех направлениях в массиве. В противопоставление им поверхностные волны, отражая свое название, движутся вдоль поверхности земли и весьма сходны с волнами на поверхности жидкости, когда частицы движутся по эллипсу (хотя на самом деле эти две волны имеют абсолютно различную физическую природу) (Чугаев, Санфиров, 2014).

Обычно на полевых сейсмограммах регистрируются волны Рэлея или Лява, интенсивность которых может значительно превышать уровень полезных волн, особенно при наземных источниках наблюдения. В отличие от сейсмологии, где поверхностные волны широко используются для изучения строения земной коры и верхней мантии, в сейсморазведке они играют роль помех, затрудняющих регистрацию полезных волн, и в

ходе обработки прикладываются значительные усилия для их эффективного подавления (Спасский, Митюнина, 1999).

В то же время поверхностные волны несут существенно больше информации об упругих свойствах пород ВЧР, чем объемные. Качественная характеристика изменений в модели ВЧР по скоростям поверхностных волн может быть полезной для выделения зон неоднородностей. По тому, на каких длинах волн происходит наибольшее изменение скоростей, можно судить о предполагаемой глубине неоднородностей. Кроме того, определив параметры поверхностных волн, мы можем непосредственно перейти к анализу параметров объемных волн.

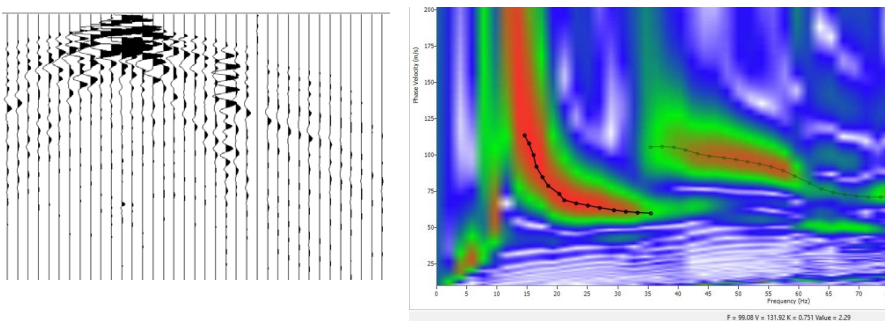
Главной особенностью поверхностных волн является дисперсия. Глубина, на которую распространяются колебания поверхностной волны, пропорциональна длине волны (или обратно пропорциональна частоте). Высокочастотная волна быстро затухает и характеризует первый слой, в то время как низкочастотная распространяется глубже и даёт характеристику более глубоких слоёв.

Зависимость фазовой скорости от частоты для данной среды называется дисперсионной кривой. Форма дисперсионной кривой отображает изменение жесткости с глубиной (Кулакова, Климов, 2019).

Анализ поверхностных волн осуществлялся в программе RadExPro с помощью модуля MASW. Многоканальный анализ поверхностных волн (MASW) предназначен для построения модели скоростей поперечных волн и является одним из методов инженерной геофизики, целью которого является изучение верхней части разреза (ВЧР) (RadExPro, 2013).

Первоначально были установлены параметры поверхностной волны: скоростной и частотный составы. Данный этап нужен для определения глубины исследования и вертикальной разрешающей способности.

После этого на каждую полученную сейсмограмму (рис. 1а) было рассчитано дисперсионное изображение. Далее, дисперсионная кривая была извлечена из изображения путем пикировки по максимумам амплитуд (рис.1б) (Кулакова, Климов, 2019).



а) б)

Рис. 1 Сейсмограмма, полученная методом MASW (а) и дисперсионное изображение с пикировочными пунктами (б)

Инверсия - нахождения профиля поперечных скоростей, теоретическая дисперсионная кривая которого максимально приближена к измеренной кривой. Кривые показаны на рисунке 2. В модуле MASW реализована инверсия Оккама – минимизируется среднеквадратическая ошибка между кривыми при условии

максимальной гладкости модели (RadExPro, 2013). Профиль скоростей поперечных волн привязывается к середине приёмной расстановки. Двумерный профиль скоростей поперечных волн строится интерполяцией между полученными вертикальными профилями.

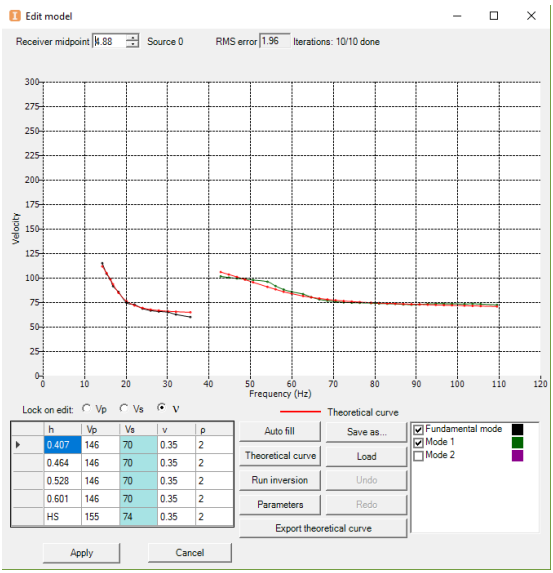


Рис. 2 Теоретическая и измеренная дисперсионные кривые

В результате работы была построена итоговая модель среды, включающая в себя значения скоростей волн и расчленение по глубине, которая показана на рисунке 3.

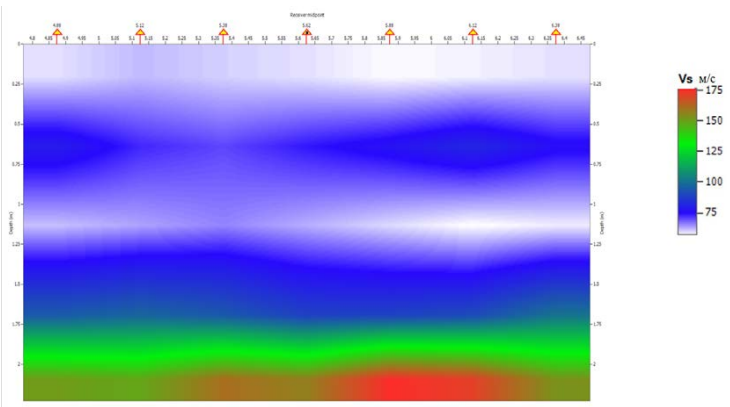


Рис. 3 Модель изменения поперечных скоростей в среде

Одним из главных и важных свойств поверхностных волн является дисперсия. С ее помощью мы можем оценить скоростные характеристики приповерхностной части разреза и учесть их при вычислении статических поправок, которые в свою очередь, имеют немаловажное значение при учете неоднородностей, имеющихся в ВЧР, что в настоящее время является одной из главных задач сейсморазведки.

Кулакова Н.В., Климов В.Ф. Применение поверхностных волн Рэлея в сейсморазведке // Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. (по материалам XII Междунар. науч.-практ. конф. студ., асп. и молодых ученых). **2019**. С. 180-183.

Митюнина И.Ю., Спасский Б.А., Бабкин А. И. К вопросу изучения верхней части разреза поверхностными волнами Лява и Рэлея // Межвузовский сборник научных трудов «Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа». Пермь, **1999**. С. 30-36.

Чугаев А.В., Санфиров И.А. Многоуровневая сейсморазведка на Верхнекамском месторождении калийных солей: теория, практические решения. // Вестник Пермского федерального исследовательского центра. **2014**. С. 20-32.

RadExPro 2013.2. Руководство пользователя (редакция от 01.07.2013). Москва, **2013**. 447 с.

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Левин И.С.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
levinilia19@gmail.com

Введение. Сейсморазведка один из самых востребованных геофизических методов, применяемых для решения геологических задач. Лидирующее положение метода обусловлено его большой глубинностью при высокой детальности исследований. Для получения достоверных данных важно грамотно задать параметры системы наблюдений.

Основные параметры системы наблюдений. Конфигурация системы наблюдений зависит от глубины залегания и типичных размеров исследуемых объектов, угла наклона границ, скоростной дифференциации разреза. Для задания системы наблюдений необходимо определить следующие параметры:

Шаг приема выбирается исходя из двух условий. Первое из них – возможность корреляции и нахождение скорости прямой волны – как наиболее медленной. Существенный наклон годографа прямой волны вносит большие задержки во времена вступлений на соседних трассах. Уверенная корреляция волны прекращается, если времена вступления начинают отличаться более чем на половину видимого периода. При настолько большой задержке импульс волны меняет полярность, и фазовая корреляция становится невозможной. Второе условие, в зоне прослеживаемости прямой волны должно оказаться как минимум три последовательных пункта приема (Романов, 2015).

Длина расстановки должна согласовываться с зоной прослеживаемости волны, образовавшейся на опорной границе. Так как на больших удалениях амплитуда целевой волны из-за затухания может оказаться недостаточной для выделения на фоне помех, кроме того, оси синфазности отраженных волн имеют тенденцию пересекаться на некотором расстоянии от источника (Романов, 2015).

Кратность перекрытия выбирается на среднем уровне, так как чем больше кратность, тем существеннее будет подавление помех и выделение полезного сигнала. С другой стороны, сложение множества трасс, полученных в различных точках неоднородной толщи, сглаживает импульсы полезных волн, что вызывает общее падение частоты сейсмического разреза. Кроме того, если импульсы имеют различные динамические свойства или суммируются с временными задержками, то эффективность суммирования падает (Романов, 2015).

Вынос используют для заполнения зон набора/сброса кратности на концах расстановки или изучения границ в области, где установка приемников невозможна. Максимальный и минимальный вынос определяется в зависимости от глубины до самого глубокого разведуемого горизонта и до самого мелокго горизонта соответсвенно (Романов, 2015).

Бин (Общая глубинная площадка) зависит от интервальной скорости над целевым горизонтом и угла наклона целевого отражающего горизонта. С увеличением данных параметров, увеличивается и размер бина (Шнеерсон и др., 2009).

Ширина краевой зоны должна превышать радиус первой зоны Френеля, зона уменьшения кратности выбирается равной приблизительно одной четверти протяженности области приема (Шнеерсон и др., 2009).

Время регистрации должно соотноситься с временной глубиной разведки с учетом увеличения времён прихода волн с максимально удаленных пунктов возбуждения колебаний (Шнеерсон и др., 2009).

Шаг дискретизации – интервал, с которым происходит запись значений при регистрации сигнала. Согласно теореме отсчетов, непрерывный сигнал, имеющий ограниченный спектр определенной ширины, может быть восстановлен по своим дискретным отсчетам, взятым через равные интервалы времени. При дискретизации сигнала с некоторым шагом спектральная плотность сигналов должна быть практически равна нулю на частотах выше частоты Найквиста (Шнеерсон и др., 2009).

Кроме того, при выборе параметров системы наблюдений необходимо учитывать геологическое задание. Оно определяет цели и задачи проводимых работ, а также основные положения методики и техники их проведения. В задании указываются объект разведки и его основные параметры (размеры, глубина залегания, детали строения и др.). Сбор геолого-геофизических материалов является неотъемлемой частью проектирования работ, поскольку на основе собранных данных составляется исходная модель объекта и определяются требуемые глубинность, детальность и точность съемки, а также степень разрешённости волн, соответствующих целевым горизонтам.

Методика исследования. Для наглядной демонстрации влияния системы наблюдений была спроектирована горизонтально слоистая среда (рис. 1), состоящая из 9 горизонтов, выделяемых по изменению скорости распространения сейсмических волн в пласте:

- Первая отражающая граница расположена на глубине ~11 метров. Скорость в пласте 900 м/с.
- Вторая на глубине ~38 метров. Скорость в пласте 1200 м/с.
- Третья на глубине ~59 метров. Скорость в пласте 1700 м/с.
- Четвертая на глубине ~84 метров. Скорость в пласте 2000 м/с.
- Пятая на глубине ~112 метров. Скорость в пласте 1700 м/с.
- Шестая на глубине ~148 метров. Скорость в пласте 2200 м/с.
- Седьмая на глубине ~196 метров. Скорость в пласте 2400 м/с.
- Восьмая на глубине ~243 метров. Скорость в пласте 2550 м/с.
- Скорость в последнем пласте 2700 м/с.

Также была задана инверсия скоростей между 4 и 5 пластами.

Для выполнения моделирования была спроектирована система наблюдений высокой кратности. Длина расстановки 200 метров, количество пунктов приема и возбуждения 201. Первый вариант расстановки: ΔПП = ΔПВ = 1 метр. Второй вариант расстановки: ΔПВ = 25 метров, ΔПП = 5 метров.

Моделирование проводилось в программе Tesseral 2D на основе акустического волнового уравнения. Источники и приемники были расположены без заглубления.

Параметры регистрации:

- Доминирующая частота – 130 Гц.
- Время регистрации прихода волн – 0,4 с.
- Шаг дискретизации – 2 мс.

Обработка данных проводилась в программном пакете RadExPro.

Обсуждение результатов. В результате моделирования был проведен скоростной анализ и получены временные разрезы для двух расстановок.

Временные разрезы оказались схожи, так как модель представляет из себя горизонтально слоистую среду. При этом при более разряженной системе наблюдений (второй вариант расстановки) верхняя часть разреза отображается некорректно.

При проведении скоростного анализа было выявлено, что для первого варианта расстановки на спектре когерентности все максимумы четко определяются, скоростная интерпретация проводится однозначно, кроме того, удалось выделить инверсию, заданную при создании модели. Для второй расстановки скоростную интерпретацию корректно провести затруднительно.

Заключение. В рамках данной работы были рассмотрены основные параметры систем наблюдений, а также проведено моделирование для созданной глубинно-скоростной модели, в ходе которого было продемонстрировано, как изменение параметров влияет на качество получаеммых данных.

Романов В. В. Инженерная сейсморазведка. Москва: ООО «ЕАГЕ Геомодель», **2015**. 278 с.
Шнеерсон М. Б., Жуков А. П., Белоусов А. В. Технология и методика пространственной сейсморазведки. Москва: ООО "Издательство «Спектр», **2009**. 112 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНО-БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АМФИБОЛОВЫХ ГАББРО СЕРЕБРЯНСКОГО КАМНЯ

Михайлов В.В.
Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург
mvvsevolodovich@yandex.ru

Введение. Массив Серебрянского камня является объектом исследований уже на протяжении 300 лет. Детальное изучение геологического строения массива началось в середине XVIII в. в связи с необходимостью создания на Северном Урале рудной базы цветных и чёрных металлов. С 1952 года Уральским геологическим управлением проводились планомерные геологические съемки территории под руководством А.А. Ефимова. Полномасштабные комплексные работы на медно-титаномагнетитовые и титаномагнетитовые руды проводились на изучаемой территории в 1976-1978 гг. (Бобров и др., 1978). В результате работ в пределах Серебрянского камня был выделен участок с выявленной медной минерализацией. При этом целенаправленного изучения

распределения благородных металлов как в габбро, так и сульфидных рудах за всю историю исследования проведено не было. Современные условия рынка на спрос металлов платиновой группы (Госдоклад…, 2018), сходство геологического строения Серебрянского камня с известным Волковским месторождением (Кашин, 1941, Ефимов и др., 1967, Бобров, 1978, Государственная, 2010). Существование небольших медных рудопроявлений и точек минерализации с высокими содержаниями благородных металлов (Ефимов, 1967, Государственная…, 2010), а также неполнота данных, позволяющих дать оценку промышленной значимости объекта, обусловили интерес к изучению массива.

Целью исследования является изучение особенностей локализации медно-благороднометалльного оруденения, уточнение содержаний промышленно значимых металлов и выявление минералов-концентраторов благородных металлов в амфиболовых габбро Серебрянского камня.

Методика исследования. В ходе полевых исследований проведена геохимическая съемка по первичным ореолам рассеяния. Содержание химических элементов в пробах определено с помощью ИСП МС анализа (Центральная аналитическая лаборатория ВСЕГЕИ, прибор ELAN-6100 DRC, аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов). Содержания благородных металлов проанализированы пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»). Для построения карты изоконцентрат содержаний Cu, Ti, V использовалась программа Micromine 11. Сколковые пробы были проанализированы при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра OLIMPUSVANTA. Для контроля часть дубликатов проб проанализирована методом ИСП МС, подтвердившего достоверность результатов рентгенофлуоресцентного анализа.

Геологическое строение. Кытлымский плутон – полиформационная структура, сложенная магматитами нескольких комплексов, располагается к северо-западу от г. Карпинск (Свердловская обл.) в пределах западной части Тагильской мегазоны. В центральной части плутона расположен массив Серебрянского камня. Среди слагающих изучаемый объект пород преобладают амфиболовые габбро (рис. 1а). При микроскопических исследованиях их текстура массивная, однако, в пределах обнажения наблюдается ориентированная полосчатость. В пределах массива она имеет центроклинальное падение и выполаживается к центру массива (Бобров и др., 1978). Более полная характеристика геологического строения габбрового массива Серебрянского камня приведена в работах предшественников (Кашин, 1941; Ефимов, Ефимова, 1967).

Результаты исследования. Геохимическая съемка по первичным ореолам рассеяния была проведена на двух участках: участок Северный – S = 0,68 км^2, участок Южный – S = 3,54 км^2. В ходе съемки было уточнено геологическое строение площади проведения работ.

Среди однородных мезократовых габбро наблюдаются линейные зоны развития меланократовых такситовых пород с неравномернозернистой пятнистой текстурой. Для этих неоднородных областей характерно распространение вытянутых согласно направлению полосчатости сегрегаций, сложенных преимущественно амфиболом, в подчиненном количестве пироксеном. С такими зонами структурных такситов связано присутствие обильной вкрапленности борнита. При увеличении количества рудных минералов структура породы приобретает явно сидеронитовый характер. Установлено, что преимущественно с борнитом связана благороднометалльная минерализация. В медно-сульфидных рудах из амфиболовых габбро Серебрянского камня были диагностированы интерметаллиды переменного состава, сульфиды, теллуриды, арсениды, арсенотеллуриды платины и палладия, а также самородное золото (Михайлов, Степанов, 2018).

Сопоставление результатов геохимической съемки и геологической карты, уточненной в ходе проведения работ, позволяется сделать вывод, что в пределах массива рудная минерализация локализована в зонах сложенных преимущественно такситовыми

меланократовыми амфиболовыми габбро (рис.1б). В результате проведенного исследования в пределах массива было выявлено 3 зоны с содержанием Cu > 0,10 %. Повышенные концентрации благородных металлов наблюдаются в меланократовых габбро с широким распространением амфиболовых шлиров. Отношение Pd/Pt варьируется от 5 до 35, возрастая по мере увеличения суммарных концентраций благородных металлов. Концентрации благородных металлов в однородных меланократовых разновидностях габбро характеризуются меньшими значениями, чем в такситовых. Для мезократовых габбро определены фоновые содержания около 50 мг/т (табл. 1). Исходя из общей выборки для проб с содержанием меди более 0,10 % определено среднее содержание суммы платины, золота и палладия, которое составляет 0,34 г/т (табл. 1). Это значение принято для подсчёта ресурсов благородных металлов в контурах медных аномалий (содержание Cu > 0,10%).

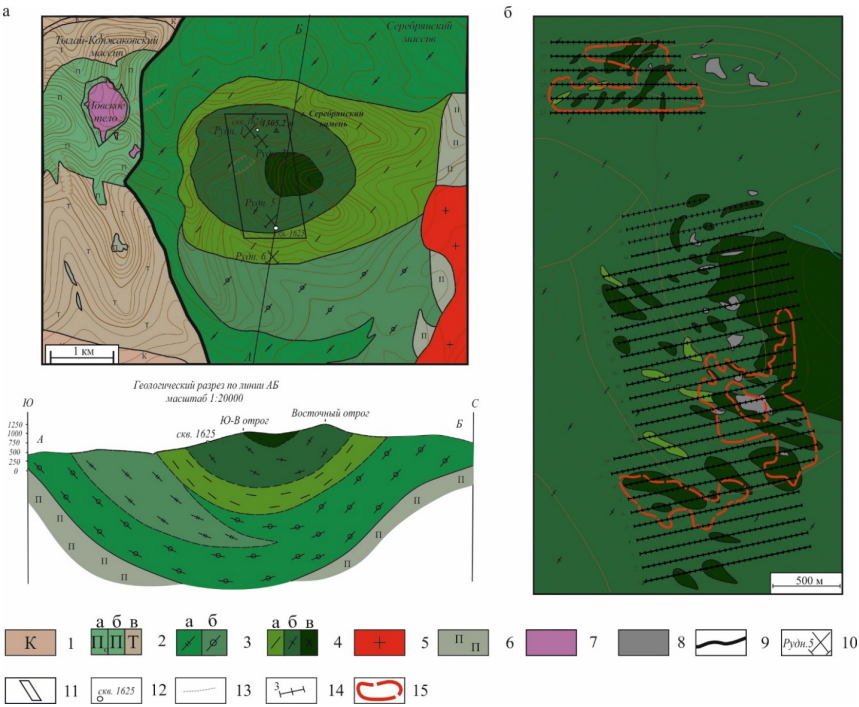


Рис. 1 Геологическое строение массива Серебрянский Камень

Условные обозначения: 1 – кытлымиты, 2а – оливиновые пироксениты, 2б – пироксениты, 2в – тылаиты, 3а – габбро-нориты, 3б – оливиновое габбро, 4а – лейкократовые габбро, 4б – мезократовые габбро, 4в – меланократовые габбро, 5 – плагиограниты и кварцевые диориты, 6 – плагиоклазовые амфиболиты, 7 – дуниты Иовского тела, 8 – габбро-пегматиты, анортозиты, 9 – древний горячий тектонический шов, 10 – старые медные рудники и их номера, 11 – участок проведения работ, 12 – скважины, пробуренные в ходе съемки в 1976 года,13 – дорога, 14 –профиля и точки геохимического опробования, 15 – медные аномалии с контуром по содержанию 0,1 %.

Выводы. Результаты проведенных работ дают основания прогнозировать в пределах Серебрянского массива комплексное медно-благороднометалльное месторождение. При проведении поисковых работ выявлено три перспективные зоны, в контуре которых установлены содержание Cu = 0,24 %, и суммарное содержание благородных металлов, составляющее 0,34 г/т. Установлено, что значительные содержания благородных металлов, достигающее 2,94 г/т, концентрируются в виде самостоятельных минералов. Для выявленных аномальных участков подсчитаны прогнозные геохимические ресурсы: для меди суммарно – 760,1 тыс. тонн; для суммы благородных металлов с преобладанием золота и палладия – 97,1 тонн.

Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медно-титаномагнититовые и титаномагнетитовые руды в районе Серебрянского камня. Уральское территориальное геологическое управление, **1978**. Т. I, 111 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист O-40-VI (Кытлым). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, **2010**. 213 с.

Государственный доклад "О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016 и 2017 годах". ФГБУ «ВИМС», **2018**. 370 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымскийплатиноносный массив. Москва: Недра, **1967**. 336 с.

Кашин С. А. Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами // Советская геология, **1941**, Т. 2. С. 63–68.

Михайлов В.В., Степанов С.Ю. Благороднометалльная минерализация, рудоконцентрирующие минералы Серебрянского камня // Новое в познании процессов рудообразования: VII Российская молодежная научно-практическая Школа. ИГЕМ РАН, **2018**. С. 263-267.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА С ЗОНДИРОВАНИЕМ ИЗ ВОЗДУШНОГО ПРОСТРАНСТВА

Николаев М.Р.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
nukolaevmihael7@gmail.com

Изучение и стратификация снежного покрова имеет важное значение для формирования моделей, предсказывающих поведение и масштабы лавинообразующих процессов. Традиционного это выполняется в том числе посредством обнажения снежной толщи путем заложения шурфов для последующего его описания. Данные исследования проводятся в том числе в небезопасных условиях.

Целью данного исследования является рассмотрение применимости метода радиолокации посредством георадара для стратификации снежно-фирнового покрова с использованием зондирований из ближнего воздушного пространства, что в данный момент представляется возможным с использованием летательных дронов (Fernandez и др., 2018; Meyers и др., 2019).

Георадиолокация основана на зондировании исследуемой среды посредством излучения электромагнитных импульсов и регистрации их отражений от различных

неоднородностей в полупространстве. Съемка георадаром, как правило, проводится по системе наземных профилей. Модификация этой методики предполагает производить профилирование из воздушного пространства, сокращая время наблюдений и повышая общую безопасность работ на опасных участках исследований.

К минусам метода относится ослабление сигнала за счет дополнительных отражений от границы воздух-снег и увеличения времени зондирования, что ведет к затуханию сигнала. Метод георадиолокации предполагает выделение на волновом разрезе слоев толщиной ¼ от длины волны (Владов и др., 2004). Так при плотности сухого снега 0.15 г/см^3 для частот зондирующего импульса 500, 1000 и 1500 МГц четверть длины волны составляет 13.2, 6.6 и 4.4 см соответственно. Это означает что при интерпретации профилей уверенно возможно выделить лишь слои соизмеримые с толщиной четверти волны зондируемого импульса, при условии достаточного соотношения сигнал/помехи. Из этих соображений использование высокочастотных георадаров более применимо для задач стратификации снежного покрова, это же и подтверждается результатами физико-математического моделирования. Однако, чем выше частота зондируемого импульса, тем выше значение динамических потерь, что уменьшает глубинность метода.

Новейшие технологические решения дают возможность применения георадара на базе квадракоптера. Теоретически это позволяет проводить исследования на недоступных или небезопасных участках. Возможность практического применения дронов под вопросом т.к. в данный момент отсутствует достаточное количество публикаций, основанных на этой модификации метода. Несмотря на это, выполнено физико-математическое моделирование из воздушного пространства и оценены его перспективы.

В работе предполагается использование физико-математического моделирования с помощью программного пакета gprMax для визуализации возможностей зондирования и расчета необходимых физических параметров (Warren и др., 2019). Предполагается также и обзор некоторых наиболее распространенных моделей георадаров для теоретической оценки их применимости для решения поставленной задачи.

Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие. Москва: Издательство МГУ, **2004**. – 153 с.

Fernandez M.G. Synthetic aperture radar imaging system for landmine detection using a ground penetrating radar on board a unmanned aerial vehicle // IEEE Access. **2018.** Т. 6. С. 45100–45112.

Meyers J.M., Lampousis A., Vargas O. Integration of near-surface geophysical measurements with data from aerial drones in a Hudson Valley vineyard **2019.** 2810–2812 с

Warren C., Giannopoulos A., Giannakis I. gprMax: Open source software to simulate electromagnetic wave propagation for Ground Penetrating Radar // Computer Physics Communications. **2016**. (209). С. 163–170.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗНОСА БУРОВЫХ ИНСТРУМЕНТОВ

Пелипенко Н.А., Бакланов Р.Р.

Белгородский государственный национальный исследовательский университет, Белгород

pelipenkona@mail.ru

В процессе бурения имеет место быть неодинаковая стойкость инструментов, что влекло за собой затирание забоя. Данная проблема решалась дополнительным осевым усилием и оптимальным подбором режима бурения. Кроме того, буровые коронки, имеющие в своей конструкции отдельные разрушающие резцы с их ассиметричным

расположением, работают эффективнее, что было доказано сравнительными испытаниями (Пелипенко и др., 2016; Пелипенко и др., 2019).

Результаты новейших исследований (Baumgart и др., 2019; Shalabi и др., 2007; Nicksiar и др., 2013), проведенные соавторами данной работы, касающиеся поведения работы жидкости при шлифовании в контакте металла с абразивным инструментом и представляет собой достаточно близкую аналогию процесса бурения с применением СОЖ.

Целью настоящего исследования является обеспечение высокой производительности процесса бурения при наложении вибраций на буровой инструмент. Процесс вибрации инструмента разделяется на 3 способа: ударно-вращательное с осевым направлением разрушающей силы; крутильные колебания, накладываемые на инструмент, и комбинация крутильных и осевых колебаний.

Решена задача выбора СОЖ, а также подачи ее в зону контакта инструмента с горной породой. В качестве СОЖ использовались отработанные масла, эмульсия (масло-вода) и водный раствор ПАВ. При бурении ПАВ применяется для повышения буримости и повышения смазочных свойств буровых растворов. Главную роль в процессе, как показали исследования, играет вязкость ПАВ. Используются штатные промывочные жидкости, имеющие присадки, такие как: неионогенные (УФЭ-8, ОП-7, ОП-10, ОП-20), анионактивные (сульфонат, сульфонол, НП-1, азолят), катионактивные (катамин-А, катапин-А, карбозалин-С, арквад, амин С). Основным недостатком этих жидкостей является доказанный факт слабого проникновения ПАВ в зону микрорезания, обеспечивающее сохранение микротрещин и развитие их до опережающей трещины.

Определение коэффициента крепости по Протодъяконову изложен в нормативном документе ГОСТ 21153.1-75 «Породы горные. Метод определения коэффициента крепости по Протодъяконову». Изложенный способ проведения испытаний в данном стандарте является достаточно близкой аналогией для бурения с наложением вибраций. К сожалению, в стандарте не имеется оценок других коэффициентов, влияющих на крепость горных пород. Их них наиболее значимым является излагаемый выше способ подачи ПАВ в микрозону резания.

Оценка твердости пород по шкале Мооса является усредненным показателем для конкретных видов пород. Породы, имеющие одинаковую твердость по шкале Мооса, могут существенно отличаться по показателю буримости. Главным параметром оценки буримости является свойство образовывать микротрещины. Размер и характер микротрещин под воздействием силы мало изучены. Породы с выраженной склонностью и образованием протяженных микротрещин обладают повышенной буримостью при одинаковой твердости в сравнении с другими породами, отличающимися некоторой упругостью в микрозоне контакта с поверхностью породы.

В процессе контакта инструмента с породой происходит хрупкое разрушение в микрообъеме материала породы с образованием частиц различного размера. Образовавшиеся частицы обладают выраженными остроабразивными свойствами. Поэтому необходимо использовать приёмы бурения, при которых шлам выносится с зоны резания в течение короткого промежутка времени. Эффективный вынос высокоабразивных частиц с зоны резания обеспечивает сохранение бурового инструмента. Износ поверхности трения инструмента зависит от скорости скольжения и времени контакта инструмента с породой. Время реального контакта инструмента с породой при наложении вибрации существенно снижается.

Наравне с абразивным изнашиванием имеют место другие виды, такие как: коррозийно-механическое, гидроэрозионное, гидроабразивное и усталостное. В отдельных случаях можно наблюдать специфический износ фреттинг-процесса. Равнозначным термином, используемым в зарубежных источниках, является фреттинг-коррозия. Имеет

место электроэрозионное изнашивание, характеризуемое воздействием теллурических токов в зоне бурения. Это явление еще мало изучено.

Авторским коллективом (Шахова и др., 2004) были выполнены исследования по повышению надежности элементов буровых инструментов. Для инструментов важным является такой показатель, как предельный износ режущих кромок, пластин и стержней. Например, для коронки диаметром 40 мм предельный износ твердосплавных стержней равняется 3,5 мм при диаметре стержней 8-10 мм. Износ стержней и пластин характеризуется местным износом. Графически это можно изобразить в виде эпюры износа в зависимости от времени контакта с породой.

Скорость изнашивания – это значение износа к интервалу времени, в течение которого он возник. Наиболее важным показателем для эффективности бурения является интенсивность изнашивания инструментов. Единица объема выполненной работы в виде проходки, измеряемой в метрах, существенно зависит от характера породы, условий ее залегания, однородности, трещиноватости, однородности, буримости. Поэтому следует различать интенсивную и мгновенную характеристику интенсивности изнашивания. Наравне с изложенным, следует иметь в виду такие явления, как скачкообразные движения инструмента на стыке слоев, отличающиеся коэффициентом буримости. Явления схватывания, переноса материалов, заедание, задиров, царапания и отслоения также имеют место в процессе бурения.

Одним из наиболее опасных видов износа инструмента является выкрашывание, т.е. образование лунок на поверхности трения с удалением частиц инструментального материала.

Следует иметь в виду, что инструменты имеют наследственную предрасположенность к износу. Это связано с тем, что многие механические операции по изготовлению инструмента неизбежно сопровождаются появлением поверхностного изношенного слоя с нарушенной кристаллической решеткой. Износ такого слоя в процессе эксплуатации инструмента может носить опасный быстротечный характер, приводящий к полному разрушению инструмента. Поэтому наружные поверхности инструментов обязательно подвергаются чистовой щадящей обработке с небольшой шероховатостью поверхностей Ra5-Ra10. Рекомендуется новые инструменты использовать в течение первых часов эксплуатации на щадящих режимах бурения, в течение которого произойдет приработка всех поверхностей инструмента. Период приработки измеряется от 10 до 50 часов машинного времени.

Пелипенко Н.А., Процук И.С., Бакланов Р.Р. Результаты экспериментальных исследований процесса бурения. // Вестник ассоциации буровых подрядчиков. **2019**. №2. С. 41-44.

Пелипенко Н.А., Добрынин В.Г., Греховодов И.И, Процук И.С. К вопросу о физике бурения скальных пород. // Вестник ассоциации буровых подрядчиков**. 2016.** №3. С. 14-17.

Шахова К.И., Ковалевская А.Ю. Исследование и повышение надежности работы твердосплавных элементов буровых коронок // Горный информационно-аналитический бюллетень. **2004.** №4. С. 231-234.

Baumgart C., Wegener K. Investigation of the coolant fluid flow distribution in the grinding gap // MM Science Journal. **2019.** V.4. P. 3399-3405.

Faisal I. Shalabi, Edward J. Cording, O. Hattamleh. Estimation of rock engineering properties using hardness tests // Engineering Geology. **2007**. V.90. №3. P.138-147.

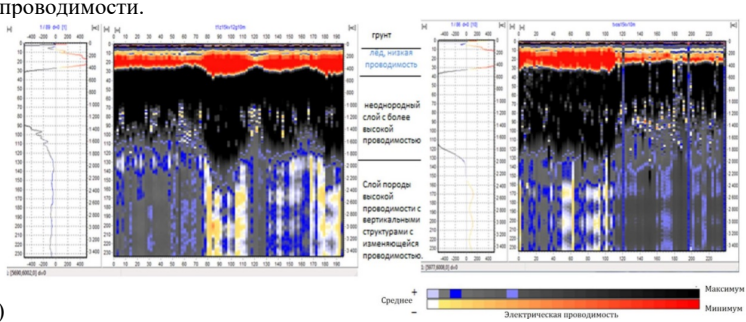
Nicksiar M., Martin C.D. Crack initiation stress in low porosity crystalline and sedimentary rocks // Engineering Geology. **2013**. V. 154. P. 64-76.

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И СОВРЕМЕННОЙ МАЛОГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ В ОБЛАСТЯХ НЕОДНОРОДНОЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

Переплеткин И.А., Кузнецов В.И
Тюменский индустриальный университет, Тюмень, ivan_perepletkin@mail.ru

От адекватности построенной по результатам кинематической инверсии глубинно-скоростной модели (ГСМ) принципиальным образом зависит точность и достоверность результатов геолого-геофизической интерпретации сейсмических данных, особенно в отношении структурных объектов на поисково-оценочной стадии геологоразведочных работ. Есть много методически и технологически различающихся подходов к построению ГСМ, универсальной и общепризнанной схемы пока что не существует. Одним из наиболее существенных факторов, определяющих снижение коэффициента успешности поисковых сейсморазведочных работ, является неподтверждаемость объектов по бурению (Долгих, 2017). Целостный подход к повышению точности сейсморазведочных работ (3D МОВ-ОГТ) должен включать комплекс мер и быть интегрированным во все основные стадии процесса сейсморазведочных работ – от проектирования работ до построения ГСМ.

В последние десятилетия быстро развивается наиболее информативный среди всех методов электромагнитного зондирования, обеспечивающий получение наиболее полной и качественной информации о среде - метод георадиолокационного подповерхностного зондирования на отраженных электромагнитных волнах (МОЭМВ). Идея метода в излучении импульсов электромагнитных волн и регистрации сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различие по диэлектрической проницаемости (ДП). Повышение частоты зондирования приводит к улучшению разрешающей способности, но при этом увеличивается затухание электромагнитной волны в среде, что приводит к уменьшению глубины зондирования; и наоборот, снижением частоты можно добиться увеличения глубины зондирования, но за это придется заплатить ухудшением разрешающей способности (Волкомирская и др., 2018; Долгих, 2017). На сегодняшний день технические характеристики новейшего георадарного оборудования позволяют работать в диапазоне рабочих частот от 1 МГц до 3 ГГц при вертикальном разрешении 1 нс на канал. Говоря о глубинности метода, максимальные глубины апробации метода – в пределах 1200-1300 м, для пород со скоростями распространения импульсов 0,15 м/нс доступные глубины могут в теории превысить 3 км (Волкомирская, 2018). Волновая природа метода георадиолокации расширяет потенциал метода – помимо скорости распространения сигнала в среде, ведется измерение проводимости.



а)

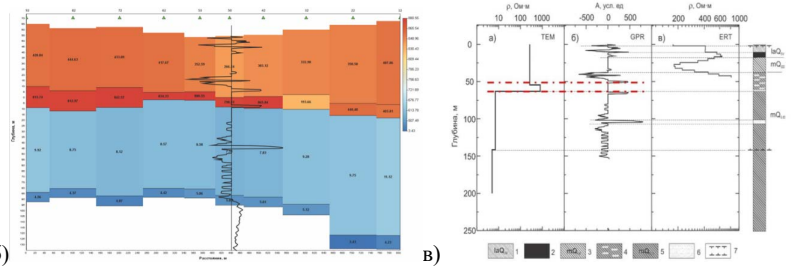


Рис. 1 Волновая форма и радарограмма профиля, пройденного георадаром (сверху), геоэлектрический разрез по данным ЗСБ (внизу слева), сравнительная оценка результатов проведения работ методами МОЭМВ, ЗСБ (внизу справа, также даны результаты проведения приповерхностной электротомографии – ERT).

Специалистами ЗАО «ТАЙМЕР» были проведены исследования метода и на уникальных с точки зрения геокриологии объектах на полуострове Ямал – гигантских воронках. На рис. 2 (а) представлены исходные волновая форма сигнала и радарограмма профиля, полученного при обследовании территории, прилегающей к кратеру при помощи георадара ГРОТ 12 с антеннами 10 метров, передатчиком напряжением 15кВ и длиной импульса 20 нс без ослабления. Метод георадиолокации (ГРЛ) позволил провести разчленение слоёв разреза с различными электрофизическими параметрами до глубин 140-150 м и выделить предполагаемые зоны тектонических нарушений (Волкомирская и др., 2015). Изменение проводимости горных пород по латерали также были установлены и по данным других электромагнитных методов (зондирования становлением поля в ближней зоне (мЗСБ), разрез показан рис. 2 (б), а также электротомографии (ЭТ/ERT), испытания которых также были проведены на этом же участке. На рисунке 2 (в) представлены геоэлектрические модели по данным методов ЗСБ (а) и (в), а также волновая форма сигнала ГРЛ (б), полученная после обработки, проявляющей границы неоднородностей ДП, с помощью метода вычитания огибающей. В результате сопоставления методов было установлено, что внедрение георадарной радиометрии совместно с другими электроразведочными методами существенно повышает общую информативность исследований за счёт высокой разрешающей способности сверхширокополосной георадиолокации (Гулевич, 2015).

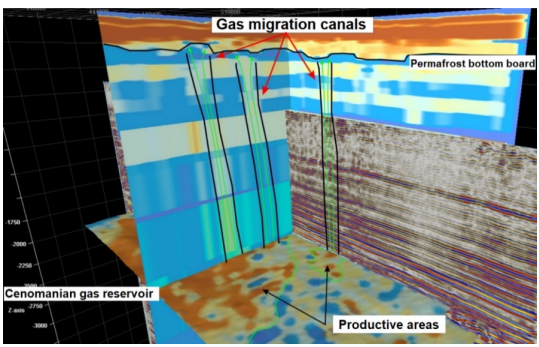


Рис. 2 Пример комплексирования сейсморазведки 3D МОВ-ОГТ и мЗСБ в зоне ВЧР

Переходя к методу ЗСБ, сразу стоит отметить, что он обладает существенно меньшей вертикальной и горизонтальной разрешающей способностью, поскольку не является волновым и основан на наблюдении вторичных процессов. На представленной геоэлектрической модели верхнего слоя справа (рис 2, Ковыктинское НГКМ, Иркутская область), по результатам зондирования площади по степени изменчивости криогенных свойств наблюдается аналогичная картина: ЗСБ дает соответствующее действительности (Гулевич, 2015), но лишь осредненное представление о пространственном распределении проводимости по профилю (Гулевич, 2015). И именно дополнение в виде включения МОЭМВ в единый комплекс с сейсморазведкой и мЗСБ позволит в перспективе решить проблему дефицита информации о неоднородном строении приповерхностной зоны данных территорий, расположенных в различных типах распространения вечной мерзлоты. Это наглядно продемонстрировано на рис. 3, где видно, что сохраняется высокая разрешенная разрешающая способность на глубинах, значительно превышающих первые десятки метров, являющимися пределом для традиционной георадиолокации.

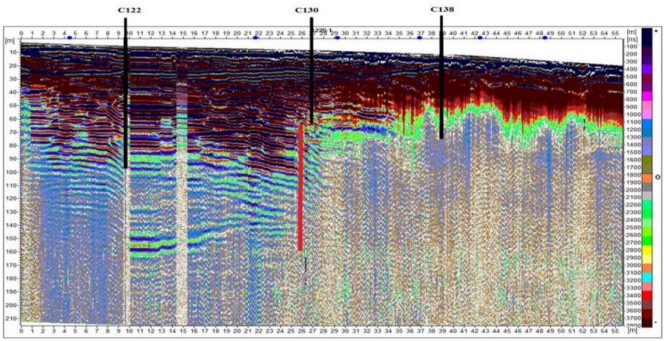


Рис. 3 Пример работ методом МОЭМВ в Восточной Сибири

На текущий момент комплексирование метолов имеет большой потенциал для изучения ВЧР в контексте коррекции кинематических поправок и обеспечении более эффективного решения обратной задачи сейсморазведки, а также для обустройства наземных технологических работ на месторождении и решения других инженерно-геологических задач. При модернизации георадарного оборудования (антенн, излучателей), а также повышения разрядности преобразователей до 20 намного увеличится глубинность работ и значительно повысится успешность геологоразведки за счет снижения объема неэффективного бурения. Помимо оптимизации затрат на этап ГРР также могут быть минимизированы негативные экологические последствия (Волкомирская и др., 2018; Гулевич, 2015).

Волкомирская Л.Б., Сахтеров В.И., Шерстнев А.В. Исследование воронки на полуострове Ямал 10 ноября 2014 г. георадарами Грот-12 и Грот-12Н // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. **2015.** №2. С. 81-89.

Волкомирская, Л.Б., Гулевич, О.А., Долгих, Ю.Н. Заглядывая вглубь Земли. Высокоразрешающая электроразведка методом отраженных электромагнитных волн – перспективное направление геологоразведки // Радиоэлектронные технологии. **2018**. №2. С. 76-79.

Гулевич О.А. Импульсное сверхширокополосное электромагнитное зондирование природных и техногенных сред с дисперсией. Москва, **2015**. 126 с.

Долгих Ю.Н. Комплексная адаптивная технология кинематической инверсии данных сейсморазведки в условиях неоднородной верхней части разреза: дис. на соиск. ученой степ. док. геол.-мин. наук: 25.00.10 – геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых. Тюмень, **2017**.306 с.

АНАЛИЗ АКЦЕССОРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ СВЕТЛИНСКОГО ПОЛЯ

Ратьковский Г.Е.
Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург
ratkov_gleb.ev@mail.ru

История изучения Светлинского пегматитового поля началась в первой половине XX века, когда Н.И. Кокшаровым была выделена серия геологических объектов, которые богаты редкими минералами. Совокупность таких объектов получила название «Русская Бразилия», которая располагается на территории южного Урала между реками Каменка и Санарка. В 50-е года прошлого столетия на этой территории были инициированы геологоразведочные работы в результате которых были подсчитаны запасы редкометальных руд в пегматитах Светлинского поля, содержащие Ta_2O_6 – 0,05 % и Nb_2O_6 – 0,017 % (Пужаков и др., 2014).

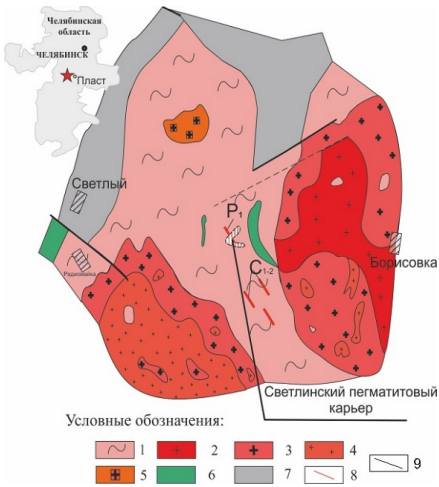


Рис. 1 Геологическая позиция Светлинского пегматитового поля: 1 – Еремкинская плагиогнейсово-амфиболитово-сланцевая толща (V_1); 2 – Пластовский плагиогранитовый комплекс (D_3-C_1); 3 – Варшавский гранитовый комплекс (C_{1-2}); 4 – Джабыкско-Санарский гранитовый комплекс (P_1); 5 – Еремкинский гнейсо-гранитовый комплекс ($Є_2$); 6 – Чебаркульско-Казбаевский габбро-долеритовый комплекс (O_{2-3}); 7 – Биргильдинская вулканитовая толща (C_1); 8 – дайки лейкогранитов, пегматитов (C_{1-2}) и (P_1); 9 – Разрывные нарушения

Пегматитовые тела залегают внутри лейкократовых гранитов жильной фации, сложенных кварцем, альбитом, микроклином и мусковитом (Таланцев, 1988). Данные тела образовались в раннепермский период и генетически связаны с гранитами джабык-санарского комплекса, которые слагают часть Борисовского гранитного массива (Пужаков и др., 2014). Вмещающими для них служат породы еремкинского метаморфического комплекса вендского времени, представленные гнейсами и кристаллическими сланцами (Рис.1). На расстоянии от 2 до 2,5 км от массива расположено тело лейкогранитов №2 (Таланцев, 1988), на котором проводились наши исследования. Для изучения были отобраны штуфные образцы типовых пород и шлихи-протолочки из занорышевой части пегматитовой жилы.

Пегматитовые жилы обладают отчётливо выраженным зональным строением, которое характеризуется сменой пород от периферии к центру в следующей последовательности: кварц-полевошпатовая порода графической структуры, кварц-полевошпатовая порода апографической структуры, полевошпатовая порода гигантозернистой структуры («блоковая зона»), кварцевая порода гигантозернистой структуры («зона кварцевого ядра»). Под кварцевым ядром обычно расположена миароловая полость с камнесамоцветным сырьём, выполненная глинистыми минералами или сыпучим агрегатом альбита. Каждая зона имеет свои особенности акцессорной минерализации. В графической и апографической зонах часто встречаются индивиды мечевидного биотита, гранаты, расположенные цепочками параллельно зальбандам, и кварц-мусковитовые агрегаты перпендикулярные зальбандам («ёльчатые»). В блоковой зоне встречаются редкометальные и редкоземельные минералы.

Целью наших исследований является характеристика минерального состава Светлинского пегматитового поля, выявление специфики акцессорной минерализации пегматитовых жил и выявление признаков принадлежности данных пегматитовых жил к определённой пегматитовой формации. Для достижения поставленной цели были изучены штуфные образцы и шлиховые пробы из занорышевой части пегматитовых тел при помощи методов оптической и электронной микроскопии.

В результате минералогического анализа были выявлены главные минералы, определяющие камнесамоцветную, редкометальную и редкоземельную составляющую пегматитовых жил. В ходе работы был сделан акцент на изучении редкометальной и редкоземельной минерализации.

Монацит-(Ce) и Ксенотим обнаруживаются в шлиховых пробах, которые были получены из глинистой смеси минералов миароловых полостей (рис. 2. А, Б). Монацит достаточно часто образует кристаллы изометричного облика. Обнаружены сростки монацита сложной морфологии с такими минералами как ксенотим, циркон и рутил. Совокупность взаимоотношений между зёрнами монацита и ксенотима позволяет предполагать, что они образовались близодновременно. Монацит также может заполнять трещины в цирконе. Внутри зёрен монацита рутил обнаруживается в виде реликтовых фрагментов. Монацит является главным концентратором лёгких лантаноидов. Ксенотим же обнаруживается в срастании с монацитом, рутилом и колумбитом. Рутил встречается в монаците в виде теней замещения индивидов. Также наблюдаются частичное замещение кристаллов колумбита ксенотимом по трещинам. В минерале присутствуют такие элементы как Dy и Gd, а также в качестве незначительной примеси часто обнаруживаются Eu, Yb, Sm.

Колумбит очень часто встречается в шлиховых пробах, а также изредка в штуфных образцах, образуя зерна и кристаллы до 2 см и более в размере (рис. 2. В). Чаще всего кристаллы обладают собственной огранкой и не находятся в срастании друг с другом. Преобладает колумбит-(Fe) с зональностью, где количество Ta изменяется в пределах 2–3 % и не подчиняется какой-либо закономерности. Помимо этого, в минералах всегда

присутствует небольшая примесь Ti. В результате анализа было выявлено, что рутил замещается колумбитом, а колумбит замещается ксенотимом. Пухерит - $Bi[VO_4]$ – обнаруживается исключительно в шлиховых пробах занорышевой зоны (рис. 2. З). Зёрна имеют сложное ограничение и слабоудлинённый облик, размер зёрен не превышает 0,8 мм. На микрофотографиях наблюдается частичное замещение гидроксидов марганца пухеритом.

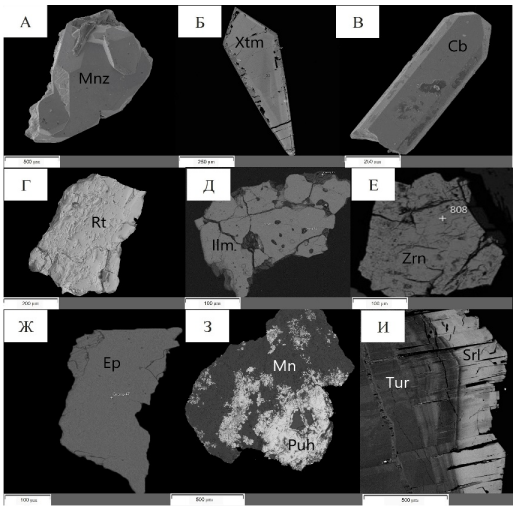


Рис. 2 СЭМ-фото минеральных зерен в режиме BSE и SE. ; А – Монацит (Mnz);); Б – Ксенотим (Xtm); В – (Fe)-колумбит (Cb); Г – Рутил (Rt); Д – Ильменит (Ilm); Е – Циркон (Zrn); Ж – Эпидот (Ep); З – Срастание пухерита (Puh) с гидроксидами марганца (Mn); И – Зональный турмалин (Tur) с шерлом (Srl) на переферии.

Рутил обнаружен в шлиховых пробах (рис. 2. Г). Размер зёрен данного минерала не превышает 0,5 мм. Облик таких зёрен слабоудлинённый. Собственные грани сохраняет редко. Как уже было отмечено ранее, часто наблюдаются реликтовые включения рутила в зёрнах ксенотима, монацита и колумбита. При анализе химического состава рутила, в них обнаруживается примесь Nb, Fe и реже Ta.

Ильменит довольно часто встречается в шлиховых пробах занорышевой зоны, но в небольших количествах. Размер зёрен ильменита не превышает 0,5 мм (рис. 2. Д). Облик кристаллов слабоудлинённый, а поверхность неровная.

Гранаты расположены цепочкой идиоморфных кристаллов, размер которых достигает 2 см. Облик кристаллов изометричный, а габитусная форма тетрагонтриоктаэдр, с подчинённым развитием ромбододекаэдра. Эти кристаллы окружены ореолом из минералов марганца, которые состоят главным образом из псиломелана и асболана с примесью Pb, Co и Ni. По составу гранаты отвечают спессартину. Циркон и эпидот довольно имеют ограниченное распространение (рис. 2. Е, 2. Ж). Первый имеет изометричные кристаллы, которые изредка ограненные, а для индивидов второго собственной кристаллографической огранки не обнаружено. Размер кристаллов циркона и эпидота в среднем равен около 0,8 мм и около 0,4 мм соответственно. Циркон всегда имеет небольшую примесь Hf, составляющую первые проценты.

Турмалин встречается в зоне ядра вместе с кварцем и другими самоцветными

минералами (рис. 2. И). На фотографиях в отражённых электронах наблюдается зональное строение, где в краевых частях кристаллов получает распространение (шерл), а во внутренней части железо частично замещается Mn. Данные особенности позволяют определить минеральный вид, как промежуточный между шерлом и тсилаизитом.

Выводами наших исследований заключаются в том, что пегматиты Светлинского поля можно отнести к промежуточной формации между редкометальной и камерной. Главные особенности камерных пегматитов (миароловые пустоты и камнесамоцветная минерализация) и редкометальных пегматитов (редкометальная минерализация) сочетаются в исследуемых жилах. В качестве полезного компонента в пегматитовых телах особый интерес представляет ниобиевая минерализация, которая в последующий этап развития сменилась редкоземельной минерализации при высокой роли летучих компонентов и прежде всего фосфора.

Бакуменко И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис. Москва: Наука, **1966**. 184 с.

Пужаков Б.А., Шох В.Д., Щулькина Н.Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIII (Пласт). Объяснительная записка. СПБ: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, **2014**. 354 с.

Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. Москва: Наука, **1988**. 144 с.

Ферсман А.Е. Пегматиты. Том 1. Москва, Ленинград: **1940**. 723 с.

ВЫЯВЛЕНИЕ НИЗКООМНЫХ АНОМАЛИЙ В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ЛЕДЯНОЙ ГОРЫ ПО ДАННЫМ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Репин И.С., Нифонтова Н.С.

ФГБОУ ВО «Пермский государственный национальный исследовательский университет», Пермь, ivan.repin.2012@mail.ru

Электроразведка является одним из основных разделов разведочной геофизики. Она основана на изучении естественных и искусственно созданных электрических или электромагнитных полей постоянного и переменного тока. В статье рассмотрено применение метода вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) в районе развития карста. Проведена обработка, а также последующие качественная и количественная интерпретация материалов с использованием программного обеспечения «Зонд 2.0». В конечном итоге определены зоны расположения карстовых полостей, заполненных глинистым материалом.

Вертикальное электрическое зондирование - это наиболее испытанная и известная электроразведочная технология, предназначенная для решения задач, связанных с изучением геологической среды до глубины порядка сотни метров. (Матвеев, 1990)

Геофизические работы проводились на Ледяной горе, в массиве которой расположена Кунгурская Ледяная пещера (Пермский край).

Массив Ледяной горы расположен на юго-востоке Пермского края, на северо-восточной окраине г. Кунгура в 100 км от г. Перми, на правом берегу р. Сылвы.

Район работ обладает сложным геологическим и тектоническим строением. Работа интерпретатора сильно усложнена за счет наличия карстовых воронок и полостей.

Электроразведочные наблюдения на Ледяной горе проводились в модификации вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) по четырем профилям. При изысканиях использовалась аппаратура АМС-1. В среднем эффективная глубина зондирования составила около 100 метров. Минимальный полуразнос был равен 7,0 метров, а максимальный – 200,0 метров. Для повышения силы приема сигнала использовались две приемные линии MN длиной 5 и 30 метров. Непосредственная обработка полевых данных проводилась с помощью специализированной программы «Зонд 2.0».

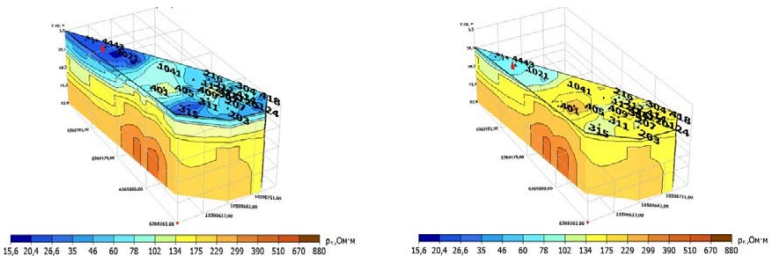
Качественная интерпретация позволяет в общих чертах охарактеризовать геологическое строение района, выяснить степень искажения кривых зондирования и возможность их количественной интерпретации в рамках горизонтально-слоистого разреза. (Колесников, 2007)

Качественной интерпретацией – это предварительное интерпретирование результатов зондирования, основанное на анализе совокупности кривых кажущихся сопротивлений, проводимостей, поляризуемостей, а также карт и разрезов, составленных по эффективным параметрам. Таковыми являются кажущееся сопротивление, продольная проводимость слоя, диэлектрическая проницаемость и т.д. (Колесников, 2007)

На данном участке выделены карбонатные породы, карстопроявление в которых может выявиться на разрезах как относительно высокоомными (полости, заполненные воздухом), так и относительно низкоомными значениями сопротивлений (полости, заполненными глинистым материалом):

- низкоомная аномалия, находящаяся вблизи ПК 101 - 1031 (ПР 1), ПК 311 - 315 (ПР 3), ПК 418 (ПР 4) прослеживается в верхней части разреза до 10 метров;
- зона повышенных значений кажущихся сопротивлений в районе ПК 1041, 1015 (ПР 1), ПК 209 (ПР 2), ПК 307 (ПР 3), ПК 403, 405 (ПР 4), прослеживающаяся на глубине свыше 40 метров;
- высокоомная аномалия на глубине более 60 метров в районе ПК 403 (ПР 4).

Более детально изменение кажущихся сопротивлений с глубиной можно видеть на срезах -поля, построенного с учетом изменения КС по четырем профилям (рис. 1).



а) б)

Рис. 1 3D-поле кажущихся сопротивлений. Участок Кунгурской пещеры.
Срезы на Zэф= 3,5 м (а), 25,2 м (б)

Результаты качественной интерпретации указывают на общие закономерности изменения электрических свойств среды. Чтобы уточнить информацию о строении, требуется выполнить количественную интерпретацию. При количественной интерпретации определяются значения параметров модели: мощности и сопротивления слоев, конфигурация геоэлектрических тел.

Выделенные низкоомные аномалии, отвечающие за карстовые полости, заполненные глинистым материалом, нанесены на схему расположения профилей. Для

комплексного выявления низкоомных аномалий, низкоомные аномалии были нанесены на схему расположения профилей для всех слоев (рис. 2).

При анализе схемы (рис. 2) можно сделать следующие выводы:

- в районе ПК 407 - 409 низкоомная аномалия прослеживается во всех трех слоях, можно сделать вывод о самой большой карстовой полости, заполненной глинистым материалом;
- также аномальным участком является пересечение профилей – в данной области присутствуют пониженные значения в четвертом и пятом слоях;
- ПК 212 - 214 обладают пониженными значениями сопротивлений в третьем и четвертом слоях; в районе ПК 124 (ПР 1) и ПК 313 (ПР 3) наблюдается аномалия в пятом слое.

На основании качественной интерпретации данных ВЭЗ мной были получены кажущихся сопротивлений, 3D-поле КС, при анализе которых установлено увеличение кажущихся сопротивлений с глубиной.

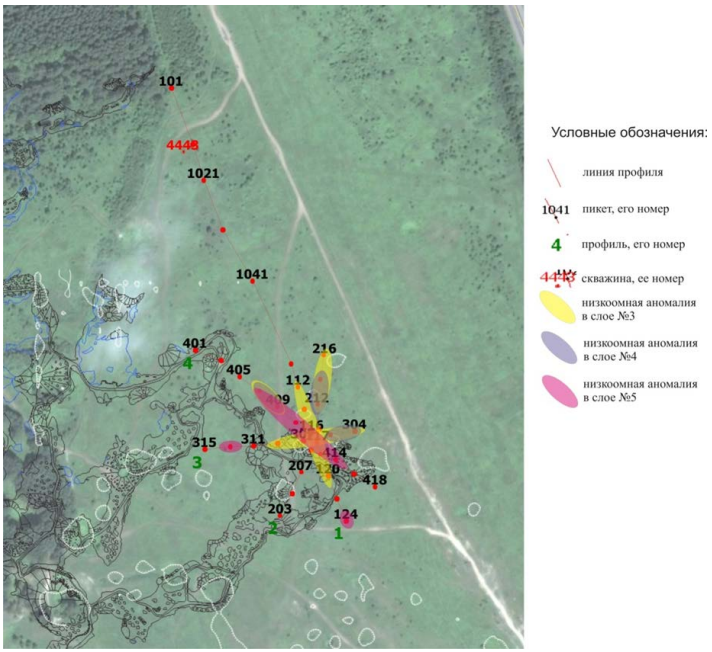


Рис. 2 Схема расположения профилей для всех слоев

На втором этапе данной работы проведена количественная интерпретация, выполненная за счет стабилизации решений на основе использования имеющихся параметрических зондирований. На основании данных параметрического зондирования сформированы геоэлектрические разрезы. Разрезы представлены пятью толщами пород, сложенными, по данным бурения скважины, песчано-глинистыми образованиями, закарстованными доломитами, а также сульфатными породами, такими как гипс и ангидрит.

В пределах некоторых слоев выделены участки с повышенными сопротивлениями пород, предположительно связанные с увеличением плотности (уменьшением степени

трещиноватости) отложений. В пределах слоев № 3, 4 и 5 выделены зоны низких сопротивлений – самая большая аномальная область выделена в районе ПК 407 - 409, вероятно, это карстовая полость, заполненная глинистым материалом. Наиболее ослабленными участками, также являются участки в районе ПК 212 - 214, а также в месте пересечения профилей. Эти участки также обладают пониженными сопротивлениями, вероятно, также обусловлены наличием в массиве карстовой полости, заполненной глинистым материалом.

Колесников В.П. Основы интерпретации электрических зондирований. М.: Научный мир, Москва, **2007.** 248 с.
Матвеев Б.К. Электроразведка, 2-е издание, М.: Недра, Москва**, 1990**. 368 с.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ДРАЖНОЕ (РС ЯКУТИЯ)

Реуцкая К.А., Гурин Г.В.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
st049556@student.spbu.ru

Месторождение золота Дражное расположено в Республике Саха (Якутия) в Оймяконском районе, в 60 км на север от с. Оймякон и в 70 км на юг от административного районного центра — пос. Усть-Нера. Дражное является одним из крупнейших коренных месторождений Верхне-Индигирского рудно-россыпного района, разрабатываемых в настоящее время. Оно характеризуется сложными геологическими условиями проведения поисковых работ: расположено в центральной части полигона старателей (перекрыто отвалами россыпи р. Большой Тарын мощностью до 30м.); рудные тела месторождения не выходят на поверхность; основные поисковые методы (геологическое картирование, геохимическое опробование вторичных ореолов рассеяния, проходка канав и др.) малоэффективны.

На месторождении Дражное структурные факторы локализации золотого оруденения являются одними из ключевых, так как именно тектоническая структура определяла движение рудоносных растворов и формирование структурных ловушек для образования золотоносных кварцевых жил и штокверков (Читалин и др., 2018). Золотое оруденение приурочено к кварцево-жильным зонам и кварцевым штокверкам, расположенным в однородной терригенной толще. Руды месторождения Дражное представлены алевролитами, песчанистыми алевролитами с золотоносной сульфидно-кварцевой жильной минерализацией прожилково-вкрапленного типа. При этом степень объемных метасоматических преобразований (березитизации) пород в пределах золотоносных зон обычно невысока (содержание жильного кварца колеблется от 1 до 15 % (в среднем 5 %), редко достигает 20-30 %). Кварцевые золотосодержащие прожилки повсеместно сопровождаются вкрапленностью пирита и арсенопирита. Содержание сульфидов в рудах и ореолах гидротермально-метасоматически измененных пород обычно невысокое (1-3 %, редко достигает 5 % и более). Отмечается также повышение содержания органического углерода в пределах рудных зон, которое связывают с проявлением метасоматических процессов.

Для создания петрофизической модели проведено изучение петрофизических свойств коллекции образцов (250 шт.), отобранных из керна 7 скважин поискового

бурения. Эталонная коллекция включала 6 групп, каждая из которых содержит около 20 образцов, различающихся минеральным составом, строением и интенсивностью гидротермально-метасоматического изменения пород, а также преобладающим составом рудных и жильных минералов. Минералого-петрографическая характеристика образцов проведена по данным описания 45 прозрачно-полированных шлифов.

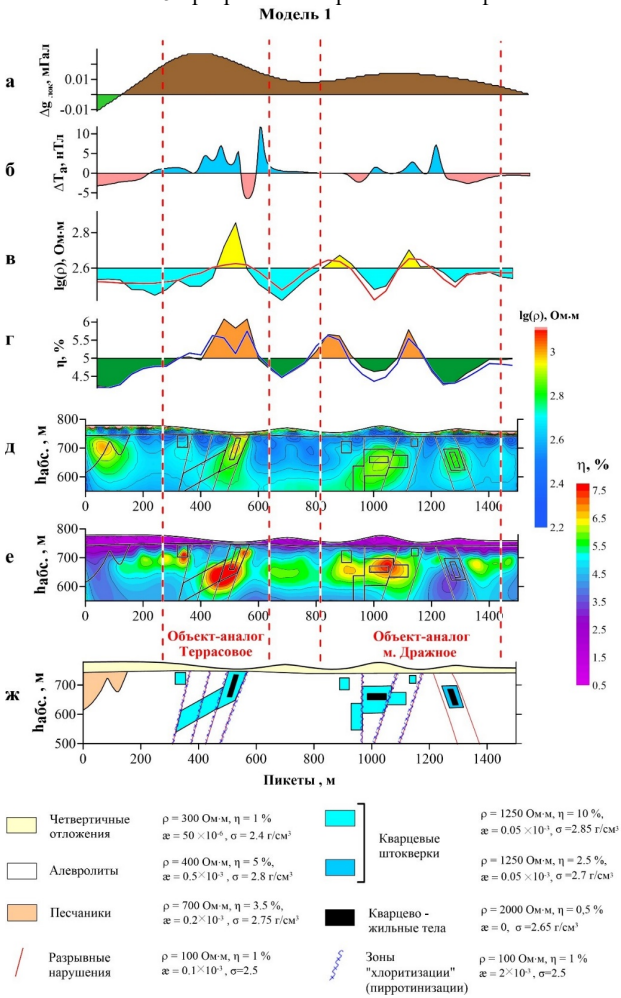


Рис. 1 Физико-геологическая модель золоторудного месторождения Дражное.

Условные обозначения к Рис. 1. Графики: (а) локальной составляющей поля силы тяжести, (б) аномального магнитного поля, (в) логарифма кажущегося УЭС и (г) кажущейся поляризуемости (для установки срединного градиента; красной и синей линией приведены графики $\rho_к$ и $\eta_к$, рассчитанные для геоэлектрических моделей, не содержащих сульфидизированных кварцевых штокверков и зон дробления — «простая» двухслойная

геоэлектрическая модель); Геоэлектрические разрезы удельного электрического сопротивления (д) и поляризуемости (е) (для электротомографии методом ВП); (ж) физико-геологическая (петрофизическая) модель месторождения Дражное.

По результатам выполненного изучения петрофизических свойств горных пород эталонной коллекции месторождения Дражное составлена петрофизическая и физико-геологическая модели, на основе которых выполнено двумерное математическое моделирование данных грави-, магнито- и электроразведки с целью оценки эффективности применения геофизических методов для поиска золотоносных зон-аналогов месторождения Дражное (Рис. 1).

По результатам изучения петрофизических свойств эталонной коллекции образцов установлена слабая дифференциация пород месторождения Дражное по физическим свойствам. По плотности породы дифференцированы достаточно хорошо. Однако, малая степень изменения пород, неоднородное строение кварцевых штокверков, а также наличие техногенных отложений не позволяет уверенно зафиксировать аномальный вклад целевых объектов поиска в поле силы тяжести (Рис. 1а).

По магнитным свойствам породы золотоносных зон практически не отличаются от вмещающих их пород. Повышенными значениями магнитной восприимчивости обладают хлоритизированные и карбонатизированные породы, часто приуроченные к зонам дробления и разрывным нарушениям (Рис. 1б).

По удельному электрическому сопротивлению (УЭС) породы дифференцированы плохо. Низкий контраст пород по УЭС приводит к резкому снижению эффективности электроразведки методами кажущегося сопротивления (КС), в том числе и индуктивных методов (Рис. 1 в-е). Кроме того, установлены сильные искажения данных электроразведки КС слоем техногенных отложений. Выполнение электротомографии КС позволяет существенно снизить неоднозначность геологической интерпретации и провести разбраковку аномалий. Однако, отличить кварцевые штокверки от песчаников, которые выделяются одинаковыми аномалиями УЭС, получится не всегда.

По поляризуемости породы дифференцированы достаточно плохо, что позволяет предполагать значительное снижение поисковой эффективности метода вызванной поляризации (ВП). По результатам выполненного изучения петрофизических свойств установлено, что сульфиды в породах поляризуются плохо. Согласно петрографическому описанию шлифов низкая поляризуемость сульфидов в породах обусловлена их изоляцией «рубашками» из минералов-диэлектриков (в первую очередь кварца и карбоната), а также низкой пористостью пород. Таким образом, даже интенсивно сульфидизированные кварцевые штокверки — основной объект поиска методом ВП — в пределах месторождения Дражное будут создавать аномалии поляризуемости невысокой интенсивности. Лишь при малой мощности перекрывающих четвертичных и техногенных отложений целевые объекты поиска могут быть выделены по данным электроразведки методом ВП.

Выводы:

1. Петрофизическая и физико-геологическая модели, построенные по данным петрофизических исследований, позволили оценить эффективность применения геофизических методов для поиска золоторудных зон-аналогов месторождения Дражное в пределах Тарынского рудно-россыпного узла и оценки их перспективности.

2. Результаты выполненных работ указывают на то, что принцип аналогии изучаемых объектов с известными, на основе которого чаще всего проводится обоснование и выбор поискового комплекса геофизических методов, а также основных элементов методики и техники полевых работ, дает хорошие результаты не всегда. Несмотря на кажущуюся схожесть объектов по геологическому строению и вещественному составу руд

петрофизические свойства пород могут существенно различаться. Полученные данные объясняют низкую эффективность геофизических работ, выполненных в пределах золотоносных зон месторождения Дражное.

Читалин А.Ф., Воскресенский К.И., Гришин Е.М., Сивков Д.В., Усенко В.В., Фомичев Е.В., Чикатуева В.Ю. Структурно-кинематическая модель золоторудного месторождения Дражное // Геофизика, **2018**. С. 106 – 104.

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ ДВУХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ ПО КАНАВАМ

Решетняк В.Н.[1,2], Писоцкая Л.И.[1]
[1]АО «ВНИГРИуголь», Ростов-на-Дону vnresh3@gmail.com
[2] Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону

Графическая документация в виде различного рода зарисовок широко применяется в практике геологосъемочных и поисковых работ, особенно при описании обнажений и геологоразведочных выработок. Зарисовка объективно передает все особенности и детали изученного геологического объекта (Бурдэ и др., 1984).

Геоинформационные системы (ГИС) позволяют достоверно отображать пространственное размещение и строение геологических объектов. Во ВНИГРИуголь на протяжении многих лет используется платформа *ArcGIS* для создания геолого-картографических моделей по участкам поисковых работ на уголь на основе разработанной технологии (Бударина и др., 2016).

В настоящее время АО «ВНИГРИуголь» принимает участие в проведении подрядных работ на участке поисковых работ 2017-2019гг. – Лахской угленосной площади, которая расположена на территории Сахалинской области.

Для создания геолого-картографических моделей по участкам поисковых работ на уголь разработан комплекс модулей *GEO* в среде *ArcView GIS*. По данным поисковых канав с помощью разработанного модуля «*GeoExcav*» в среде *ArcView 3.2a* произведено нанесение канав на план участка и построены цифровые схемы зарисовок горных выработок – канав.

Построение схем зарисовок канав производится в следующей последовательности. В первую очередь, на плане участка с точками привязки канав задается ось канавы, проекция канавы на план. Создаются необходимые слои канавы (слой точек привязки, оси и полигона канавы). Затем, в окне «Нанесение канавы на план» (рисунок 1) задаются основные параметры горной выработки: азимут, длина, ширина канавы, альтитуды точек привязки канавы и глубины начала и конца канавы. На плане участка отображается заготовка – полигон канавы, на который потом выносится проекция (дно) канавы. После введения необходимых параметров в том же окне выбирается «Создать новый вид», на котором будет помещена развертка выработки; и «Создать развертку сегмента» – во всплывающем окне выбираются необходимые элементы, и дальнейшие действия производятся в виде с разверткой канавы.

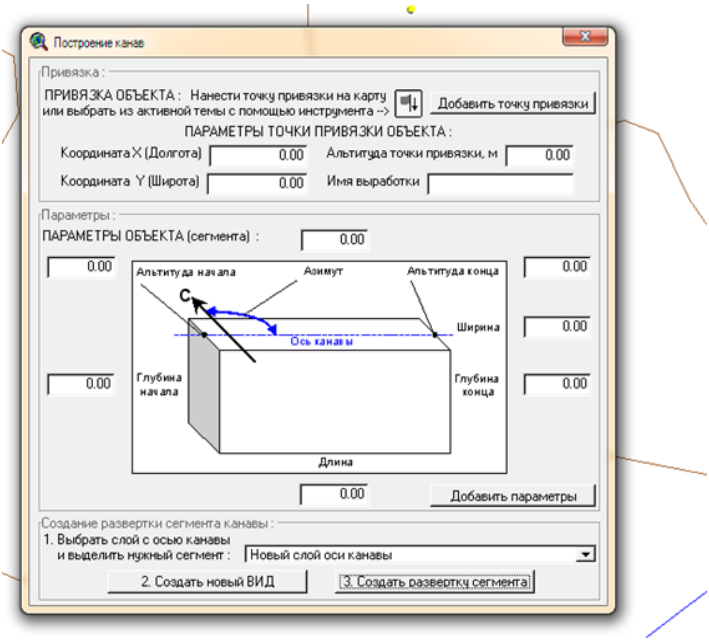


Рис. 1 Нанесение канавы на план

Развертка канавы включает в себя слои: «Точки привязки схемы зарисовки», «Базисные линии схемы зарисовки», «Литологический состав пород» и «Линейка схемы зарисовки». При необходимости добавляется также слой бороздового/точечного опробования канавы.

Для отображения литологического состава пород соответствующий слой редактируется – разбивается на отдельные полигональные объекты, редактируется граница канавы (по умолчанию заготовка имеет форму четырехугольной фигуры). Под векторные слои подкладывается растровый файл – зарисовка канавы из дневника (пикетажки), привязывается, и уже на основе этого слой «разрезается» на отдельные полигоны. Затем, в таблице атрибутов прописывается литологический состав пород, загружается легенда, и каждый слой окрашивается в соответствии с условными обозначениями. Дальнейшие действия представляют собой оформление полученного разреза: подписи глубин, линейки, азимута, масштаба и т.п. Рисунок 2 иллюстрирует окончательный вариант оформленной схемы зарисовки канавы.

При наличии зарисовки дна канавы возможно вынести проекцию дна канавы на план участка. Для этого выделяется ось дна канавы, полигон дна канавы, в окне «Заготовки канавы» выбираем «Проекция дна канавы на план» и на место заготовки полигона канавы на плане появляется новый слой «Проекция дна развертки» – разрезанный полигон дна канавы (к которому тоже необходимо добавить легенду).

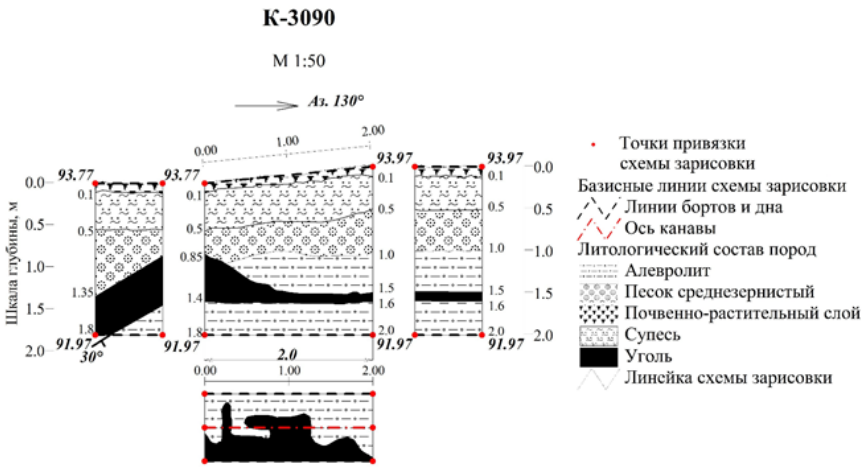


Рис. 2 Развертка канавы

Вынесение проекции дна канавы на план позволяет визуализировать особенности геологического строения, залегания отдельных угольных пластов. При наличии густой сети канав и вынесенных на план проекций дна канав имеется возможность оценить пространственные характеристики исследуемого пласта или иных геологических объектов, мощность пластов, углы и азимуты падения и другую необходимую информацию.

Таким образом, достигается изучение исследуемого объекта в двух плоскостях: вертикальной – как геологический разрез – на схеме зарисовке канавы отображается геологическое строение на глубину; и горизонтальной – путём вынесения проекции дна канавы на план.

Бурдэ А. И., Высоцкий А.А., Олейников А.Н. Геологическая документация при геологосъемочных и поисковых работах// Москва: Недра, **1984**. 271 с.

Бударина Т.В., Журбицкий Б.И. Информационное обеспечение геологоразведочных работ на твердые горючие ископаемые // Разведка и охрана недр. **2016.** №1. С. 60-66.

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ УСТАНОВОК В МЕТОДЕ ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СРЕД С РАЗЛИЧНЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

Русаков Е.Д.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
brodeex@mail.ru

В последние десятилетия метод электротомографии прочно вошел в комплекс геофизических методов, применяемых для изучения верхней части разреза, особенно в условиях сложно построенных сред (Бобачев, 2013; Кашкевич, 2011; Полицина и др., 2013). Однако стоит отметить, что электротомография не всегда обладает достаточной разрешающей способностью, и эффективность ее зависит как от геологического строения

среды, так и от типа применяемых установок. При проведении геологоразведочных работ методом электротомографии очень важно выбрать правильную электроразведочную установку, с помощью которой можно наилучшим образом изучить геоэлектрический разрез и восстановить модель изучаемой среды.

Цель данного доклада - оценить, насколько эффективна та или иная электроразведочная установка в различных ситуациях.

Моделирование – это неотъемлемый процесс, который предшествует полевым работам. Благодаря ему становится понятно, возможно ли решить поставленную геологическую задачу, используя тот или иной геофизический метод. Моделирование помогает выбрать наиболее приемлемые параметры системы измерений для решения задачи. Если человек владеет априорной информацией о предмете изучения, он может промоделировать разные ситуации, проектируя геофизические работы.

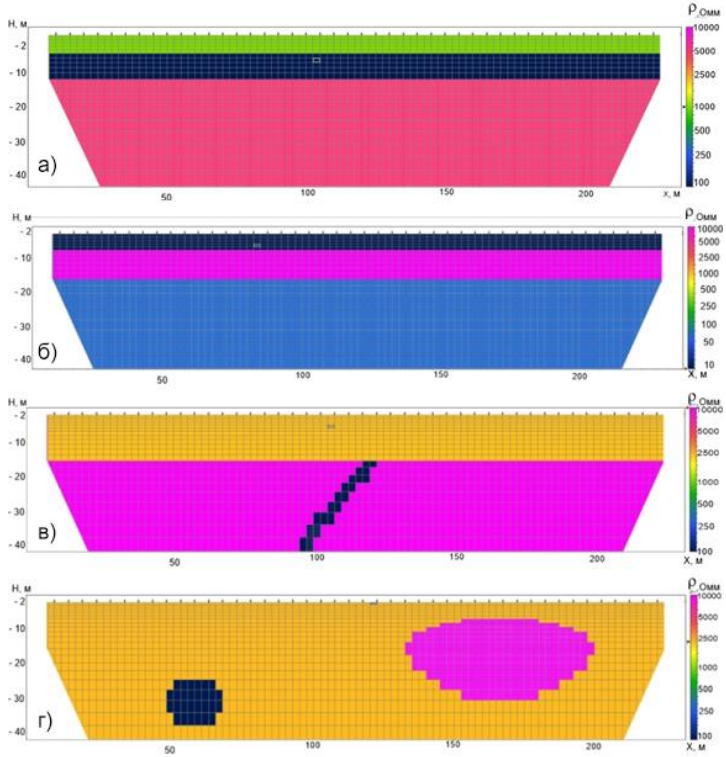


Рис.1 Математические модели геоэлектрических разрезов:
а) трехслойный разрез со средним слоем низкого сопротивления; б) трехслойный разрез со средним слоем высокого сопротивления; в) модель с наклонным проводящим пластом малой мощности; г) разрез с локальными включениями высокого и низкого сопротивления по сравнению с вмещающей средой.

В этой работе было смоделировано четыре различных геологических разреза, используя три наиболее распространенные установки - Шлюмберже (A-MN-B), трехэлектродная установка (A-MN) и установка диполь-диполь (AB-MN).

Первая модель представляет собой разрез с горизонтальным залеганием слоев, причем средний слой имеет низкое сопротивление (рис. 1, а). Вторая модель схожа с предыдущей, но сопротивления распределены по-другому – средний слой имеет высокое сопротивление (рис. 1, б). Первая и вторая модели могут соответствовать горизонтально-слоистым толщам, характерным для пород осадочного чехла, горизонтально залегающим четвертичным отложениям, искусственным инженерно-геологическим сооружениям. Третья модель – модель с круто падающим проводящим пластом (рис. 1, в), что может соответствовать обстановкам в рудных районах или геологическим разрезам при наличии крутопадающих графитсодержащих пород. Четвертая модель включает в себя локальные, изометричные тела разного удельного сопротивления (рис. 1, г). Такая модель хорошо описывает условия развития таликовых зон в вечномерзлых породах или наоборот наличие ядер погребенного льда в оттаявших породах, присутствие карстовых зон (обводненных и необводненных) в известняках. Также четвертая модель может быть использована при проектировании электроразведочных работ для решения археологических задач.

С использованием программы Zond Res2D (http://zond-geo.com) были рассчитаны графики кажущегося удельного сопротивления от каждой из моделей с использованием трех типов электроразведочных установок. В дальнейшем полученные расчетные данные были заведены в программу в качестве наблюденных данных с тем, чтобы определить какая из указанных установок наилучшим образом восстанавливает геоэлектрический разрез. На рисунках 2 и 3 приведены примеры восстановленных геоэлектрических разрезов, полученных в результате применения инверсии с использованием алгоритма Occam.

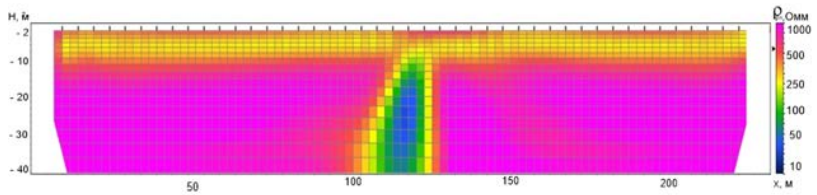


Рис.2 Восстановленный геоэлектрический разрез для модели с круто падающим пластом, установка Шлюмберже.

После моделирования и анализа полученных результатов можно прийти к следующим выводам:

1) При работе с геологическим разрезом, где не приповерхностный слой имеет низкое удельное сопротивление, необходимо быть готовым к тому, что на восстановленной модели в результате инверсии мощности слоев не будут соответствовать тем, которые есть на самом деле.

2) При работе с геологическим разрезом, где не приповерхностный слой имеет высокое удельное сопротивление, возникают сложности с интерпретацией данных. Результаты, полученные рассматриваемыми мною установками, нельзя интерпретировать однозначно.

3) При работе с геологическим разрезом, где круто падающие тела, слои находятся на небольшой глубине, эффективнее всего использовать установку Шлюмберже, поскольку она не только фиксирует наличие данного тела, но и позволяет сделать вывод о направлении падения слоя или дайки (рис. 2). Однако, при работе на больших глубинах эту установка теряет свою эффективность и даже не отображает интересующее нас тело. Тем не менее, в таких случаях можно работать с трехэлектродной установкой и установкой диполь-диполь. Хоть они и не позволяют нам сказать о характере залегания дайки или слоя, но они абсолютно точно помогают нам говорить об их наличии.

4) При работе с геологическим разрезом, где присутствуют изометричные тела с различными удельными сопротивлениями, наиболее эффективной установкой является трехэлектродная установка (рис. 3). На больших глубинах установки Шлюмберже и диполь-диполь могут лишь установить присутствие тех или иных геологических тел, но в этом случае речь об их детализации не идет. На небольших глубинах же все три установки справляются со своей задачей и могут успешно использоваться на практике.

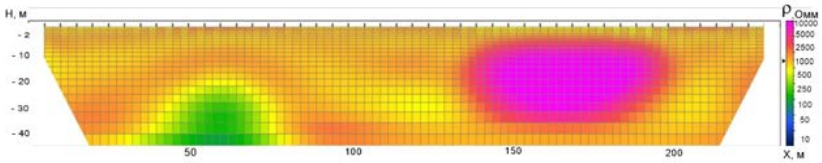


Рис.3 Восстановленный геоэлектрический разрез для модели с изометричными телами с разными удельными сопротивлениями, трехэлектродная установка.

Благодаря проделанной работе можно увидеть не только преимущества, но и недостатки рассмотренных электроразведочных установок в той или иной геологической обстановке. Теперь при проведении электроразведочных работ можно заранее предсказать качество результатов, полученных выбранной установкой.

Бобачев А.А., Большаков Д.К., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электроразведка. Том 2. Малоглубинная электроразведка. Москва: Изд-во МГУ, **2013.** 124 с.

Каминский А.Е. Инструкции по пользованию пакетом программ Zond. (http://zond-geo.com).

Кашкевич М.П., Полицина А.В. и др. Донная электротомография для решения инженерно-геологических задач // Материалы 5 Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли, **2011.** Т.2. С. 335-338.

Полицина А.В., Галышева. А.В., Котин И.С., Степанов Д.В, Кашкевич М.П. Наземная электротомография при оконтуривании таликовых зон (п-ов Таймыр) // Записки Горного института, **2013**. Т. 200. С. 76-80.

ГЕОМАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ, ВЫЗВАННЫЕ ЭЛЯЗЫГСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ (2020)

Рябова С.А.
Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, Москва
riabovasa@mail.ru

Изучение вариаций геомагнитного поля, сопровождающих явления и процессы природного и техногенного происхождения, представляет значительный интерес, как для понимания их внутренних механизмов, так и для описания закономерностей их развития (Рябова, Спивак, 2019). Землетрясения представляют собой яркий пример проявления природных сил. Развитие сейсмических событий вызывает не только изменение напряженно-деформируемого состояния горных пород, но и резкие изменения

электрофизических свойств среды и геомагнитного поля (Собисевич и др., 2016; Hattori, 2004).

В настоящей работе рассматривается геомагнитный эффект разрушительного землетрясения, произошедшего в восточной турецкой провинции Элязыг 24 января 2020 г. (координаты очага: 38,37° с.ш.; 39,22° в.д.). Время в очаге события, оцененное по сейсмическим данным, $t_0 \approx$ 17:55:14 UTC. Источник колебаний (гипоцентр) залегал на глубине 11,9 км, недалеко от города Сивридже. Длительность основного толчка составила около 40 секунд.

В качестве исходных данных использовались цифровые ряды, полученные при выполнении геомагнитного мониторинга в приземном слое атмосферы на Геофизической обсерватории «Михнево» и на магнитных обсерваториях сети INTERMAGNET. Следует отметить, что период землетрясения характеризовался спокойной геомагнитной обстановкой, что позволило успешно идентифицировать геомагнитные аномалии, сопутствующие землетрясению. В таблице 1 приведен список геомагнитных обсерваторий, данные с которых использовались при проведении настоящих исследований. В таблице 1 указаны IAGA-коды обсерваторий, их координаты и расстояние до очага Элязыгского землетрясения.

Таблица 1 Список геомагнитных обсерваторий.

Наименование	**IAGA-код**	**Широта, ° с.ш.**	**Долгота, ° в.д.**	**Расстояние, км**
Будков (Чехия)	BDV	49,08	14,02	~2330
Бельск (Польша)	BEL	51,84	20,79	~2070
Борок (Россия)	BOX	58,07	38,23	~2190
Иркутск (Россия)	IRT	52,27	104,45	~5140
Изник (Турция)	IZN	40,5	29,72	~850
Хабаровск (Россия)	KHB	47,61	134,69	~7320
Львов (Украина)	LVV	49,9	23,75	~1770
Михнево (Россия)	MHV	54,94	37,73	~1840
Надьценк (Венгрия)	NCK	47,63	16,72	~2090
Новосибирск (Россия)	NVS	54,85	83,23	~3740
Панагюриште (Болгария)	PAG	42,50	24,2	~1350
Педели (Греция)	PEG	38,1	23,9	~1330
Санкт-Петербург (Россия)	SPG	60,54	29,72	~2550
Сурлари (Румыния)	SUA	44,68	26,25	~1280

Обработка и анализ данных геомагнитного мониторинга показал, что в период рассматриваемого сейсмического события наблюдаются геомагнитные аномалии в виде повышения с последующим снижением амплитуды горизонтальной компоненты магнитной индукции. На рисунке 1 приведены временные вариации горизонтальной компоненты магнитной индукции, вычисленной по данным магнитных обсерваторий, расположенных на разных расстояниях от очага возмущений (компоненты магнитного поля B_x и B_y ориентированы соответственно в направлении север-юг и восток-запад).

В целом, характерные амплитуды геомагнитных аномалий составляют от 3 нТл до 6 нТл. Примечателен тот факт, что вызванные геомагнитные вариации возникают в период основного толчка практически одновременно во всех обсерваториях, несмотря на значительную разницу в расстояниях до эпицентра Элязыгского землетрясения.

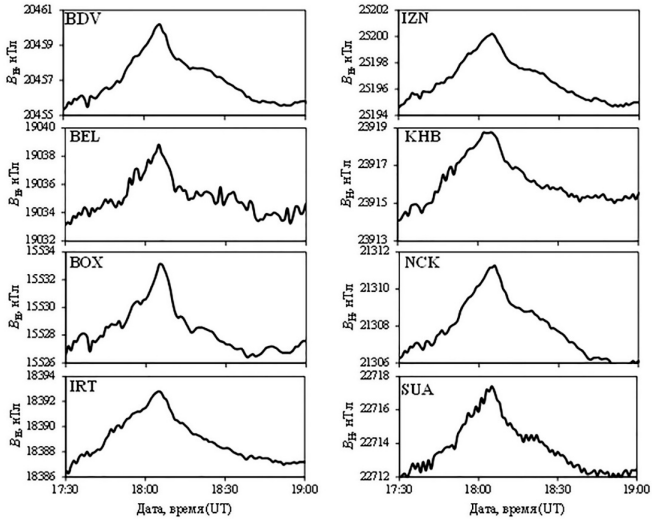


Рис.1 Примеры вариаций магнитного поля в период Элязыгского землетрясения (в левом верхнем углу рисунков указаны IAGA-коды обсерваторий)

Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные вариации в приземной зоне Земли. Москва: Графитекс**, 2019**. 150 с.

Собисевич Л.Е., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Шень То, Лю Цзяо Инструментальные наблюдения геомагнитных возмущений перед сейсмическими событиями в отдельных районах КНР // Сейсмические приборы. **2016**. Т. 52. № 1. С. 39-60.

Hattori K. ULF Geomagnetic changes associated with large earthquakes // ТАО. **2004**. V. 15. № 3. P. 329-360.

СОЗДАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ С ЦЕЛЬЮ ОБОСНАВАНИЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Тарасенко А.К.
Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург
aniktar@mail.ru

Арктический шельф России, и в особенности Карское море, в настоящее время является одним из уникальных регионов мира, где располагаются почти нетронутые запасы углеводородного сырья. На протяжении многих лет ведутся работы по изучению геологического строения акватории Карского моря, однако, в связи с суровыми климатическими условиями и неудобным географическим положением сеть геолого-геофизических профилей весьма неравномерна (Алексеева, 2019).

Основные сведения о геологическом строении региона базируются преимущественно на ранее выполненных исследованиях, начало которых относится к 60-

м гг. XX столетия. Данные работы позволили уточнить геологическое строение севера Карского моря, провести границы перспективных нефтегазоносных провинций, областей и районов, а также оценить перспективы нефтегазоносности. Несмотря на это, структурно-тектонические схемы имеют ряд разногласий как концептуальных, так и топонимических. Вследствие этого необходимо провести обобщение и переинтерпретацию большого массива данных для создания структурно-тектонических схем и характеристики нефтегазоносных систем.

Представленная работа выполнена в ФГБУ «ВНИИОкеангеология» в рамках Государственного контракта «Обеспечение геологоразведочных работ на углеводородное сырье на континентальном шельфе РФ, в Арктике и Мировом океане в 2019-2021 гг.»

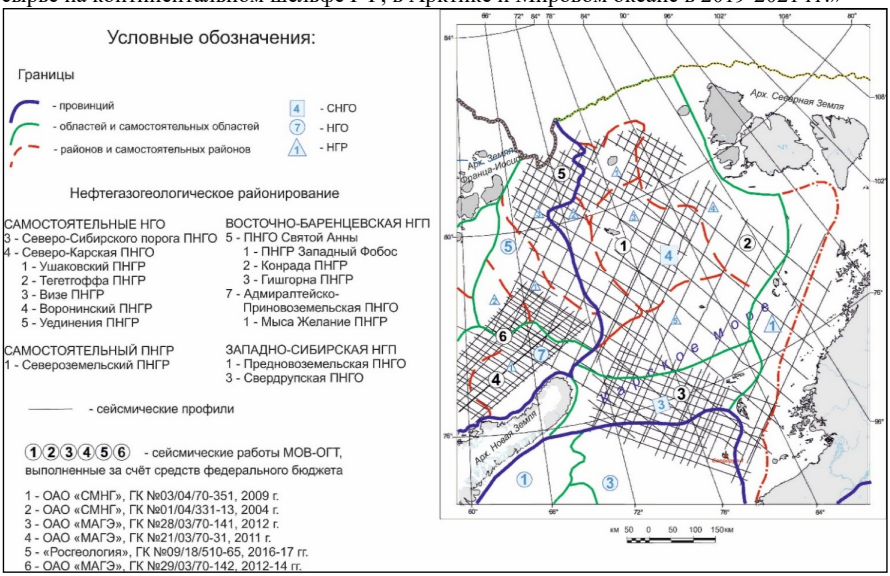


Рис.1 Схема сейсмических профилей, выполненных в северной части Карского моря

Целью данной работы является создание геолого-геофизической модели осадочного чехла северной части Карского моря по сейсмическим данным МОВ-ОГТ 2D для обоснования перспективных нефтегазоносных областей.

Для этого были проанализированы и систематизированы архивные данные о стратиграфической привязке отражающих горизонтов на севере Карского моря и выполнена интерпретация глубинных сейсмических разрезов МОВ-ОГТ 2D в программном комплексе KINGDOM Suite 8.7, которая включала в себя:

- построение глубинных сейсмогеологических разрезов с выделением основных отражающих горизонтов;
- выделение на представительных разрезах элементов нефтегазоносных систем;
- построение структурно-тектонических схем, характеризующих строение основных отражающих горизонтов по площади;
- уточнение положения границ перспективных нефтегазоносных районов и областей.

Для интерпретации были выбраны сейсмические разрезы по 192 профилям, расположенным в северной части Карского моря (рис.1).

На основе анализа архивных материалов было выбрано 4 основных отражающих горизонта, разделяющих осадочный чехол на ряд сейсмических комплексов:

- ОГ F – акустический фундамент архей-протерозойского возраста и подошва осадочного чехла севера Карского моря, характеризующийся расчленённым многочисленными дизъюнктивными нарушениями рельефом;
- KS1 – кровля силура, отделяющая терригенно-карбонатно-сульфатные комплексы мелководных и прибрежно-морских отложений от вышележащих толщ;
- KS2 – внутрипермское несогласие, образованное в результате регрессии моря и глобальной смене климата в нижнепермское время, вследствие чего карбонатное осадконакопление сменилось терригенным типом седиментации;
- KS3 – кровля триасовой толщи, представляющая собой эрозионный срез нижележащих терригенных отложений (ФГБУ «ВНИИОкеангеология», 2019).

На глубинных разрезах по характеру сейсмической записи схематично были выделены элементы нефтегазоносных систем: нефтегазоматеринские толщи, флюидоупоры, породы-коллекторы.

По результатам интерпретации сейсмических разрезов были построены структурно-тектонические схемы, характеризующие строение акустического фундамента (рис.2) и опорных горизонтов в осадочном чехле северной части Карского моря. Это позволяет визуализировать структурно-тектонические элементы и получить обоснованные границы перспективных нефтегазоносных областей (Северо-Карской СПНГО и прилегающей с запада ПНГО Святой Анны, относящейся к Восточно-Баренцевской ПНГП) для дальнейшего бассейнового моделирования и количественной оценки.

Благодаря полученным результатам можно сделать выводы о перспективности ПНГО в пределах северной части Карского моря, а также обосновать направления ГРР в данной акватории.

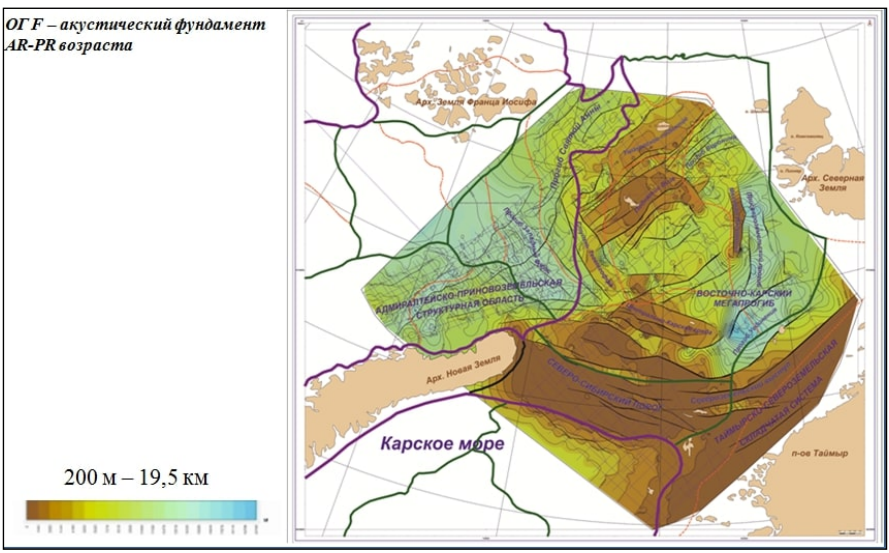


Рис.2 Структурно-тектоническая схема по поверхности акустического фундамента

Алексеева А.К. и др., Предварительный отчёт по ожидаемому исполнению государственного задания за 2019 год о проведении тематических и опытно-методических работ, связанных с геологическим изучением недр, ФГБУ «ВНИИОкеангеология», **2019**.

РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО РАЙОНА ГОРЫ ГЕНЕРАЛЬСКАЯ

Темников А.А.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
temnikov.alexander1998@mail.ru

Введение. Несмотря на то, что благороднометальные россыпи издревле вызывают промышленный интерес и в целом широко представлены в научной литературе, множество мелких россыпных месторождений остаются слабо изученными. Однако, вполне вероятно, что вследствие роста цен на благородные металлы, в ближайшем будущем значение мелких россыпных месторождений возрастет.

Объект нашего исследования – мелкое золото-платиновое россыпное месторождение Генералка. Научные работы по данному месторождению к настоящему времени практически отсутствуют. Известны только единичные работы (Паламарчук Р.С. и др., 2019), в которых широко освещается минерализация МПГ данной россыпи, однако опубликованных научных трудов по золоту не имеется совсем. В нашем исследовании основное внимание уделено золотометальной минерализации россыпного месторождения Генералка, с целью определения возможного коренного источника россыпного золота.

Месторождение находится в долине одноименной реки Генералка. В геологическом отношении данная территория принадлежит Тагильской мегазоне Среднего Урала. Река протекает среди измененных вулканитов мариинской свиты (O_3). Исток реки находится в низине между г. Генеральская, сложенной теми же метабазальтами мариинской свиты, и г. Саранная, сложенной оливиновыми габбро (качканарский комплекс). Примечательно, что гора Генеральская прорвана позднеордовикскими плагиогранитами кривинского комплекса.

Инструменты и методы. Проба была взята из речного разреза - 60 литров песка, глины, щебня и гальки аллювиальных отложений. После отмучивания и шлихования было получено около 0,1 л шлиха, после произведена магнитная сепарация. Из немагнитной фракции отобрано 56 зёрен золота. Под цифровым микроскоп сделаны их фотографии (рис. 1 а-в), проведен рентгеновский микроанализ этих зёрен (рис. 1 г-е), далее из них были изготовлены два аншлифа и произведён рентгеновский микроанализ этих аншлифов (рис. 1 ж-и). Из гальки и щебня изготовлены шлифы (15 штук), которые были проанализированы под бинокуляром в естественном и поляризованном свете. В ходе работ были задействованы ресурсные центры СПБГУ: «Рентгенодифракционные методы исследования», «Геомодель», «Лаборатория пробоподготовки и пробообработки ИНоЗ».

Результаты и дискуссия. Под бинокуляром было просмотрено и сфотографировано 56 зёрен золота. Размер зёрен колеблется в пределах от 0,2 до 1,5 мм при среднем значении 0,6 мм. Зёрна различаются по степени окатанности: присутствуют как слабо окатанные, близкие к неокатанным и сохранившие ажурные первичные формы, так и окатанные частицы золота. В некоторых окатанных зернах поверхности частиц совершенно гладкие, как отполированные. Форма зёрен также разнообразна: изометрическое комковидное и губчатое, лепешкообразное, палочковидное и др. Часто зёрна золота представлены

срастаниями с кварцем. С помощью качественного рентгеноспектрального микроанализа на поверхности золотых зёрен также выявлены пленки глинистых минералов, гидроксидов железа, реже включения эпидота и плагиоклаза.

Исходя из вышеперечисленных признаков, можно сделать вывод, что зёрна были перенесены потоком на небольшое расстояние. Многие первичные формы сохранены, а механические примеси, широко представленные в образцах, должны исчезать при переносе более чем на 1 км (Townley et al., 2003). Имеются плохо окатанные зёрна с множеством механических примесей неустойчивых минералов, говорящие о непосредственной близости их источника. С другой стороны, имеются средне окатанные зёрна и, что более важно, полированные поверхности, которые, в свою очередь, по данным других работ, образуются при транспортировке на сотни метров и более километра. Разная степень окатанности зёрен свидетельствует в пользу того, что вынос золота осуществляется с разного расстояния от точки отбора - от первых десятков до нескольких сотен метров. Некоторые другие особенности исследуемого нами золота также косвенно указывают на его коренной источник. Средний и крупный размер самородков характерен скорее для золото-кварцевой минерализации коренного источника, чем для сульфидного оруденения (Баликов и др., 2015), что подтверждается многочисленными зернами-сростками золота с кварцем. Также некоторые зерна уплощены и имеют неправильную очертания. Такая форма называется прожилковой и может говорить о соответствующем генезисе (Петровская, 1973). Таким образом, вполне вероятно, что россыпеобразование связано с переотложением пород плотика (элювий метавулканитов мариинской свиты). Золотометальная минерализация на данной территории часто генетически связана внедрением плагиогранитов кривинского комплекса, который образует вокруг себя ореолы кварцевых жил, где и локализуется оруденение (Десятниченко и др., 2005). Плагиограниты кривинского комплекса составляют г. Генеральскую, которую огибает река Генералка. Отобранный из плотика щебень был проанализирован в шлифах. При описании шлифов помимо эпидотизации, хлоритизации и серицитизации было замечено окварцевание, связанное с многочисленными сложенными кварцем прожилками. В этих же прожилках наблюдается повышенная концентрация рудных минералов. Таким образом, можно предположить, что коренным источником золота являются генетически связанные с кривинскими плагиогранитами кварцевые прожилки в метавулканитах мариинской свиты.

Таблица 1 Сравнение высокопробного и низкопробного золота.

Признаки	Высокопробное (27 зёрен)	Низкопробное (13 зёрен)
Средняя пробность	863	690
Вариация пробности	820 - 890	620 - 740
Cu (сред.)	0,008%	0,008%
Pd (сред.)	0,005%	0,007%
Включения	pyr, pl, ap, cal, chp, sph	колорадоит, гессит, петцит

Вследствие выщелачивания серебра в экзогенных условиях каймы зёрен значительно обогащаются золотом (повышается проба). Однако состав ядер зёрен слабо изменяется и по нему можно судить о первичном источнике (Grant et al., 1990). Обращает на себя внимание бимодальное распределение пробы золота в ядрах зёрен (рис. 1, к). Многими исследователями подобные разбросы значений пробы интерпретируются как показатель нескольких источников сноса или разных типов оруденения (Grant et al., 1990). Мы провели сравнение двух групп зёрен с различной пробой (620-740 и 820-890) (таблица 1). Зёрна с высокой пробой золота (в ядрах) имели в своем составе кальцит, плагиоклаз, апатит, пирит, халькопирит, титанит. В зернах с относительно низкой пробой золота этих минералов найдено не было, однако они включали редкие минералы, такие как колорадоит (HgTe), гессит (Ag_2Te), петцит (Ag_3AuTe_2). Данные редкие минералы характерны для

средне- и низкотемпературных гидротермальных жил, связанных с месторождениями золота.

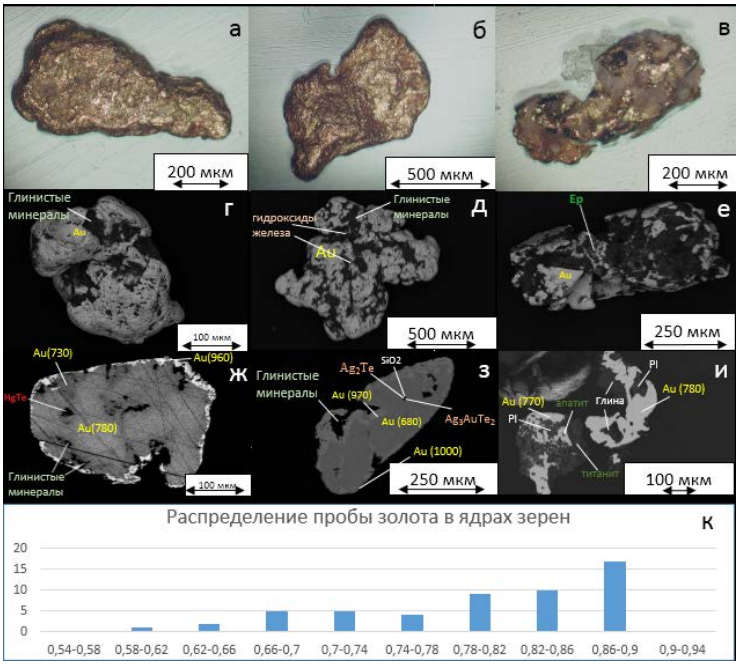


Рис. 1. Морфология и состав зерен самородного золота р. Генералка. Верхний ряд (а-в): фотографии зёрен-; 2ой и 3ий ряды - изображения BSE.

Теллур, в целом, часто связан с основными породами (Буряк, 1998). Например, река Генералка имеет приток, текущий от г. Саранная (сложена оливиновыми габбро) и сама в своих истоках протекает рядом с этой горой. Вопрос второго источника сноса остаётся открытым. Возможно, источник сноса один, при разном типе оруденения. Тем не менее относительно коренных источников золота россыпи р. Генералка, исходя из морфологии и состава исследованных зерен, можно утверждать, что в отличие от МПГ, имеющих относительно дальние источники сноса (Паламарчук и др., 2019), материнские породы золота должны быть в непосредственной близости от р. Генералка.

Баликов С.В. Золото: Свойства. Геохимические аспекты. Иркутск: Иргиредмет, **2015**. 172 с.

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. Москва: Издательство академии наук СССР, **1955**

Буряк В.А. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, **1998**. С 148-149

Десятниченко Л.И. Государственная геологическая карта РФ Лист О-40-XII (Качканар). Объяснительная записка. ВСЕГЕИ, **2005**. С. 51-55, С. 87-89, С. 103-104

Паламарчук Р.С. Ассоциация минералов платиновой группы из россыпи р. Генералка как пример россыпи, сформировавшейся в результате переотложения промежуточных

коллекторов, Нясьминская россыпная система, Средний Урал // Уральская минералогическая школа. **2019**. №25. С. 71-75.
Петровская Н.В. Самородное золото. Москва: Наука, **1973**. 347 с.
Grant A.H. The morphology and chemistry of transported gold grains as an exploration tool // Journal of Geochemical Exploration. **1991**. №40. P. 73-94
Townley B.K. Gold grain morphology and composition as an exploration tool: application to gold exploration in covered areas // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. **2003**. V. 3. P. 29–3

МЕТОД МНОГОКАНАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН (MASW) В ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЯХ

Токарев В.А.
Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург
tokvlad7@gmail.com

Изучение верхней части разреза является основной задачей инженерной геофизики. Для решения этой задачи традиционно применяются методы сейсморазведки, такие как МПВ, МОВ ОГТ, сейсмотомография. Однако, в последнее время все больше внимание стало уделяться методу многоканального анализа поверхностных волн (MASW), который успешно применяется на западе.

В данной работе будут рассмотрены теоретические основы MASW, его особенности и сферы применения.

При поверхностном возбуждении упругих колебаний более 2/3 части энергии уходит на образование низкоскоростных поверхностных волн Рэлея. Различные частотные составляющие таких волн распространяются со своей фазовой скоростью, проникая на разную глубину, которая пропорциональна длине волны (или обратно пропорциональна частоте). В неоднородной по вертикали (слоистой или градиентной) среде существует частотная дисперсия (рисунок 1), то есть зависимость фазовой скорости (Vфаз) распространения волны от ее частоты. Это явление лежит в основе метода многоканального анализа поверхностных волн (Бондарев, 2007; Ясницкий и др., 2012).

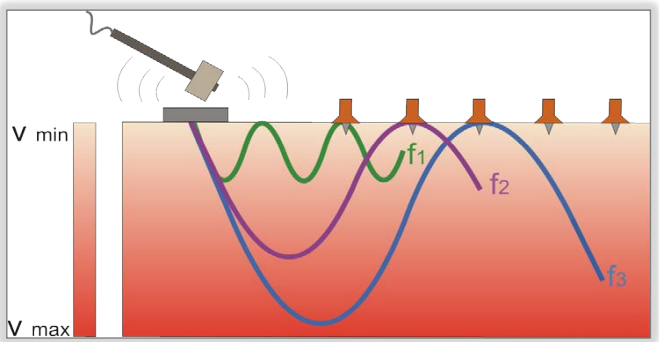


Рис. 4 Дисперсия волн Рэлея в неоднородной среде (Ермаков и др., 2014).

Методика MASW состоит из нескольких этапов:

1. Выполнение полевых работ, которые заключаются в возбуждении и регистрации поверхностных волн на удалениях, обеспечивающих необходимую глубину исследовании. Максимальная глубина исследования определяется длиной волны, которая напрямую связана с длиной приемной расстановки. Регистрация волн с большей длиной волны увеличивает глубинность исследования, что достигается при использовании не стандартных, а специальных низкочастотных (4,5 Гц) геофонов (Ясницкий и др., 2012).
2. Дисперсионный анализ, включающий: - преобразование волнового поля сейсмограммы из пространственно-временной области (x-t) в дисперсионное изображение в области (p-f) или (Vфаз-f) (p - величина обратная фазовой скорости);- выделение дисперсионных кривых в виде графика зависимости фазовой скорости от частоты с помощью пикировки дисперсионного изображения по максимуму амплитуд (рис.2).
3. Инверсия дисперсионных кривых для получения разреза скоростей поперечных волн. Инверсия осуществляется для каждой сейсмограммы путем подбора параметров модели (скоростей P- и S-волн, плотности и мощности слоев) и сопоставления теоретической дисперсионной кривой с измеренной (Антипов и др., 2016). Совокупность результатов по всем сейсмограммам позволяет получить разрез поперечных скоростей (рис. 3).

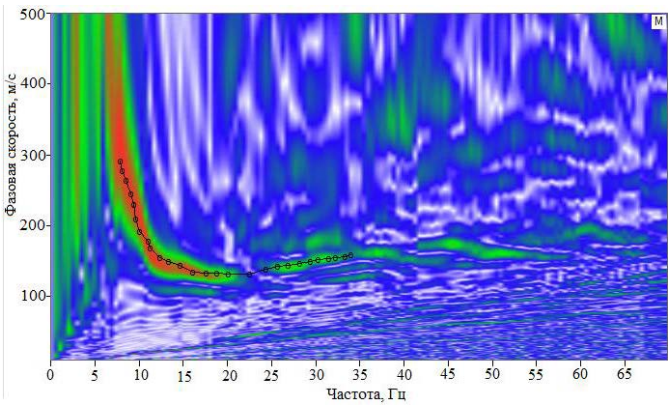


Рис. 2 Дисперсионное изображение и пропикированная по максимумам амплитуд кривая (Ясницкий и др., 2012).

Метод MASW, как и другие методы, имеет свои преимущества и недостатки. К преимуществам можно отнести:

- высокое соотношение сигнал/помеха, поскольку энергия поверхностных волн велика;
- относительно несложная методика полевых работ и обработки данных;
- широкая область применения данного метода.

MASW применяется для решения следующих задач:

- определение интенсивности колебания грунтов, оценка которой влияет на заключение о безопасности строительства объектов (например, зданий и сооружений АЭС) (Горяинов, 1992);
- оценка свойств и состояния многолетнемерзлых пород;
- определение глубины залегания кровли скальных грунтов;
- изучение распределения скоростей поперченных волн в грунтах;
- определение положения уровня грунтовых вод;
- обнаружение пустот и полостей;
- определение характеристик дорожного покрытия.

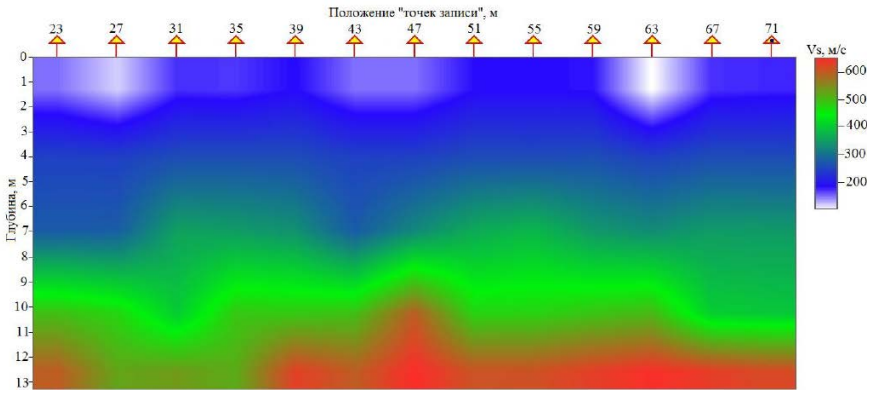


Рис. 5 Профиль поперечных скоростей, построенный по методу MASW (Ясницкий и др., 2012)

Среди недостатков метода стоит отметить: ограничение по рельефу местности (невозможность проведения работ в сильно расчлененном рельефе и в высокогорье) и сильная зависимость скоростной модели, полученной в результате обработки, от входных параметров, что приводит к неединственности решения (Ясницкий и др., 2012).

Несмотря на свои недостатки, метод MASW в настоящее время востребован в инженерно-геологических изысканиях и является перспективным методом инженерной сейсморазведки, позволяющий более детально изучить верхнюю часть разреза.

Антипов В.В., Офрихтер В.Г. Современные неразрушающие методы изучения инженерно-геологического разреза // Вестник Пермского наионального исследовательского политехнического университета. Строительство и архитектура. **2016**. Т. 7. №2. С. 37-49.

Бондарев В.И. Сейсморазведка: Учебник для вузов. Тверь: Издательство УГГУ, **2007**. 690 с.

Горяинов Н.Н. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. Москва: Недра, **1992.** 264 с.

Ермаков А.П., Ли В.О., Гриневский А.С. Сейсморазведка: Пособие по сейсморазведочной практике для студентов геофизических специальностей. Москва: Издательство КДУ, **2014**. 178 с.

Ясницкий А.А., Колодий А.А., Шабарин В.Н. Сравнение эффективности применения метода MASW с традиционными методами сейсморазведки для целей инженерных изысканий // Инженерная геофизика. **2012.**

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ ГИС ПРИ ОЦЕНКЕ ЕМКОСТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА

Шкилев В.М.
Тюменский индустриальный университет, Тюмень
vladislav.shkilev@yandex.ru

В настоящее время изучение вулканогенно-осадочных формаций является одной из актуальных задач геологии и геофизики.

В представленной работе изучается зона сочленения Фроловской мегавпадины с Красноленинским сводом. Уникальные условия формирования нетрадиционных коллекторов, стабильно высокие дебиты переводят доюрский комплекс в категорию перспективных объектов.

Известно, что к вулканогенным породам относятся как эффузивные, так и пирокластические разности. Анализ имеющегося литолого-петрофизического материала показал, что вулканогенно-осадочные породы доюрского фундамента в большинстве случаев сильно преобразованы. К факторам, осложняющим изучение вулканогенных пород методами ГИС, относится высокая степень неоднородности литологического состава вулканогенно-осадочных пород. Часто наблюдаются сложные переходы одних литологических разностей в другие в пределах небольшого интервала описания пород. В представляемой работе анализируются, в основном, кислые разности. Основная масса в них сложена минералами кремнезема, кальцита, полевыми шпатами и слюдами. Несмотря на близость литологического состава пород в разрезе скважин, оценка их емкостных свойств при комплексировании методов геофизических исследований скважин (ГИС) остается актуальной задачей.

В данной работе была реализована методика выделения литотипов, описанная в диссертации Хаматдиновой Э.Р. (Хаматдинова, 2008): выделены шесть литотипов пород, используя которые, вкупе с попарным сопоставлением геофизических методов, были определены средние и граничные значения геофизических параметров для различных литотипов эффузивных пород (табл. 1).

Состав пород определен с учетом данных ГИС и керна при использовании палетки TAS (Total Alcalis versus Silica) (рис. 1). Разрез триасовых отложений представлен дацитами и риолитами.

На основании данных о наличии преимущественно залеченных трещин и незначительной величины каверновой пористости сделан вывод о межзерновом типе пустотного пространства, вследствие чего, дальнейшее петрофизическое моделирование доюрского комплекса (ДЮК) выполнялось по соответствующим методикам с учетом псевдогранулярного типа коллектора.

Для оценки коэффициента пористости ($К_п$) привлекались данные методов гамма-гамма плотностного каротажа (ГГКп), акустического каротажа (АК), а также использовалась комплексная палетка.

Основной сложностью при оценке пористости по ГГКп в отложениях ДЮК является подбор значения плотности скелета, которая при сложном литологическом составе пород может изменяться в широком диапазоне. Из-за наличия в разрезе преимущественно кислых разностей возможно использование единого значения плотности скелета. Пористость по акустическому методу может рассчитываться по уравнению среднего времени, также с заданием средних параметров скелета.

Таблица 1 Средние и граничные значения геофизических параметров для различных литотипов эффузивных пород (Хаматдинова, 2008).

Литотипы пород	Количество исследованных скважин	Количество определений	Среднее значение геофизических параметров			Пределы измерения параметров		
			Dt_p, мкс/м (V_p, м/с)	w, %	s, г/см^3	Dt_p, мкс/м (V_p, м/с)	w, %	s, г/см^3
Неизмененные эффузивные лавовые породы	10	5725	210 (4762)	12	2.5	190-215 (4651-5263)	8-15	>2.5
Эффузивные лавовые породы с трещинно-кавернозной пористостью	10	4570	235 (4255)	18	2.4	220-270 (3703-4546)	12-27	2.25-2.45
Пирокластические породы (лавобрекчии, туфоконгломераты)	8	1445	280(3571)	>27	2.27	>270 (>3704)	>27	<2.25
Туфы	6	863	258(3876)	25	2.4	240-280 (3571-4167)	20-26	2.28-2.5
Кластиты	2	228	250(4000)	24	2.62	230-260 (3846-4348)	20-26	2.5-2.7
Базальты	9	117	190(5263)	14	2.8	170-210 (4762-5882)	12-18	2.7-2.9

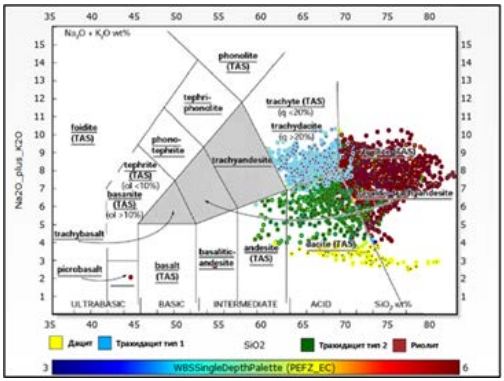


Рис. 1 Палетка определения типа эффузивного материала по его щелочности-кислотности. Цветовым кодом выделены литотипы (Schlumberger Logelco Inc., 2016).

Для уточнения значений коэффициента пористости отложений доюрского возраста была рассчитана комплексная палетка, учитывающая показания плотностного и акустического каротажа (рис. 2). В качестве концевых точек использованы свойства минералов, имеющих предельные значения.

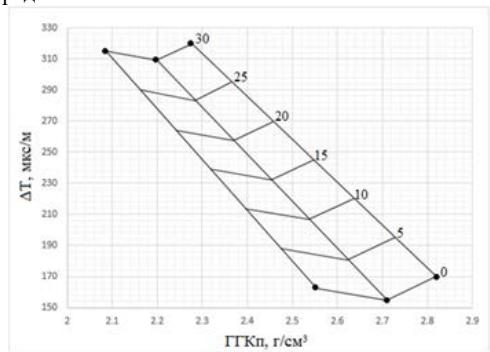
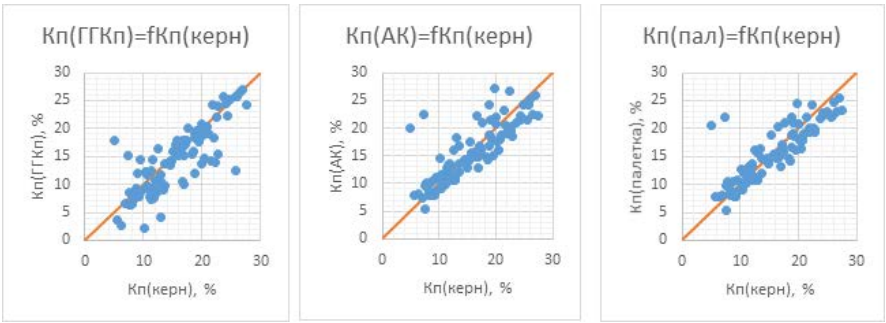


Рис. 2 Комплексная палетка АК-ГГКп определения пористости для отложений доюрского комплекса. Шифр – $К_п$, %.

Использование средних значений минералогической плотности или интервального времени для пород кислого состава не позволяет описать разрез с большой достоверностью, а только лишь дает усредненную характеристику. Пористость, определенная по палетке, имеет меньшую погрешность и отсутствие систематических отклонений. Но при этом невозможно определить литологический состав пород, кроме основных минералов с резко отличающимися свойствами (рис. 3).

Оценка коэффициента нефтенасыщенности производилась по методике Дахнова-Арчи с использованием керновых зависимостей $Р_п=f(К_п)$ и $Р_н=f(К_в)$. Деления зависимости по литологии пород не происходит, в связи с этим зависимость $Р_н=f(К_в)$ дифференцирована по проницаемости.



а) б) в)

Рис. 3 Сопоставление пористости, определенной по керну с: а) пористостью по ГГКп; б) пористостью по АК; в) пористостью по палетке (АК-ГГКп).

Как итог:

- по применяемому в настоящее время традиционному комплексу ГИС получены первые результаты совместного применения акустического и плотностного каротажа для оценки емкостных свойств сложнопостроенных коллекторов. Увеличена достоверность определения пористости вулканогенных пород кислого состава;
- для определения минералогического состава применен расширенный комплекс ГИС (СГК), уточнены основные петрофизические характеристики различных литологических типов пород, их петрофизические и интерпретационные модели;
- проанализировано влияние литологического состава на основные зависимости, используемые при определении коэффициента нефтенасыщенности пород.

Дальнейшее развитие тематики будет связано с созданием дополнительных комплексных палеток для возможности определения ФЕС пород доюрского комплекса в случае записи стандартного комплекса ГИС.

Хаматдинова Э.Р. Литологическое расчленение эффузивных коллекторов по данным ГИС // НТВ «Каротажник». **2008**. Т. 10 (175). С. 66-80.

Построение мониторинг поискового и разведочного бурения на отложения доюрского комплекса, сопровождение и актуализация сейсмогеологической модели, полученной на основе анализа и переобработки материалов сейсморазведки МОГТ-2Д и -3Д на Кедровом лицензионном участке, подготовка рекомендаций на последующее бурение. Schlumberger Logelco Inc. Москва, **2016.**

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СЪЕМКА С УЗЛАМИ ОКЕАНСКОГО ДНА (OBN): ТЕХНИКА ЗЕРКАЛА

Абделаал Мохамад Эссам Сайед
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
mohamad.essam2099@gmail.com

В работе изучается новая методика сейсмической визуализации. В соответствии с ограничениями в традиционных морских сейсморазведочных работах, таких как сложное геологическое строение в глубоководных районах, поиск новых и альтернативных технологий, таких как OBNs (узлы океанического дна), актуален

In recent years a new generation of OBS equipment has become available. There are two main methods used to acquire ocean bottom seismic, cable based and node-based systems. Cable based systems were the first to gain popularity and had limited deep water viability. Nodes can be split into two further categories. The first are autonomous and un-connected. These are the type used commonly in deep water exploration.

The wavefield recorded by hydrophones, P, and vertical component geophones, Z, can be decomposed into up-going and down-going components: U and D.

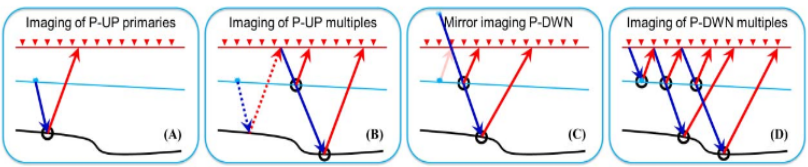


Fig. 1 Schematic ray diagrams for imaging using OBS data

There is no distinction between ‘up-going’ or ‘down-going’ energy. Due to the negative reflection coefficient at the sea-air interface, down-going energy from this interface is opposite in polarity to the up-going energy, resulting in notch filtering of frequencies of certain wavelengths that include Zero Hertz (Berkhout et al., 1989).

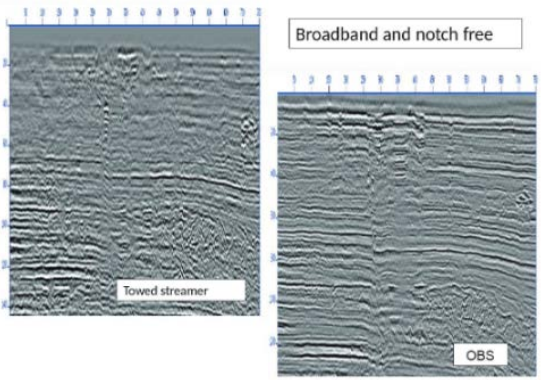


Fig. 2 OBS image (right) has considerably higher bandwidth compared to towed streamer data (left).

The down-going wavefield contains unique information, which can usefully contribute to the subsurface image using a technique known as ‘mirror imaging’. The benefits of mirror imaging include improved shallow imaging, reduced acquisition footprint, improved signal to noise and improved velocities. As water depth increases the uplift from mirror imaging becomes greater.

The main challenge with the ocean-bottom nodes is now processing and imaging of the data. The mirror migration technique is an effective solution for this challenge by separation of the seabed hydrophone and geophone data into up-going and down-going waves. Applying the mirror migration method on a real OBN dataset is very important for subsurface depth/velocity model derivation (Amal et al., 2005).

It`s so clear that the image from the ghosts is better than the image from the primaries (Figure 3). The main reason is that the illumination is wider, especially for shallow targets (Barr et al., 1989).

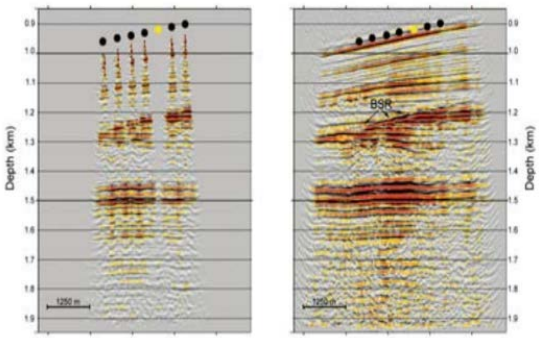


Fig.3. Up-going (left) and mirror (right) migrated image from the Storegga Slide, offshore Norway. Data acquired with seven OBS nodes 400 m apart. The location of the nodes is marked in black.

Amal, R., Bertram, N., and Herron, D. An experimental nodal OBS acquisition from the Thunder Horse field, Gulf of Mexico. The Leading Edge, **2005**. P. 24, 410-412.

Barr, F. J. and Sanders, J. I. Attenuation of water-column reverberations using pressure and velocity detectors in a water-bottom cable. 59th SEG Annual Meeting, **1989**. P. 653-655.

Berkhout, A.J. and Verschuur, D.J. Multiple technology: Part 2, migration of multiple reflections. 64th Annual International Meeting, SEG Expanded Abstracts, **1994**. P. 23, 1497-1500.

Геология нефти и газа

ИССЛЕДОВАНИЯ РЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВЫСОКОВЯЗКОЙ НЕФТИ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОМПЛЕКСНОЙ ТЕХНОЛОГИИ ПАРОТЕПЛОВЫХ ОБРАБОТОК И ХИМИЧЕСКИХ РАСТВОРИТЕЛЕЙ

Беликов Г.С
Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург,
belikov.es59@mail.ru

Сегодня важнейшее и востребованное сырье нефтяной промышленности – тяжелые высоковязкие нефти и природные битумы, их запасы в пять-шесть раз превышают общие запасы всей нефти легкой и средней вязкости. С течение времени количество высоковязкой нефти растет, а запасы легко-извлекаемого сырья падают, в следствие чего появляется необходимость разработки месторождений высококовязкой нефти и природных битумов, так же такие нефти являются источником поликомпонентного сырья.

Ниже будут представлены результаты исследований реологических и тиксотропных свойств нефти Самарской области при различной температуре, где содержится около 9,5% российских ресурсов высоковязкой нефти и природных битумов. Характеристики флюида сильно зависят от температуры при повышении температуры происходит снижение вязкости нефти, разрушения и преобразования органических веществ, таких как парафины, смолы и асфальтены. Для исследования реологических свойств жидкости проводились испытания на вискозиметре «Rheotest RN 4.1». Далее в работе будет представлена информация по технологии циклической закачки пара с добавлением растворителя, которая является физико-химическим методом воздействия на продуктивный пласт с высоковязкой нефтью. При проведения комплексной технологии повышения нефтеотдачи растворитель оказывает химическое воздействие на нефть, понижая вязкость и очищая призабойную зону от АСПО, а перегретый пар разогревает нефть, тем самым понижая вязкость и увеличивая подвижность флюида. С помощью данной технологии становится возможным разрабатывать запасы с пониженной вязкостью.

В качестве объекта исследования было выбрано одно из месторождения Самарской области. Характеристики месторождения L1 нефти тяжелые высоковязкие, плотность – 952,0 кг/м3, высокосмолистые 40-60%, с высоким содержание асфальтенов 14% (Рощин и др., 2013). Значительное влияние на реологические свойства флюида, динамическую вязкость и величину напряжения сдвига оказывает температура. При повышении температуры от 30 до 80°C уменьшается напряжение сдвига приводя к постоянному повышению скорости сдвига.

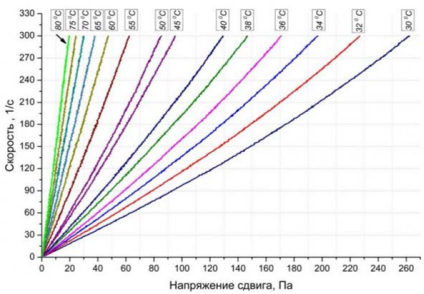


Рис. 1 – Зависимость скорости сдвига от напряжения сдвига нефти месторождения L1 при температурах выше 20°C

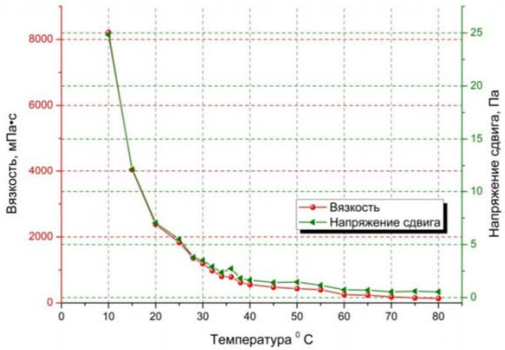


Рис. 2 Зависимость эффективной вязкости и напряжения сдвига от температуры нефти месторождения L1

После проведения испытания выявлено, что нефти обладают тиксотропнымии свойствами. Проявления и величина этих свойств прямо зависит от температуры. При повышении температуры на 40°C и выше наблюдается резкое снижение вязкости, что объясняется частичным разрушением и преобразованием сложных высокомолекулярных структур (Рощин и др., 2013). Так же сильное уменьшение вязкости при повышении температуры связано с большим содержанием парафиновых компонентов, смол и асфальтенов.

Месторождения такого типа могут разрабатываться, используя только тепловые методы, однако стоит использовать комплексную технологию по закачки пара и применению растворителями или диспергаторами. Такие вещества будут способствовать дополнительному разрушению и преобразованию асфальтенов, смол и парафинов приводя к снижению вязкости, что в дальнейшем приведет к более легкому извлечению на поверхность.

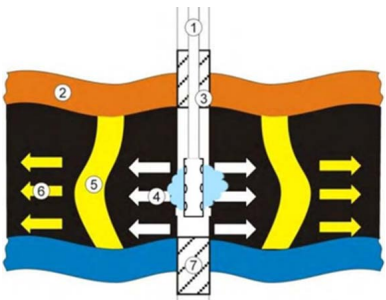


Рис. 3 комплексная технология использования парогравитационного дренажа и термостойкого растворителя. 1 – колонна термоизолированных насосно-компрессорных труб, по которым подается реагент и пар; 2 – покрышка продуктивного пласта; 3 – верхний термостойкий пакер; 4 – подаваемый в скважину после закачки реагента-растворителя пар; 5 – оторочка из реагента-растворителя с повышенной вязкостью; 6 – испаряющийся реагент-растворитель, проникающий в пласт-коллектор; 7 – нижний термостойкий пакер.

Исследуемая технология представляет собой закачку в продуктивный пласт смеси химического реагента и перегретого пара с помощью термостойкого пакера и колонны термоизолированных-компрессорных труб, по которым подается пар и растворитель (Рощин и др., 2013).

В качестве растворителя были исследованы: уайт Спирит, Гептан (петролейный эфир), ксилол с добавлением ПАВ.

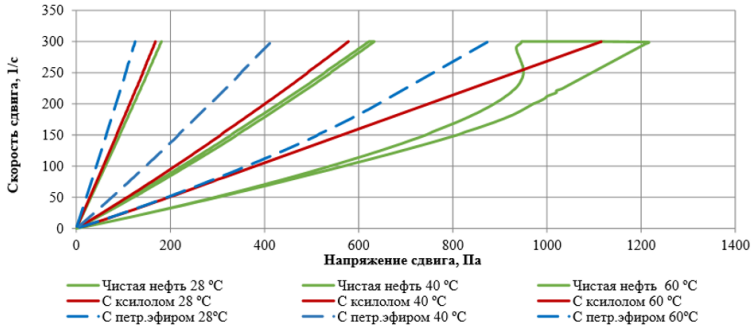


Рис. 4 Зависимость скорости сдвига и напряжения сдвига для чистой нефти, нефти с ксилолом, нефти с петр. эфиром при различных температурах

Опробование растворителя проводилось на месторождение Самарской области. Объект исследование месторождение L2 – Самарской области. Свойства нефти пласта Б2: плотность при 20°С – 0,960 г/см3, содержание серы – 4% масс, смол – 10,5%, асфальтенов – 6,5%, парафинов – 4,3% (Зиновьев и др., 2017).



Рис. 5 Снижение вязкости нефти после добавления растворителя

После проведения испытаний технологии с использование ксилольного растворителя и перегретого пара удалось снизить вязкость нефти с 8511,2 мПа*с до 2941 мПа*с.

Выводы:

Графики изменения динамической вязкости напряжения сдвига показывают проявления в нефти высокомолекулярных соединений, таких как: парафины, смолы, и асфальтены. Для их разрушения требуется большая тепловая энергия. Данную проблему можно решить закачкой растворителей и диспергаторов. Применение комплексной

технологии пароциклических обработок и растворителей приведет к повышению эффективности разработки.

Применение растворителей позволяет управлять реологическими свойствами высоковязкой нефти, понижая ее вязкость и предотвращая выпадение АСПО. А также после извлечения флюида на поверхность и снижение температуры не происходит выпадения АСПО и возвращения свойства нефти до обработки паром и растворителем, что упрощает дальнейшую транспортировку и переработку.

Исследуемый реагент-растворитель, представляющий собой орто-ксилол с добавлением ПАВ действующий в качестве диспергирующего агента частиц асфальтенов, смол и парафинов может быть использован для повышения эффективности разработки высоковязких месторождений, действие растворителя основано на снижении суммарной вязкости нефти и дальнейшее недопущение отделения АСПО от добытой нефти.

Для обоснования применения данной технологии необходимо тщательно выбирать объекты разработки, например, высокопроницаемые песчаники. Необходимо дальнейшее изучение реагентов и растворителей, а также, их влияние на высоковязкую нефть и ее реологические свойства.

Рощин П.В, Петухов А.В, Васкес Карденас Л.К, Назаров А.Д, Хромых Л.Н. Исследование реологических свойства высоковязких и высокопарафинистых нефтей месторождения самарской области. Нефтегазовая геология. Теория и практика. **2013.** Т. 8. №1.

Зиновьев А.М., Бормонтов А.А., Рощин П.В., Литвин В.Т., Рязанов А.А. Анализ результатов опытно-промышленных испытаний реагента-растворителя на Стреловском месторождении высоковязкой нефти. Международный научно-исследовательский журнал. **2017**. № 11-3 (65). С. 142-147.

Зиновьев А.М., Литвин А.Т., Никитин А.В. Оценка возможности применения реагентов-растворителей на стадии проектирования разработки месторождения для оптимизации добычи высоковязкой нефти. Вестник евразийской науки. **2018**. Т. 10. № 5. С. 77.

ИЗУЧЕНИЕ ТОНКОСЛОИСТЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ПРИОБСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ НОВОГО ЗОНДА ИНДУКЦИОННО-ГАЛЬВАНИЧЕСКОГО КАРОТАЖА

Велесов Д.В.[1], Михайлов И.В.[1,2]

[1]Новосибирский государственный университет, Новосибирск

[2]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Новосибирск

velesovDV@ipgg.sbras.ru

Проблема изучения тонкослоистых коллекторов начала подниматься еще в 60-70 годах прошлого столетия, когда продуктивные песчаные коллекторы имели аномально низкие значения удельного электрического сопротивления (УЭС) по данным геофизических методов того времени. Определение УЭС таких коллекторов представляло собой большую трудность, так как разрешающей способности каротажных приборов было недостаточно, чтобы определить истинные свойства тонких нефтенасыщенных слоев песчаника.

Различными авторами в разное время были предложены свои решения проблемы изучения тонкослоистых песчано-глинистых коллекторов. Одними из них были комплексные применения нескольких методов каротажа, другие исследователи изучали формы

нахождения глины в пласте, в том числе тонкое переслаивание песчаника и глины (Glanville, 1970). Предлагались упрощенные статистические модели анизотропии, описывающиеся соответствующими уравнениями (Runge et al., 1971). Компаниями же проектировались новые приборы высокого разрешения, способные изучать анизотропию пластов.

В настоящее время анизотропные коллекторы изучают многокомпонентными зондами с ортогональными катушками. Из них можно выделить прибор триаксиального индукционного зондирования Rt Scanner, разработанный компанией Schlumberger. Он позволяет получать горизонтальное и вертикальное УЭС, а также углы и азимуты напластований. Главной особенностью прибора, позволяющей изучать тонкослоистые коллекторы, являются катушки с совмещенными центрами. Получение данных в трех измерениях происходит при возбуждении вихревых токов в горизонтальной и вертикальной плоскостях из общей точки и измерении характеристик вторичных электромагнитных полей на общих точках глубин (www.slb.com).

Следует выделить и другой современный прибор, способный изучать электрическую анизотропию пластов, - прибор многокомпонентного индукционного каротажа 3D eXplorer. Значения УЭС, полученные с помощью 3D eXplorer, согласуются с УЭС, полученными с помощью зонда индукционного каротажа высокого разрешения. При применении прибора получен прирост объемов нефти на одном из месторождений в 35% (Kriegshäuser et al., 2001).

Тонкая слоистость непосредственно связана с понятием электрической анизотропии, которая проявляется в различии горизонтального и вертикального УЭС. В силу большого числа и малой мощности прослоев, при изучении тонкослоистых коллекторов разделение разреза по типу насыщения осуществляют, определяя значения горизонтального (ρ_h) и вертикального (ρ_v) УЭС или коэффициента электрической анизотропии $\lambda = \sqrt{\frac{\rho v}{\rho h}}$ (Kunz et al.,1952).

Для изучения тонкослоистых коллекторов в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН лабораторией многомасштабной геофизики совместно с научно-производственным предприятием геофизической аппаратуры «Луч» разработан новый многозондовый многочастотный мультирежимный индукционно-гальванический каротажный прибор ЗЭТ, главной особенностью которого является использование тороидальных катушек (Эпов и др., 2018).

ЗЭТ состоит из цилиндрического металлического немагнитного корпуса, двух генераторных тороидальных катушек, трех приемных тороидальных катушек и датчиков тока на корпусе прибора. Катушки расположены симметрично относительно центра зонда, расстояние между генераторными катушками – 1 м, расстояние до приемных катушек – 0,25, 0,5 и 0,75 м. Рабочие частоты прибора – 50, 100 и 250 кГц. Прибор реализует два режима возбуждения сигнала, а именно суммарный – токи в генераторных катушках равны между собой и сонаправлены, и дифференциальный – токи в генераторных катушках равны между собой, но разнонаправлены (Эпов и др., 2018).

Измеряемыми характеристиками ЗЭТ являются реальные и мнимые части э.д.с. в тороидальных катушках. При измерениях в среде возбуждается переменное электромагнитное поле, имеющее как горизонтальную, так и вертикальную компоненты. По этой причине измеряемые сигналы зависят не только от горизонтального, но и от вертикального УЭС пласта. Поведение тока сильно различается для реальной и мнимой частей. Это показывает необходимость измерения обеих составляющих сигнала, что обеспечит высокое пространственное разрешение прибора (Эпов и др., 2017).

Тестирование прибора производилось в метрологическом баке, расположенном в ИНГГ СО РАН, а также в тестовой скважине предприятия «Луч». Данные спуско-подъёмные

операции позволили выяснить характер поведения каротажных диаграмм электромагнитного зонда с тороидальными катушками в различных режимах работы в модели вертикально-неоднородной среды с высококонтрастными по УЭС границами (Эпов и др., 2017).

Опытно-промышленные испытания ЗЭТ были проведены в скважинах Самарской области Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Для понимания сигналов ЗЭТ проанализированы полученные реальные сигналы прибора и проведен сравнительный анализ данных стандартных методов каротажа и данных ЗЭТ (Эпов и др., 2018).

В целях подготовки к следующим опытно-промышленным испытаниям на Приобском нефтяном месторождении Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции электромагнитного прибора с тороидальными катушками были смоделированы сигналы прибора в типичных геоэлектрических моделях коллекторов. Моделирование производилось в программе, разработанной в ИНГГ СО РАН (Суродина, 2018). Выяснена однозначная зависимость сигналов ЗЭТ от коэффициента анизотропии.

Для двух скважин Приобского месторождения путем двумерной инверсии сигналов бокового каротажного зондирования построены их геоэлектрические разрезы. С целью выяснения возможностей ЗЭТ для выделения и оценки свойств рассматриваемых пластов, смоделированы и проанализированы сигналы мнимой составляющей вертикальной компоненты электрического поля в полученных разрезах скважин (рис. 1).

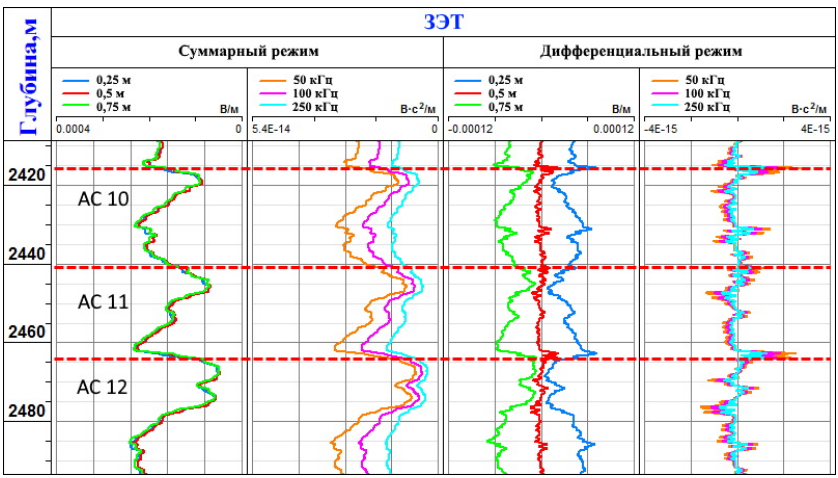


Рис. 1 Фрагмент диаграмм сигналов ЗЭТ в продуктивных пластах $AC_{10\text{-}12}$

В результате анализа полученных диаграмм ЗЭТ выявлены все основные особенности разреза: как по длинам, так и частотам. Диаграммы суммарного режима воспроизводят особенности диаграмм стандартных методов электрокаротажа и в особенности близки к диаграммам индукционного каротажа. Диаграммы дифференциального режима обладают большой детальностью, по ним отчетливо прослеживаются границы. На основе анализа синтетических и практических данных зонда ЗЭТ сделан вывод о том, что он эффективен для изучения тонкослоистых песчано-глинистых коллекторов.

Суродина И.В. Математическое моделирование сигналов электромагнитного зонда с тороидальными катушками в двумерных изотропных моделях геологических сред // Интерэкспо Гео-Сибирь 2018: Сб. материалов. Новосибирск, **2018**. Т. 4. С. 162–170.

Эпов М.И., Глинских В.Н., Еремин В.Н., Михайлов И.В., Никитенко М.Н., Осипов С.В., Петров А.Н., Суродина И.В., Яценко В.М. Новый электромагнитный зонд для высокоразрешающего каротажа: от теоретического обоснования до скважинных испытаний // Нефтяное хозяйство, **2018**. № 11. С. 23–27.

Эпов М.И., Глинских В.Н., Еремин В.Н., Никитенко М.Н., Петров А.Н., Михайлов И.В. Электромагнитный зонд для каротажа высокого разрешения: теоретические и экспериментальные исследования // SPE-187904-RU, **2017**. 20 с.

Glanville C.R. Log Interpretation of Thinly-Bedded, Oil-Productive Sands With Unusually Low Resistivities // SPWLA 11th Annual Logging Symposium, **1970**.

Kriegshauser B.F., Fanini O.N., Yu L. Improved Shaly Sand Interpretation in Highly Deviated and Horizontal Wells Using Multicomponent Induction Log Data // SPWLA 42nd Annual Logging Symposium, **2001**.

Kunz K.S., Moran J.H. Some effects of formation anisotropy on resistivity measurements in boreholes // Geophysics, **1958**. № 23. P. 770–794.

Runge R.J., Hill D.G. The Role of Anisotropy in ULSEL // SPWLA 12th Annual Logging Symposium, **1971**.

Schlumberger [Электронный ресурс]. URL: *www.slb.com.*

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ПЛАСТОВ БС$_8$ И БС$_9$ ПРАВДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гаврилова К.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск

kristinag2@yandex.ru

Основные запасы углеводородов в восточной части Салымского мегавала связаны с неокомскими отложениями, которые характеризуются весьма сложным геологическим строением. Согласно данным бурения, отмечается неравномерное распределение участков с повышенной толщиной и продуктивностью. Сильная фациальная изменчивость отложений вследствие резких колебаний условий седиментации обусловила наличие зон литологических замещений и невыдержанности пластов по толщине и свойства коллекторов (Алексеев, 2002).

В ходе текущей работы проведен микроскопический анализ шлифов пород пластов БС$_8$ и БС$_9$, отобранных из скважин Правдинского месторождения.

Пласт БС$_8$ представлен песчаниками мелкозернистыми. По составу породы относятся к грауваккковым аркозам и кварцево-полевошпатовым грауваккам (классификация Шутова В.Д.). Содержание кварца варьирует от 33 до 41 %, полевых шпатов – от 35 до 37 % с преобладанием калиевых полевых шпатов над плагиоклазами. Обломки пород составляют 23-30 % (включая слюды) и представлены кремнистыми, кремнисто-слюдистыми, слюдистыми, глинистыми, эффузивами, гранитоидами, хлоритом и пертитами. Количество слюд от единичных зерен до 5,3 %, с преобладанием биотита. Биотит довольно часто хлоритизирован и гидратирован. Полевые шпаты подвержены вторичным изменениям – пелитизации, серицитизации и растворению, для кварца характерна слабая регенерация и коррозия зёрен. Контакты между зернами разнообразные: линейные, точечные. Из аутигенных минералов присутствует пирит в виде рассеянных

глобулей и плотных включений. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, турмалином, эпидотом и рутилом (Бетхер и др., 2016).

Глинистый цемент песчаников чаще всего порового, реже пленочного типа. По составу глинистый цемент представлен каолинитом (1-1,9 %); гидрослюдой (3,1-4,2 %). Хлорит развит неравномерно и не превышает 1 %. Карбонатная составляющая цемента сложена кальцитом, его содержание невелико и достигает 1,5 %.

Органическое вещество встречается во всех шлифах в виде прожилков, сгустков, обрывков и примазок буровато-черного, буро-красного и оранжевого цвета.

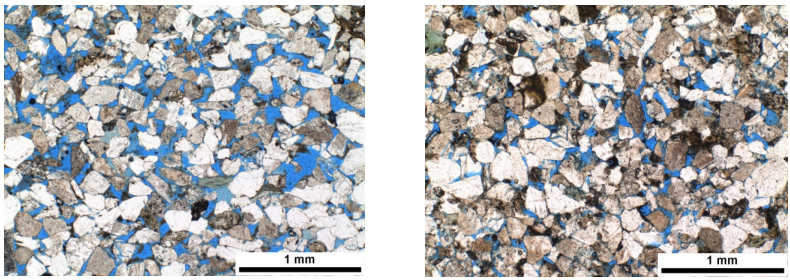


Рис.1 Пустотное пространство (пласт $БС_8$)

Пористость, определенная по прокрашенным эпоксидной синей смолой шлифам, составляет 5,6-10,6 % (рис.1). Поры сообщающиеся и полуизолированные, открытого типа сложной, щелевидной и заливообразной формы размером до 0,2 – 0,4 мм. Отмечаются микропоры в глинистом цементе и внутризерновые поры растворения полевых шпатов и обломков (Черников, 1970).

Отложения пласта $БС_9$ охарактеризованы песчаниками и известняком алевро-песчаным. Структура песчаных пород мелкозернистая, в известняке – плотнокристаллическая, с алевро-псаммитовой примесью. Медианный размер зерна в песчаниках колеблется от 0,135 до 0,229 мм. Сортировка пород средняя и хорошая. Характерные текстуры пласта: биотурбационные, микрослойчатые, ориентированные.

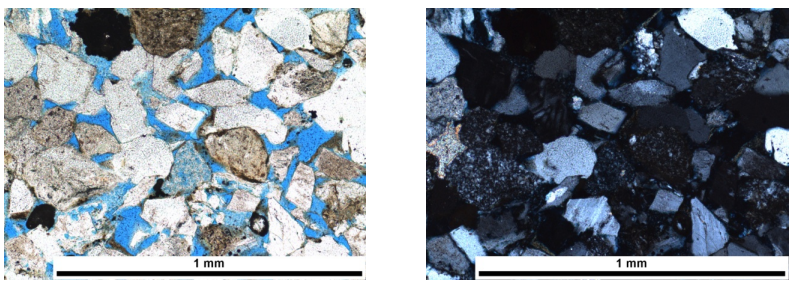


Рис. 2 Вторичные преобразования полевых шпатов (пласт $БС_9$)

По составу песчаники характеризуются как кварцево-полевошпатовые граувакки. Содержание кварца 31-36 %, полевых шпатов 37-41 % с преобладанием калиевых полевых шпатов над плагиоклазами. Среди обломков (27-28 %) пород отмечены кремнистые, слюдисто-кремнистые, эффузивы, хлорит, пертиты, слюдистые, метаалевролиты, глинистые. Содержание слюд от 0,7 до 4,2 %. Известняк состоит на 65-70 % из кальцита и

терригенных зерен в количестве 30-35 %. В породе отмечается явное преобладание кварца над другими обломками. Полевые шпаты подвержены вторичным преобразованиям: растворению, серицитизации и пелитизации – в степени от слабой до умеренной (рис.2).

Среди вторичных преобразований следует отметить хлоритизацию и сильную гидратацию биотита, часто гидратированный биотит изменен до гидрослюды и выполняет роль цемента. В известняке обломочная часть сильно коррозирована кальцитом. Породы уплотнены в умеренной степени, среди межзерновых контактов преобладают линейные и конформные, в меньшей степени развиты точечные. Акцессорные минералы: турмалин, циркон, сфен. Пирит присутствует в виде мелких глобулей и их сростков.

Цемент в изученных песчаниках пласта $БС_9$ глинистый, порового и пленочно-порового типа, в известняке – базальный кальцитовый (65-70 %) плотнокристаллический и тонкокристаллический. Глинистый цемент представлен поровым каолинитом в количестве 2,7-2,9 %, пленочно-поровой гидрослюдой – 3,6-7 %, поровым хлоритом – 1,5 – 2,8 %. Распределение цемента в породах неравномерное.

Органическое вещество встречается в виде обломков, прожилков, сгустков и примазок красно-бурого, черного и оранжевого цвета (рис.3).

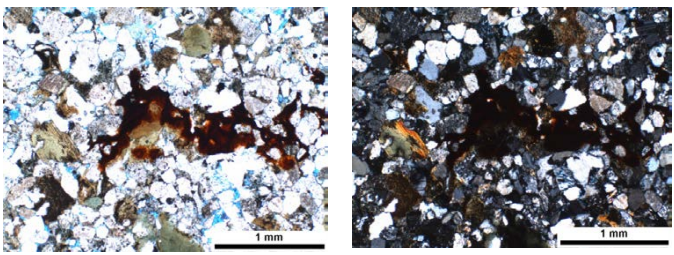


Рис. 3 Органическое вещество (пласт $БС_9$)

Межзерновые полуизолированные и сообщающиеся открытые поры угловатой и щелевидной формы размером до 0,2 мм; микропоры в глинистом цементе; внутризерновые поры растворения полевых шпатов и обломков.

Таким образом, комплексное литологическое и петрографическое исследование отложений, с применением гранулометрического и текстурного методов анализа позволило выявить характерные особенности изучаемых пород пластов. Полученные данные могут быть использованы для корректировки геологической модели месторождения и могут поспособствовать оптимизации освоения трудноизвлекаемых залежей углеводородов. Также полученные данные могут быть использованы для дальнейшего более детального изучения исследуемой площади.

Алексеев В. П. Литолого-фациальный анализ: Учебно-методическое пособие к практическим занятиям и самостоятельной работе по дисциплине "Литология". Екатеринбург: УГГГА. **2002**. 147 с.

Бетхер О.В. Вологдина И.В. Осадочные горные породы. Систематика и классификации. Примеры описания: Учебное пособие. Томск: ЦНТИ, **2016**. 118 с.

Черников О.А. Литологические исследования пород-коллекторов в связи с разведкой и разработкой нефтяных месторождений. Москва: Наука, **1970**. 26 – 48 с.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ БС И БГС, ПРОВЕДЕНИЕ ГРП НА ВТОРЫХ СТВОЛАХ СКВАЖИН ПОВХОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ганиева Г.Р., Миникаева Д.Р.
Казанский федеральный университет, Казань, Gguzelrafikovna@mail.ru

В тектоническом строении Повховского месторождения принимают участие отложения трех структурных этажей: нижнего – палеозойского фундамента, среднего – промежуточного чехла пермь-триасового возраста и верхнего - отложения осадочного чехла мезозойского возраста. *Нижний* этаж формировался в палеозойское и допалеозойское время и отвечает геосинклинальному этапу развития современной платформы. Отложения этого возраста к настоящему времени слабо изучены. *Средний* структурно-тектонический этаж объединяет породы, отложившиеся в условиях парагеосинклинали, существовавшей в пермь-триасовое время. *Верхний* этаж формировался в мезозойско-кайнозойское время, в условиях длительного устойчивого прогибания фундамента, характеризуется слабой дислоцированностью и полным отсутствием метаморфизма пород, слагающих осадочный чехол плиты. К отложениям этого возраста приурочены основные скопления нефти и газа (Конторович и др.,1975).

Согласно тектонической схеме (Нестеров, 1983), рассматриваемый район расположен в центральной части Западно-Сибирской плиты. На западе он отделен от Сургутского свода Ярсомовским мегапрогибом, на востоке и северо-востоке – Ампутинским мегапрогибом от Варьеганско-Тагринского и Верхнее-Пуровского мегавалов, на северо-западе граничит с Северо-Сургутской моноклиналью, на юге с Нижневартовским сводом.

Согласно тектонической карте центральной части Западно-Сибирской плиты Шпильмана В.И., Повховское месторождение расположено в восточной части Северо-Вартовской мегатеррасы (структура I порядка). Северо-Вартовская мегатерраса является северным продолжением Нижневартовского свода. На западе она граничит с Сургутским сводом, ее восточную и северную границы контролирует Пякупурский мегапрогиб. В пределах Северо-Вартовской мегатеррасы выделены субширотные зоны II порядка – Выинтойский прогиб, Западно-Котухтинская моноклиналь и Ватьеганский вал.

Характеристика продуктивных пластов и строения залежей.

Промышленная нефтеносность в пределах Повховского месторождения установлена в отложениях мегионской свиты (продуктивный комплекс БВ8 и пласты ачимовской толщи: Ач2, Ач3, Ач4, Ач7, Ач8), баженовской (пласт ЮВ01), васюганской (пласт ЮВ11) и тюменской свит (пласт ЮВ2). На Госбалансе РФ по состоянию на 1.01.2013 г. по Повховскому месторождению числится 31 залежь нефти: четыре залежи выявлены в отложениях комплекса БВ8, 10 залежей в пластах ачимовской толщи, одна в пласте ЮВ01, 15 залежей в пласте ЮВ11 и одна в пласте ЮВ2 (Махмутов и др., 2016).

Проведение геолого-технических мероприятий.

В 2008-2012 гг. действующим проектным документом было предусмотрено проведение на месторождении 1814 геолого-технических мероприятий по интенсификации добычи нефти, повышению нефтеотдачи пластов и регулированию процесса разработки.

От проведения ГТМ планировалось получить 1714,8 тыс. т дополнительной добычи нефти. Фактический объем применения ГТМ за этот период превышает запланированный: выполнено 2062 скважино-операции. Наибольшее количество фактически проведенных ГТМ приходится на долю ОПЗ и ГРП, как и было предусмотрено проектными решениями.

Дополнительная добыча нефти от проведения ГТМ за рассматриваемый период составила 2093,8 тыс. т.

За всю историю разработки месторождения на нем было проведено более 7800 геолого-технических мероприятий. На долю ГРП приходится 40,6 % от общего количества ГТМ (Ильина и др., 2012)

Анализ эффективности бурения вторых стволов.

Бурение вторых стволов на месторождении начато в 1996 году, ввод их в эксплуатацию – в 1997 году. По состоянию на 01.01.2013 года было проведено 145 зарезок бокового ствола (ЗБС), из них: 19 скважин с горизонтальным окончанием (ЗБГС) и 126 скважин – с вертикальным (ЗБВС). Боковые стволы с горизонтальным окончанием бурятся на месторождении с 2008 года.

Для ЗБС использовались высокообводненные, низкодебитные и аварийные скважины, которые не могли эксплуатироваться по техническим причинам. Зарезка осуществлялась как в зоны пласта, где реализован проектный фонд скважин и происходит выработка запасов, так и в неразрабатываемые зоны материнскими скважинами с других объектов.

120 вторых стволов забурено в скважинах на те же объекты, на которые они эксплуатировались до проведения мероприятия, на участки с более высокой концентрацией остаточных запасов нефти, на нижележащий объект пробурено 24 скважины, с возвратом на вышележащий объект - 1 скважина.

Работы по ЗБС осуществлялись, главным образом, на объекте $БВ_8$ (117 скважин или 81 %). На объект $ЮВ_1$ пробурено 26 скважин или 18 %, на объект Ач – 2 скважины или 1 %. Дополнительная добыча нефти в результате бурения боковых стволов за весь период разработки месторождения составила по состоянию на 01.01.2013 года - 1771 тыс. т, что в среднем составляет 12,1 тыс. т на скважину.

На рисунке 1 представлено процентное соотношение ввода БС с ГРП и без ГРП, в основном обусловлены применением ГРП. Начиная с 2007 года практически все боковые стволы, в том числе и горизонтальные, вводятся в эксплуатацию с проведением гидроразрыва.

Объект $БВ_8$

На данном объекте, являющимся основным на месторождении, выполнено наибольшее количество зарезок боковых стволов – 117, из них 15 - с горизонтальным окончанием. Дебиты нефти вторых наклонно-направленных стволов в среднем ниже, чем горизонтальных преимущественно за счет более высокой их обводненности.

С учетом сложного клиноформного строения, неравномерной выработки запасов объекта по разрезу, бурение вторых стволов показало высокую эффективность для решения задач выработки остаточных запасов нефти.

Объект $ЮВ_1$

Вторым по объему применения данного метода является объект $ЮВ_1$. Всего на нем на 01.01.2013 года выполнено 26 зарезок боковых стволов, из них 3 - с горизонтальным окончанием. Особенностью вторых стволов на данном объекте является то, что в основном они применялись для ввода в разработку двух залежей (№ 8 и № 3) углублением скважин вышележащего объекта.

Учитывая то, бурение боковых стволов залежи осуществлялось в пределах неразбуренной зоны, где нефтенасыщенность и структура запасов соответствуют первоначальному состоянию, по ним получена достаточно высокая эффективность.

Объект Ач

На 01.01.2013 года на объекте выполнено две зарезки бокового ствола, из них один - с горизонтальным окончанием. Оба боковых ствола пробурены в 2012 году на залежи 2+3. Средние дебиты за 2012 год составили по жидкости 77,3 т/сут, по нефти – 39,0 т/сут.

Такая эффективность получена за счет горизонтального бокового ствола (№ 81Л), пробуренного в зону высокой плотности текущих запасов, дебит жидкости которого

составил по жидкости 105,5 т/сут, по нефти – 55,3 т/сут. По наклонно-направленному боковому стволу (№ 7060Н), пробуренному в краевой зоне залежи, получена высокообводненная продукция (дебит жидкости 13,8 т/сут, дебит нефти 2,1 т/сут, обводненность 85 %), (Отчет, 2013)

Бурение вторых стволов на месторождении применяется как для выработки остаточных запасов нефти, так и для вовлечения в разработку неразбуренных ранее зон. Эффективность вторых стволов значительно увеличилась после начала применения на них ГРП. В условиях выработанности основной части запасов месторождения этот метод будет иметь все большее значение для выработки зон концентрации остаточных запасов.

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. Геология нефти и газа Западной Сибири. Москва: Недра, **1975**. 680 с.

Нестеров И.И. Структурная схема и районирование чехла Западно-Сибирской плиты по подошве юрско-кайнозойского плитного комплекса. Масштаб: 1:500000, **1984**.

Махмутов Р.Р., Салимов Ф.С., Макиенко В.В., Астафьев Д.А. Расширение области эффективного применения химических методов увеличения нефтеотдачи в низкопроницаемых коллекторах на примере Повховского месторождения ТПП «Повхнефтегаз» , **2016**.

Ильина Г. Ф. Методы и технологии повышения нефтеотдачи для коллекторов Западной Сибири: учебное пособие. Томск: Издательство ТПУ, **2012**. 164 с.

Отчет о научно-исследовательской работе. Дополнение к проекту разработки Повховского месторождения (заключительный), Тюмень, **2013**. 2485 с.

ПРОБЛЕМЫ РАЗДЕЛЕНИЯ ДОБЫЧИ НЕФТИ И ЖИДКОСТИ МНОГОПЛАСТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ, ЭКСПЛУАТИРУЕМЫХ ОДНОЛИФТОВЫМИ УСТАНОВКАМИ ДЛЯ ОДНОВРЕМЕННО-РАЗДЕЛЬНОЙ ДОБЫЧИ

Гарифуллина В.И., Файзетдинова Р.Р., Назипова А.А.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, garifullina-vasilya@mail.ru

Для повышения рентабельности добычи нефти при совместной разработке единой сеткой нескольких эксплуатационных объектов мелких месторождений, характеризующихся низкой продуктивностью, важно знать соотношение объёмов притока нефти из разных эксплуатационных объектов (парциальные дебиты, на которые можно разделить общую добычу нефти) по каждой многопластовой скважине. Установки для одновременно-раздельной эксплуатации широко применяют на территории РТ для более полного извлечения запасов существующей сеткой скважин. Применение УОРД позволяет экономить время и затраты на строительство новых скважин, в виду чего внедрение таких установок происходит в большом количестве (Колесник, 2014).

Инское месторождение РТ является многопластовым и сложным по геологическому строению. На месторождении основными эксплуатационными объектами являются верейские и башкирские отложения, которые в 80% случаев эксплуатируются при помощи установок ОРД. Темпы отбора и текущий КИН по объектам невысокий, в связи, с чем возникает необходимость проведения дополнительных мероприятий, бурения и прочее, которые изначально закладываются в ГДМ для более детального определения добывных характеристик участка.

При адаптации гидродинамической модели особое внимание уделяется корректности исходных данных. При эксплуатации скважин установками ОРЭ возникает необходимость в разделении добычи нефти и жидкости между эксплуатационными объектами. На сегодняшний день существуют различные методы, по которым можно определить соотношение добычи, обводненности по пластам, однако эти методы позволяют оценить параметры одного пласта, значения другого эксплуатационного объекта являются рассчитанными. Вследствие чего исторические данные в ряде случаев могут быть недостоверными (Лусиа, 2010).

При анализе динамики добычи скважин Инского месторождения выявлены такие скважины, по которым имеются вопросы к достоверности распределения добычи нефти и жидкости по пластам. Выявлены две группы скважин: первая – к ним относятся скважины, на которых отмечается снижение дебитов по первому горизонту, после приобщения второго (рис.1,2), вторая - это скважины (сразу введены два объекта) на которых разделение добычи поровну по обоим пластам (рис.3,4).

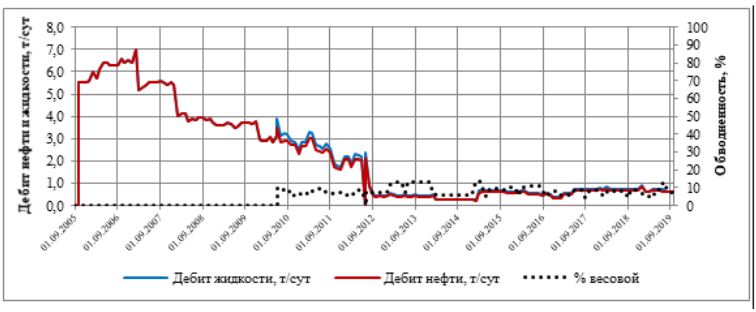


Рис. 1 Динамика работы скважины №14100, верейский горизонт



Рис. 2 Динамика работы скважины №14100, башкирский ярус

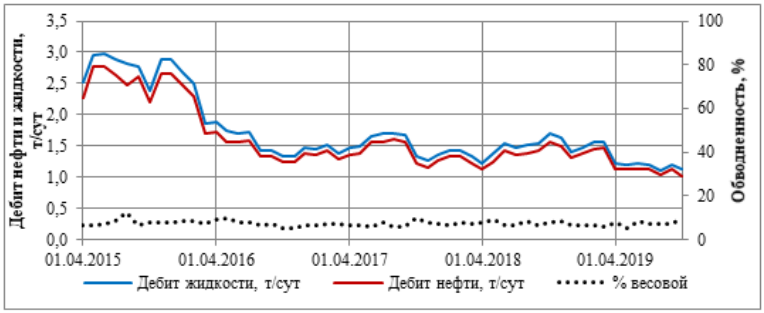


Рис. 3 Динамика работы скважины №14081, верейский горизонт

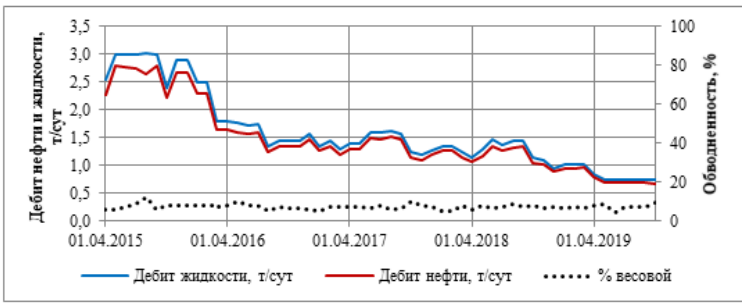


Рис. 4 Динамика работы скважины №14081, башкирский ярус

В первой группе выделены четыре скважины (№№14100, 14102, 14107, 15058) – на трех из них основным объектом служит верейский горизонт, к которому впоследствии был приобщен башкирский ярус, на одной скважине к турнейскому ярусу приобщен бобриковский горизонт. Отмечается, что на всех этих скважинах после приобщение второго пласта происходит снижение дебитов нефти и жидкости более чем в два раза по первому объекту. К примеру, верейский объект скважины №14100 эксплуатировался с дебитом нефти 2 т/сут до 07.2012, после чего дебит не превышал 0,5 т/сут. Башкирский объект был введен в эксплуатацию с дебитом 2,2 т/сут, после чего снизился до 1,2-1,5 т/сут. Предположительной причиной такого снижения добывных способностей может служить разница в давлениях (депрессии) эксплуатируемых объектов.

Во второй группе выделены пять скважин (№№14079, 14081, 14093, 14106, 14097) – которые были введены в разработку одновременно, и по ним распределение добычи в эксплуатационных карточках было относительно равным, в данных случаях вопрос в разнице давлений при распределении добычи не поднимался. По представленным скважинам давления (пластовые и забойные) различны – 58 до 80 атм, но относительно эксплуатационных объектов (верей-башкир) отличие составляло 2-3 атм.

Для идентификации нефтей наибольшее развитие получило использование данных по одному из самых чувствительных параметров - коэффициенту светопоглощения (Ксп) нефтей в совокупности с исследованиями химического состава. Подобные исследования проводились для данного месторождения. Из рассмотренных девяти скважин относительные дебиты были рассчитаны для семи из них (таблица 1).

Таблица 1 Распределение относительных дебитов

№ Скв, эксплуатируемые горизонты	Относительные дебиты, д.ед.					
	по Ксп		по V		по Ni	
	vr	b	vr	b	vr	b
1 группа						
4100	-	-	1	0	0,82	0,18
4102	-	-	0,91	0,09	0,82	0,18
4107	-	-	0,91	0,09	0,73	0,27
2 группа						
4079	0,75	0,25	0,64	0,36	0,56	0,44
4081	0,63	0,37	0,57	0,43	0,56	0,44
4093	0,85	0,15	0,64	0,36	0,92	0,08
4106	-	-	0,64	0,36	0,73	0,27

Совокупность анализа динамики добычи, давлений по объектам и проведённых исследований методами светопоглощения и химического состава нефтей, подтверждают некорректность в распределении дебитов нефти и жидкости между эксплуатационными объектами, как для первой группы скважин, так и для второй. Так как достоверность исходных входящих данных определяет качество расчета прогноза, то при наличии подобных скважин, предлагается проводить корректировку исторических данных, опираясь на дополнительные исследования (Ксп, распределение по хим.составу).

Колесник С.В. Регулирование разработки эксплуатационных объектов с использованием методов управления депрессией на пласт: монография. Тюмень:ТюмГНГУ, **2014**. 112 с.

Лусиа Ф. Дж. Построение геолого-гидродинамической модели карбонатного коллектора: интегрированный подход. Ижевск: Институт компьютерных исследований, **2010**. 387 с.

УТОЧНЕНИЕ МЕТОДИКИ ОЦЕНКИ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПРОДУКТИВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИКУЛОВСКОЙ СВИТЫ ВК1-2 МЕСТОРОЖДЕНИЯ «НОВОЕ» ПО ДАННЫМ КЕРНА И ГИС

Гордашко Д. И.

Тюменский Индустриальный Университет, Тюмень, gord.denis2@gmail.com

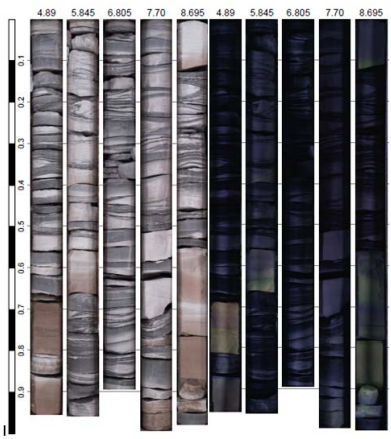
Главной особенностью изучаемых викуловских отложений является неоднородность текстуры - наличие тонкослойной глины толщиной от нескольких мм до десятков сантиметров. Именно наличие такой неоднородности значительно усложняет оценку корреляции петрофизических и фильтрационных свойств (ФЕС) коллекторов, а также данных геофизических исследований скважин (ГИС).

Термин «неоднородность текстур» указывает на наличие в изучаемых породах включений или прослоев, которые по минералогическому составу отличаются от породы самого пласта. Соотношение толщин этих промежуточных слоев и самой породы может быть различным, что зависит как от прямой толщины промежуточных слоев, так и от их количества. На рис. 1 приведены фотографии керна викуловской свиты.

Для характеристик разреза используется термин слоистой глинистости (χгл), который рассчитывается исходя из эффективных мощностей песчаных прослоев и общих толщин. Мощности песчаных прослоев для зоны предельного нефтенасыщения оценивались по характерному свечению в ультрафиолетовом свете (рис.1). На основании этого определялся параметр слоистой глинистости для каждого интервала коллекторов. Значение χгл является одним из важнейших в дальнейшей оценке ФЕС коллекторов с учетом поправок. Кроме того, из геологических параметров слоистая глинистость оказывает наибольшее влияние на проницаемость пород.

В период 1975-1977 гг. была впервые введена модель для расчета пористости глинисто-песчаных пород с неоднородной текстурой: метод Томаса и Стибера (Thomas et al., 1975). В результате была построена треугольная диаграмма по зависимости объемного содержания глины от пористости. Недостатком этого способа было то, что песчаник, являющийся резервуаром, считался гомогенным с постоянной пористостью по составу и структуре.

В 1984-1985 гг. В.А. Ефимов предложил другой метод определения пористости таких пород на Самотлорском месторождении, которым он дал название «рябчиковые» породы (Ефимов, 1984). Пористость была оценена с использованием метода самопроизвольной поляризации (ПС), по данным которого строилась зависимость относительных уровней глинистых включений и промежуточных слоев от относительной амплитуды собственного поляризационного потенциала выделяемого пласта.



а) б)

Рис. 1 Фотографии керна по пласту ВК1-2 а) в дневном свете, б) в ультрафиолетовом свете

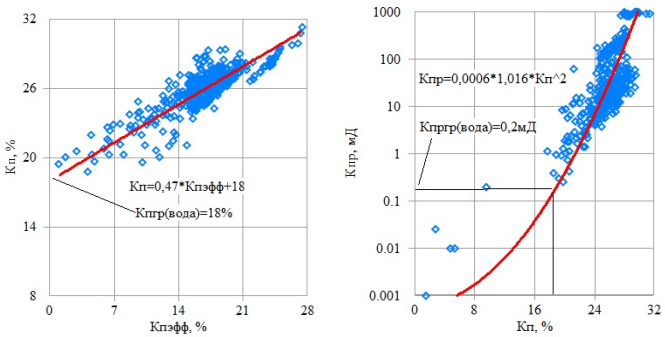
Кроме того, в литературе описано много различных подходов, в которых использовались аналитические методы (Карпенко, 2011) для оценки свойств горных пород (коэффициента открытой пористости, коэффициента водонасыщенности и т.д.), в свою очередь также имеющие свои недостатки, поскольку для решения систем уравнений задавались константы, которые увеличивают погрешность расчета.

Хоть предложенные подходы и решают задачу оценки пористости и водонасыщенности текстурно-неоднородных коллекторов, однако они не устраняют

неоднозначность при оценке характера насыщения песчаных прослоев при зафиксированном чередовании «нефть-вода».

В данной работе анализировались граничные значения проницаемости для условий насыщения песчаных прослоев водой и нефтью. Оценка граничных значений коллекторских свойств пород осуществлялась путем анализа связей абсолютной проницаемости пород с открытой и эффективной пористостью (рис.2). Полученные при этом Кпргр(вода) составляют 0,2 мД.

Для обоснования граничного значения проницаемости при насыщении прослоев нефтью в изучаемом разрезе выполнено сопоставление Кпр(Кп) с шифром наличия насыщения (нефть, вода) по образцам до экстракции. Установлено, что Кпргр(нефть) существенно выше Кпргр(вода) и составляет около 20 мД (рис.3).



а) б)

Рис. 2 Зависимости а) Кп(Кпэфф) и б) Кпр(Кп) для викуловских отложений

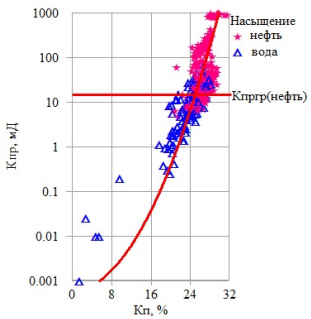


Рис. 3 Зависимости Кпр(Кп)с шифром насыщения образцов

В итоге проведенных работ обосновано значимое отличие граничных значений проницаемости для насыщения породы водой и нефтью, позволяющее объяснить «полосчатое» насыщение, а также спрогнозировать обводненность продукции.

Ефимов В.А. Петрофизические модели сложно-построенных глинистых коллекторов для оценки их нефтегазонасыщения по данным электрометрии скважин: диссертация. Тюмень: **1984**.

Карпенко, А.Н. Статистическая модель тонкослоистого разреза скважины по данным геофизических исследований. РГУ: **2011**.

Thomas E.C., Stieber S.J. The Distribution Of Shale In Sandstones And Its Effect UponPorosity // SPWLA 16th Annual Logging Symposium, **1975**.

ПРИМЕНЕНИЕ ОНТОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Горелова А.А.[1, 2], Попова О.А.[2], Филиппова З.М.[3]
[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
st040625@student.spbu.ru
[2]ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург
[3]ПАО «Газпром нефть», Санкт-Петербург

Стремительное развитие компьютерных технологий обуславливает рост интереса к интеллектуальной обработке больших объемов информации. В последние годы специалисты оказались перегружены быстро растущим объемом данных, стало сложнее их обрабатывать и выбирать нужное, возросла потребность в оптимизации поиска необходимого фактического материала. В связи с этим создание упорядоченных информационных баз знаний набирает все большую популярность во многих сферах производственной деятельности, а важность онтологий в обмене и структурировании знаний все сильнее признается научными сообществами. На сегодняшний день в русскоязычной литературе слабо освещены вопросы онтологического моделирования в целом и в нефтегазовой геологии в частности. Однако оно имеет важное значение, так как ввиду разнообразия существующих классификаций и недостатка четкой структуры взаимосвязей между понятиями, присутствуют сложности в систематизации знаний. В связи с этим ключевым аспектом создания онтологий является не просто сбор и анализ всего имеющегося геологического материала, а упорядочение информации в соответствии с решаемой задачей (Горелова и др., 2019).

В результате проведенного исследования создана онтологическая модель для характеристики обстановок и систем терригенного осадконакопления. Она позволяет накапливать структурированные знания по большому количеству геологических объектов, а также применять различные цифровые технологии для оптимизации рутинных процессов и решения геологических задач. Приведенная в работе онтологическая модель является легко расширяемой и дополняемой, она может быть применима не только для первичного анализа знаний, но и для повторного их использования в предметной области для решения различных прикладных геологических задач в нефтегазовой отрасли.

Первым сформулировал понятие онтологии в инженерии американский ученый Томас Грубер в своей работе, где он рассматривал различные аспекты взаимоотношений интеллектуальных систем между собой и человеком (Gruber, 1991). Он охарактеризовал онтологию как описание (спецификацию) концептов и взаимосвязей (концептуализации). Разработка онтологии сводится к определению набора данных и их структуры для использования при решении прикладных задач, в частности, при создании программных продуктов. Онтология включает в себя пять составных частей: классы (концепты, сущности), отношения, функции, аксиомы, экземпляры. Классы используются в широком смысле, ими может быть любая сущность, о которой может быть дана определенная информация. Отношения показывают тип взаимодействия между классами

рассматриваемой области. Функции – это специальный случай отношений, в котором выбранный элемент напрямую зависит от всех предыдущих элементов. Аксиомы используются для констатации высказываний, которые будут всегда являться истинными. Экземпляры – это конкретные элементы классов (Noy и др., 2001). На сегодняшний день языки, в которых описываются онтологии, могут совмещать эти формы описания. Исходя из этого, сейчас под онтологией можно понимать описание декларативных знаний, сделанное на формальном языке и имеющее иерархию объектов (Горшков и др., 2019).

В геологии создание онтологий может быть применено для решения множества задач: разработка системы автоматизированного сбора информации, проектирование и структурирование баз знаний, машинное обучение для автоматизации обработки, распознавание образов, объединение разных классификаций в одну, упрощение обработки информации, моделирование процессов и многих других. В данной работе целью создания онтологической модели является определение обстановок осадконакопления.

Описываемая онтология разработана в ходе создания экспертной системы для описания условий седиментации на основе ограниченного объема данных в рамках научно-исследовательского проекта ООО «Газпромнефть НТЦ». В приведенном исследовании требовалось установить, какие признаки являются определяющими и достаточными для идентификации условий формирования терригенных отложений. Сбор знаний осуществлялся преимущественно посредством опроса экспертов предметной области.

На подготовительном этапе для постановки эксперимента были опрошены два эксперта, которым предлагалось определить обстановку осадконакопления, задавая вопросы на произвольные темы. По результатам проведенного теста был сформирован ряд правил, используемых при работе с другими экспертами, таких, как: опрос экспертов ведется в режиме «1 вопрос – 1 ответ»; когда эксперт делает предположение, ему следует пояснить, на основе каких признаков он его сделал; экспертам не предоставляется информация о стратиграфии и регионе, даже если эксперт задает такой вопрос и другие. После формулирования правил в эксперименте приняли участие еще пять экспертов. Вопросы, заданные ими, были упорядочены и категоризированы, послужив основой для формирования шаблона сбора знаний. Эксперты задавали вопросы, касающиеся исследований керна, сейсмических данных, геофизических исследований (ГИС) и опробованию скважин, региональных и экспертных знаний.

Следующим этапом была верификация полученного шаблона сбора знаний. Для этого четырем группам экспертов, состоящих каждая из четырех представителей различных функциональных направлений (седиментология, геология, сейсморазведка), была поставлена задача сделать вывод об условиях седиментации объекта, охарактеризованного согласно созданному шаблону. Для описания объектов были использованы данные с разрабатываемых месторождений компании. Чтобы выявить наиболее значимые признаки, они демонстрировались экспертам поочередно в выбранном ими порядке. Для определения обстановки осадконакопления экспертам потребовалось от 7 до 14 признаков. После второго этапа был проведен опрос, где экспертов попросили назвать самые значимые признаки, которые помогли им в выполнении поставленной задачи, ими были названы стратиграфия, регион, текстура, ихнофоссилии и другие данные. Те команды, у которых не было возможности узнать стратиграфию и регион, сказали, что именно этих двух признаков им не хватило для более быстрого выполнения задания. В ходе эксперимента было подтверждено, что знание о стратиграфии и регионе помогают экспертам быстрее определить условия седиментации, однако, даже не имея этих данных, предоставленной информации было достаточно для того, чтобы дать верный ответ. Таким образом, в результате был сформирован и верифицирован шаблон сбора знаний, а также подтверждена его достаточность для определения обстановки осадконакопления.

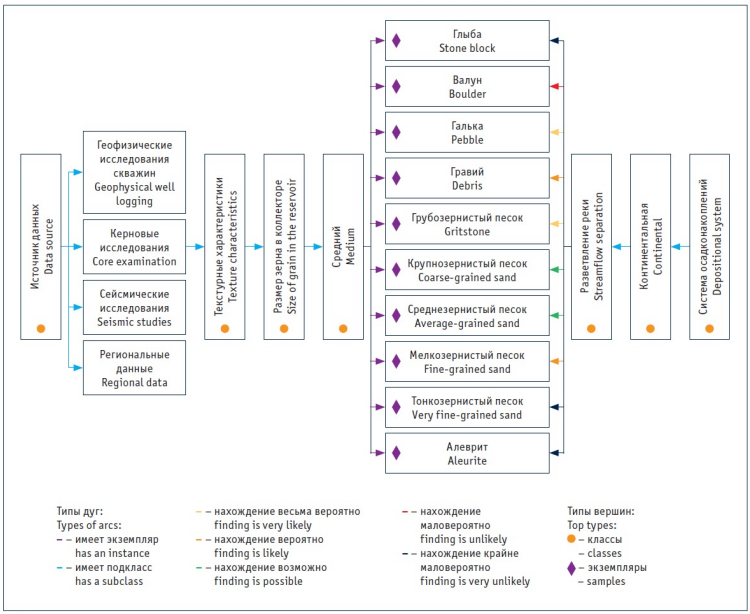
Шаблон сбора знаний послужил основой для формирования онтологической модели. Признаки, имеющие определяющее значение для характеристики условий седиментации, были сгруппированы по категориям, а категории – по источникам данных. В таблице 1 показана часть шаблона, которая иллюстрирует взаимное расположение параметров и их возможных значений для размера зерна в терригенном коллекторе. Приведенная таблица представляет собой иерархию классов и экземпляров, связанных между собой разным видом отношений. Исходя из деления онтологий, описанному выше, в данной онтологии первую ветку онтологического дерева будут составлять классы разного уровня иерархии: источники данных, категории признаков, сами признаки и их подкатегории. Другую ветку онтологического дерева будут составлять классы, являющиеся обстановками осадконакопления. Отношения, связывающие классы будут следующими: «имеет подкласс», «возможно нахождение». Экземплярами, наполняющими онтологию, будут являться значения признаков.

Таблица 1 Часть шаблона признаков, характеризующая размер зерна в коллекторе.

Источник данных	Категория признака	Признак/ параметр	Подкатегория признака	Значение
Керн	Структурные характеристики	Размер зерна в коллекторе	Средний	Глыба
				Валун
				Галька
				Гравий
				Грубозернистый песок
				Крупнозернистый песок
				Среднезернистый песок
				Мелкозернистый песок
				Тонкозернистый песок
				Алеврит
			Максимальный	Глыба
				Валун
				Галька
				Гравий
				Грубозернистый песок
				Крупнозернистый песок
				Среднезернистый песок
				Мелкозернистый песок
				Тонкозернистый песок
				Алеврит

Определив основные понятия, мы создали онтологию, в которой классы находятся в виде иерархии наследования. Последовательно, создав классы, мы приступили к созданию экземпляров и связали их между собой с помощью отношений. Для характеристики отношений была использована дискретная шкала вероятности обнаружения значения параметра в условиях конкретной обстановки осадконакопления. Шкала вероятности включала значения от «1» до «7», где «1» значит, что данный признак

точно присутствует в выбранной обстановке осадконакопления, «2» - весьма вероятно присутствует, «3» - вероятно присутствует, «4» - существует 50% вероятность обнаружения признака, «5» - присутствует маловероятно, «6» - крайне маловероятен, «7» - точно отсутствует. К каждому классу и экземпляру было сделано описание – составлен словарь терминов в предметной области. Граф онтологии, который иллюстрирует вероятность нахождения зернен разного размера в разветвленных реках, соответствующий приведенной выше части шаблона, представлен на Рис. 1. В данном графе мы видим две ветки онтологического дерева. В первой ветке онтологии классом наивысшего уровня является «Источник данных», во второй родительским концептом была выбрана «Система осадконакопления».



Граф онтологии для зерна среднего размера в разветвленных реках
Ontology graph for medium grain in branched rivers

Рис. 1 Граф онтологии

Онтология считается качественной, если каждое логическое выражение можно представить в виде графа, где ребро будет сказуемым, а вершины подлежащим и дополнением, то можно и граф представить в виде логических выражений. Соответственно, согласно графу, представленному на рисунке 1, мы можем сформулировать такие утверждения, как «*Источник данных* имеет подкласс *Керновые исследования*» или «В *Разветвленных реках* весьма вероятно обнаружение *Гальки*». На данном примере проиллюстрировано взаимоотношение классов и экземпляров в зависимости от размерности зерен только для одной обстановки осадконакопления – разветвленные реки. Данная выборка является представительным примером, который иллюстрирует, как была построена онтологическая модель для решения поставленной задачи.

Приведенный пример описывает процесс создания онтологии для определения обстановки осадконакопления. Имея такой ограниченный набор информации, как

результаты интерпретации ГИС, керновые, сейсмические и региональные данные, мы можем сделать вывод об условиях формирования отложений. Разработка онтологической модели была выполнена на основе шаблона сбора знаний, сформированного и верифицированного совместно с экспертами предметной области. Всего в модели выделено четыре источника данных, 16 категорий признаков, 28 признаков, 132 подкатегории признаков и 245 параметров. Соответственно, было выделено 190 классов, 245 экземпляров и девять типов возможных отношений. Также было сделано полное описание онтологии, каждому классу и экземпляру была дана характеристика – составлен словарь терминов предметной области.

Преимущество описанной онтологии в том, что она является весьма интуитивной, так как сформирована на основе систематизации знаний экспертов, помимо этого, она легко изменяема и расширяема, в связи с отсутствием жестких ограничений в количестве данных или добавлении новых свойств. Созданная онтологическая модель будет использоваться, расширяться и поддерживаться сотрудниками Компании ООО «Газпромнефть НТЦ», сделанная спецификация может быть использована как человеком, так программными агентами с целью определения обстановок осадконакопления.

Горелова А.А., Попова О.А., Филиппова З.М. Понятие системы онтологий и ее применение для характеристики условий терригенного осадконакопления // Территория «НЕФТЕГАЗ» , **2019**. №12. С. 24-30.

Горшков С. В., Кралин С. С., Муштак О. И., Гумеров С. З., Мирошниченко М. Г., Гребешков А. Ю., Шебалов Р. Ю. Онтологическое моделирование предприятий: методы и технологии. Екатеринбург: Издательство Уральского университета, **2019**. 235 с.

Gruber T. The role of common ontology in achieving sharable, reusable knowledge bases // Principles of Knowledge Representation and Reasoning: Proceedings of the Second International Conference, **1991**. 601-602 p.

Noy N., McGuinness D. Ontology Development 101: A Guide to Creating Your First Ontology' // Stanford, **2001**. 25 p.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ГЛИНИСТОЙ КОРКИ НА ПРИМЕРЕ ЮРСКОГО НЕФТЯНОГО КОЛЛЕКТОРА

Евменова Д.М[1,2]

[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск*

[2]*Новосибирский Государственный университет, Pavlovadasha94@mail.ru*

Для повышения достоверности определения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) коллектора ранее в ИНГГ СО РАН была разработана методика интерпретации каротажных данных на основе многофизичной модели, включающей геоэлектрические, гидродинамические и геомеханические параметры и учитывающей изменение в процессе бурения напряженно-деформированного состояния геологической среды (Ельцов и др., 2012).

При фильтрации бурового раствора через пористую среду вблизи стенки скважины происходит захват и накопление дисперсных частиц в поровом пространстве. Проницаемость этой зоны снижается на 2-3 порядка. Процесс закупорки пор твердыми частицами называется кольматацией, а область его действия зоной кольматации или внутренней фильтрационной коркой. Аналогичен механизм образования внешнего слоя

из-за осаждения крупных частиц на стенке скважины, ее толщина может достигать несколько сантиметров. Параметры корки оказывают существенное влияние на зону проникновения, а значит влияют на значения показаний геофизических приборов. Это необходимо учитывать их при интерпретации.

Эксперименты с образованием глинистой корки и измерением ее свойств на практических образцах керна и бурового раствора проводятся крайне редко. В основном работают с искусственными образцами или образцами песчаника с высокой пористостью и проницаемостью, а не со сложными коллекторами (Tien et al., 2001; Fattah et al., 2016; Михайлов и др., 2015). В настоящей работе предлагается провести эксперимент с керном $ЮС_2$ (юрский нефтяной коллектор), характеризующийся большой глубиной залегания (2700-2900 м), высокой нефтенасыщенностью (85-95%), сложным строением проницаемой части разреза и средними фильтрационными свойствами (проницаемость 8-20 мД, пористость 15-19%) (Цику, 2015; Нечаева и др., 2016), что влечет за собой трудности в извлечении его запасов. Для эксперимента использованы образцы керна $ЮС_2$ с Тевлинско-Русскинского нефтяного месторождения.

Для определения параметров глинистой корки была проведена серия экспериментов на установке, собранной в ИНГГ СО РАН Голиковым Н.А. Основная особенность установки – постоянное движение бурового раствора в процессе роста глинистой корки, моделирующее циркуляцию бурового раствора в скважине. Схема установки представлена на рис. 1.

До начала эксперимента с буровым раствором проводится измерение проницаемости образца по воде. При этом в системе циркулирует первоначальный (пластовый) раствор и измеряется его расход через образец.

В процессе эксперимента раствор вытесняется фильтратом бурового раствора, что приводит к увеличению электрического сопротивления фильтрующейся жидкости. Эксперимент продолжается до стабилизации показаний LCR метра, что свидетельствует об окончании процесса вытеснения первоначального (пластового) раствора.

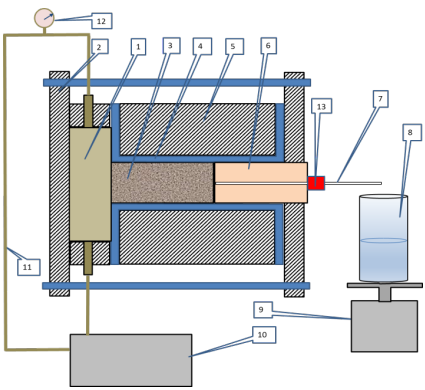


Рис.1 Схема установки для исследования процесса образования глинистой корки на образцах горных пород. Цифрами обозначены: 1 – камера, где циркулирует раствор; 2 – фланц; 3 – образец; 4 – резиновая манжета; 5 – корпус; 6 – проставка; 7 – капилляр, по которому проходит фильтрат; 8 – стакан; 9 – весы; 10 – шестеренчатый насос; 11 – система трубопроводов; 12 – манометр; 13 – измерительная ячейка

После эксперимента проводятся повторные измерения веса, электрического сопротивления образца и ЯМР – характеристик. Изменение проницаемости системы «образец+глинистая корка» в ходе эксперимента рассчитывается по данным о весе накопленного фильтрата бурового раствора по закону Дарси (рис. 2). Минерализация фильтрата рассчитывается по данным об его сопротивлении на основе предварительно проведенной калибровки. После эксперимента измеряются параметры глинистой корки, определяется ее толщина и плотность. Рассчитывается ее проницаемость и пористость, а также их изменение в процессе эксперимента.

Для эксперимента использован глинисто-полимерный буровой раствор. По данным рентгенофазового анализа содержание глинистой фракции составляет 25-30%, основной минерал – барит (40-50%) (анализ проводился сотрудником ИНГГ СО РАН Юркевич Н.В), соответственно п. Плотность глинистых частиц – 2.500 кг/см3. Проводимость фильтрата Удельное электрическое сопротивление бурового раствора 133.3 Ом·м. Динамическая вязкость бурового раствора – 0.002 сантипуаз. Измерения проводились при температуре 200С согласно по ГОСТ 33-2000 сотрудником ИНГГ СО РАН Фурсенко Е.А. (Нефтепродукты. Прозрачные и непрозрачные жидкости. Определение кинематической вязкости и расчет динамической вязкости, 2005). Давление бурового раствора, поддерживающееся в установке во время эксперимента, - 0.2 атм.

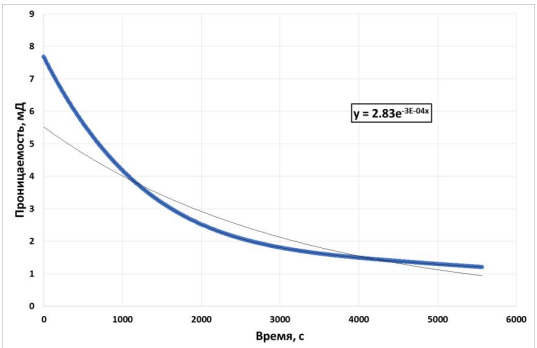


Рис. 2 Изменение в ходе эксперимента проницаемости системы «образец+глинистая корка» в ходе эксперимента

В работе использованы материалы ГИС и ГГИ, полученные на скважинах Тевлинско-Русскинского месторождения. Привлекались данные исследований кернового материала, результаты изучения физических свойств бурового раствора и пластовых флюидов.

Для примера приведем значения, полученные для образца 6210-9. Проницаемость корки равна 0.07±0.003 мД, пористость - 71±4% (исходная проницаемость образца – 10.3±0.4мД). Пористость рассчитана по плотности корки. Рассчитано изменение толщины глинистой корки в процессе эксперимента (конечное значение – 2.5 мм).

Сделано предположение, что наблюдается нелинейный закон изменения проницаемости системы «образец+глинистая корка» от времени фильтрации бурового раствора через образец. Необходимы дальнейшие эксперименты для подтверждения этого вывода. В 2020-м году эксперимент продолжается, установка видоизменена, условия приближены к пластовым (выше давление и скорость фильтрации), а также установлены датчики, позволяющие измерять сопротивления в нескольких частях образца керна, а не только фильтрата на выходе. Установлены датчики давления и расхода, для контроля этих параметров во время эксперимента.

Ельцов И.Н., Назаров Л.А Назарова Л.А., Нестерова Г.В., Эпов М.И. Интерпретация геофизических измерений в скважинах с учетом гидродинамических и геомеханических процессов в зоне проникновения // Доклады РАН, **2012**. Т. 442. №6. С. 677-680.

ГОСТ 33–2000 Нефтепродукты. Прозрачные и непрозрачные жидкости. Определение кинематической вязкости и расчет динамической вязкости. Москва: ФГУП Стандартинформ, **2005**. 23 с.

Михайлов Д.Н., Рыжиков Н.И., Шако В.В. Экспериментальное исследование процесса переноса и накопления суспензии твердых частиц и взвеси глины в образцах горных пород // Механика жидкости и газа, **2015**. №5. С. 107-122.

Нечаева А.Г., Нестерова Г.В., Ельцов И.Н. Характеристика геоэлектрических моделей высокоомных среднеюрских коллекторов: Сборник материалов международной научной конференции «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология» , **2016**. 246 – 250 с.

Цику Ю.К. Исследование и разработка методов контроля и оптимизации выработки запасов многопластовых объектов при одновременно-раздельной эксплуатации (на примере Русскинского месторождения): Дис. канд. техн. наук. Москва, **2015**. 146 с.

Fattah K.A., Lashin A. Investigation of mud density and weighting materials effect on drilling fluid filter cake properties and formation damage // Journal of African earth sciences, **2016**. №117. P. 346-357.

Tien C., Teoh K., Tan R.B.H. Cake filtration analysis – the effect of the relationship between the pore liquid pressure and the cake compressive stress // Chemical Engineering Science, **2011**. №56. P. 5361-5369.

ВЛИЯНИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ НА КОЛЛЕКТОРЫ КОМСОМОЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Еловенко А.О., Фахрутдинов Э.И., Фокеева Л.Х.
Казанский Федеральный университет, Казань, elovenko.ao@yandex.ru

В процессе литогенеза горные породы претерпевают различные постседиментационные преобразования, одни из которых уменьшают, а другие увеличивают пустотное пространство. Среди вторичных процессов, оказывающих благоприятное влияние на формирование коллекторских свойств, следует выделить выщелачивание и трещинообразование. Основным процессом, отрицательно сказывающимся на фильтрационно-емкостных свойствах пород, является образование диагенетического глинистого цемента. Влияние постседиментационных преобразований можно увидеть на примере коллекторов Комсомольского месторождения.

Комсомольское нефтегазоконденсатное месторождение расположено в Пуровском районе Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области. Административное расположение месторождения представлено на рис. 1.

В геологическом отношении месторождение находится на севере Западно-Сибирской платформы, в пределах Пур-Тазовской нефтегазоносной области. Осадочный чехол месторождения представлен мезозойско-кайнозойскими песчано-глинистыми отложениями.

В тектоническом отношении Комсомольское месторождение расположено в пределах структуры II порядка - Пякупурского куполовидного поднятия, входящего в состав Северного мегавала.

Рассмотрим покурскую свиту, которая завершает разрез нижнего мела. На рассматриваемой площади к кровле свиты (ПК1) приурочена сеноманская залежь газа. Отложения покурской свиты накапливались в условиях сложного чередования прибрежно-морских и континентальных фаций. Для отложений сеноманской части разреза характерна трансгрессивнорегрессивная цикличность. Сеноманский век на территории Западно-Сибирского бассейна охарактеризовался максимальной регрессией, в результате чего береговые линии бассейна испытали значительные перемещения. Седиментация отложений покурской свиты проходила вдоль восточного и южного побережий, где аккумулировались толщи глинистых и песчаных осадков, с прослоями алевритов. На заключительной стадии формирования сеноманской толщи седиментация отложений по большей части проходила в сильнообводненных прибрежно-дельтовых условиях, однако местами доминирующей обстановкой осадконакопления оставалась континентальная равнина. Таким образом, покурская свита сложена континентальными отложениями и отложениями мелководных опресненных бассейнов – песчаниками, глинами, алевролитами.



Рис. 1 Обзорная карта района расположения Комсомольского месторождения (geobyte.ru)

Среди наиболее важных вторичных минералов и структур, свидетельствующих о постседиментационных процессах при формировании пород, является регенерация кварца, преобразование полевых шпатов, нарушение кристаллической структуры биотита и формирование различных глинистых минералов (Титов и др., 2019).

Пласты покурской свиты имеют поровый тип коллектора. Песчаники пласта ПК-1 по содержанию породообразующих минералов относятся к полимиктовым аркозам (рисунок 2). Преобладающими минералами, слагающие песчаник, являются кварц и

полевые шпаты. Содержание кварца составляет 35-40%, полевых шпатов – 40-45%, обломочных пород - 15-17% до 20-25%, слюды – от 1-2% до 7-9% (Фахрутдинов, 2014).

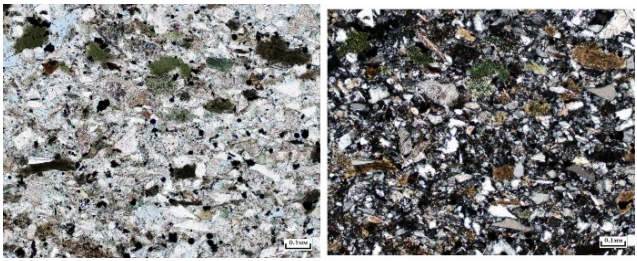


Рис. 2 Песчаник мелкозернистый с глинистым цементом.
Фотография петрографического шлифа (слева) в обычном и (справа) поляризованном свете.

Полевые шпаты представлены плагиоклазами и калишпатами. Степень их вторичных изменений слабая. Постседиментационные изменения связаны с процессами пелитизации, серицитизации и выщелачивания. Процесс выщелачивания проявляется в полной мере в тектонически-активных зонах и сопровождается растворением калиевых полевых шпатов и кварца, выщелачиванием плагиоклазов, локальным проявлением альбитовой минерализации.

Породы-коллекторы, подвергшиеся процессу выщелачивания, значительно улучшают свои коллекторские свойства. Это происходит при значительном увеличении объема пустого порового пространства, которое образуется при растворении зерен калиевого полевого шпата и кварца. Кроме этого, коллекторские свойства пород-коллекторов улучшаются за счет образования зон разуплотнения, что свидетельствует о наличии зон тектонического напряжения в районе (Поднебесных и др., 2015).

Для разуплотненных зон характерно большое количество регенерационного кварца, сформированного при распределении вещества от растворения обломочных зерен под давлением, скрепляющих каркас породы и препятствующих дальнейшему уплотнению. Среди обломков пород преобладают эффузивные и кремнистые разности, отмечаются сланцы.

Коллекторы покурской свиты обладают высокими фильтрационно-емкостными свойствами, так как в породах содержится малое количество цемента порового-пленочного типа. Породы пласта ПК-1 обладают различной пористостью и проницаемостью в водогазовой и водяной зонах. От крыльев поднятий до сводовых частей залежи Комсомольского месторождения пористость возрастает от 23 до 35 %, проницаемость – от 0,15 до 1,06 мкм^2. Это связано с тем, что в водо-газовой зоне идет процесс эпигенетического минералообразования, снижающего коллекторские свойства пород. На это указывает содержание микрокристаллов пирита в породах (рисунок 3). Появление пирита указывает на постседиментационные процессы, связанные с выносом части K+ из межслоевых промежутков, а также Mg2+, Fe2+, Fe3+ (Япаскурт, 2008).

Таким образом, для нижнемеловых отложений установлено, что алеврито-песчаные породы характеризуются разнообразным комплексом аутигенных минералов и структур, свидетельствующих о стадии фонового катагенеза и о наложенных процессах, которые оказывают большое влияние на фильтрационно-емкостные свойства горных пород.

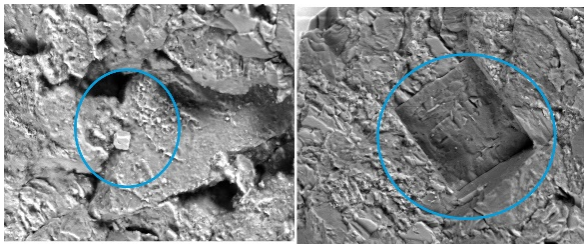


Рис. 3 Кристаллы пирита в песчаниках (Фахрутдинов Э.И., 2014).

Поднебесных А.В., Овчинников В.П. Основные типы вторичных изменений пород-коллекторов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Вестник Томского государственного университета, **2015**. № 400. С. 393-403.

Титов Ю.В., Шайхутдинова Г.Х., Астаркин С.В., Колпаков В.В., Кожевникова Н.В. Постседиментационные преобразования нижнемеловых отложений Большехетской впадины (Западная Сибирь) // Литосфера, **2019**. №1. С. 48-58.

Фахрутдинов, Э.И., Гайнутдинова Р.Р. К вопросу о литологическом строении сеноманского пласта ПК-1 ЮжноРусского месторождения: Материалы VII научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, **2014.**

Япаскурт О.В. Литология. Москва: Академия, **2008**. 336 с.

http://www.geobyte.ru/ (дата обращения: 29.02.2020)

ВЛИЯНИЕ МЕЖФАЗНОГО НАТЯЖЕНИЯ НА ДИНАМИКУ РАЗВИТИЯ МЕЖФАЗНЫХ ГРАНИЦ В ПОРИСТЫХ СРЕДАХ С РАЗЛИЧНЫМИ КОЭФФИЦИЕНТАМИ БЕСПОРЯДОЧНОСТИ

Закиров Т. Р.[1,2], Гараева А.Н.[1,2]

[1]*Казанский (Приволжский) федеральный университет, tirzakirov@kpfu.ru*

[2]*Институт геологии и нефтегазовых технологий*

Большинство нефтяных залежей Волго-Уральской нефтегазоносной провинции находятся на завершающих стадиях разработки. Для поддержания приемлемого уровня нефтедобычи проводятся различные мероприятия физико-химического воздействия на жидкости и скелет, модифицирующие параметры двухфазного течения. Наиболее важная характеристика динамики двухфазного вытеснения – удельная длина границы раздела между двумя жидкостями (нефтью и водой) и между нагнетаемой жидкостью и скелетом. Первая характеристика вычисляется как отношение длины контакта несмачивающая жидкость-смачивающая жидкость к площади пор (l^{FF}), вторая – как отношение длины контакта несмачивающая жидкость – твердая фаза к площади пор (l^{FS}).

Цель данной работы заключается в выявлении вида зависимости динамики межфазного контакта жидкость - жидкость и жидкость - твердая фаза (по отдельности), а также исследовании влияния межфазного натяжения σ на развитие двух данных типов межфазных границ. Вычислительные эксперименты проводятся на моделях с различными коэффициентами беспорядочности λ. Данный коэффициент характеризует среднеквадратичное отклонение в распределении пор по размерам. Для моделирования микрофильтрационного двухфазного течения в данной используются решеточные

уравнения Больцмана (Zakirov et al., 2018). Для описания межфазных взаимодействий применяется наиболее современная версия модели градиента цветового поля (color-gradient method) (Liu et al., 2015).

В качестве образцов пористых средах использовались гранулярные модели песчаников с гексагональной системой поровых каналов (рисунок 1). Образцы состоят из зерен круглой формы, диаметры которых находятся в диапазоне $(1 - \lambda; 1 + \lambda)\bullet d$ (d – средний диаметр гранул) и распределены по равномерному закону. С увеличением λ возрастает диапазон варьирования размеров поровых каналов. Для проведения исследований использовались две модели песчаников при λ = 0.35, 0.58, 0.85 и d = 50 мкм. Их характеристики указаны в таблице 1. Размерность каждой модели составляет 1500×1000 ячеек, шаг сетки равен 3 мкм. Минимальная дистанция между зернами составляет 5 ячеек.

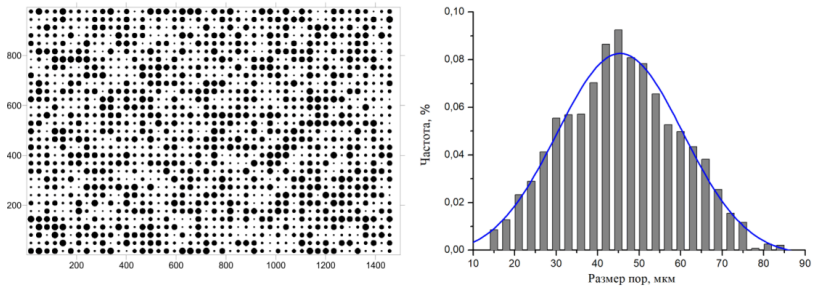


Рис.1 Модель пористой среды (слева) и распределение пор по размерам (справа) при λ = 0.58. Белый цвет (слева) представляет поровое пространство, черный – скелет. Синяя кривая (справа) является результатом аппроксимации по нормальному закону с R^2 = 0.98

В начальный момент времени поровое пространство целиком заполнено смачивающей фазой, имеющей нулевую скорость. Несмачивающая жидкость нагнетается через условно левую грань, перпендикулярную оси OX; отбор жидкостей происходит через условно правую грань. Серия численных экспериментов проводилась на трех моделях пористых в широких диапазонах σ и соотношения вязкостей двух фаз (M). Результаты для некоторых наборов параметров представлены на рис.2. Согласно полученным данным, вне зависимости от коэффициента беспорядочности и характеристик потока, динамика развития контакта жидкость – жидкость и жидкость - твердое тело имеет линейный характер, а параметры вычислительного эксперимента влияют только на скорость развития длины контакта (наклон кривых).

Таблица 1 Фильтрационно-емкостные свойства пористых сред и статистические характеристики распределения пор по размерам

Коэффициент беспорядочности, λ	Пористость, отн. ед.	Удельная длина гранул, мм$^{-1}$	Абсолютная проницаемость, k_{XX}, мкм^2	Статистические характеристики распределения пор по размерам	
				Среднее значение, d, мкм	Среднеквадратическое отклонение, σ, мкм
0.35	0.76	21.69	140.2	45	8.76
0.58	0.74	21.75	128.7	45	13.23
0.85	0.73	21.75	104.2	45	17.52

Полученные точки были аппроксимированы линейной зависимостью $l^{FF} = k^{FF} \cdot S_{nw}$ и $l^{FS} = k^{FS} \cdot S_{nw}$ ($R^2 > 0.99$), где S_{nw} – насыщенность образца несмачивающей фазой или количество закачанных поровых объемов. Величины k^{FF} и k^{FS} характеризуют динамику развития контактов жидкость – жидкость и жидкость – твердое тело.

Далее приведены результаты серии экспериментов, проведенных при различных σ = 1, 5, 15, 30, 50 мН/м и фиксированных соотношениях вязкостей, краевом угле смачивания и скорости течения.

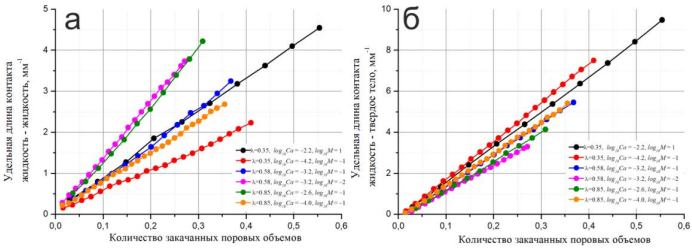


Рис.2 Динамика развития контакта жидкость-жидкость (а) и жидкость – твердое тело (б)

Увеличение межфазного натяжения вызывает возрастание соотношения между капиллярными и вязкими силами, что, в свою очередь приводит к смене типа течения. Распределения жидкостей в образце с λ = 0.85 при различных σ проиллюстрировано на рис. 3, согласно которым наблюдается переход режима с формированием вязких пальцев (σ = 1 мН/м) к потоку с формированием капиллярных пальцев ($\sigma \geq 15$ мН/м). Течение при σ = 5 мН/м относится к переходному режиму кроссовера.

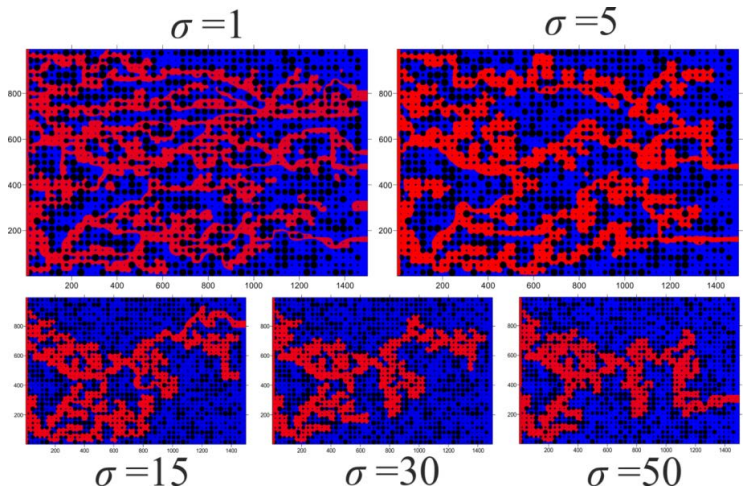


Рис.3 Распределения флюидов на момент близкий к квази-стационарному режиму при различных межфазных натяжениях и λ = 0.85. Обозначения: красный цвет – нагнетаемая жидкость, синий – вытесняемая жидкость, черный – твердая фаза

Результаты измерений k^{FF} и k^{FS} представлены на рис.4. Увеличение межфазного натяжения существенно снижает динамику развития контакта жидкость-жидкость на рис.4а. Данный эффект объясняется стремлением системы минимизировать действие сил капиллярного сопротивления путем уменьшения количества менисков, что отрицательно сказывается на k^{FF}. В результате, как видно про рис. 3, количество каналов вытеснения в режиме капиллярных пальцев ($\sigma \geq 15$ мН/м) значительно меньше, чем при потоке с вязкими пальцами ($\sigma = 1$ мН/м). Стоит отметить, что коэффициент беспорядочности не оказывает существенного влияния на k^{FF}. Возрастание k^{FS} с ростом σ объясняется, главным образом, существенным уменьшением числа каналов вытеснения и количества неполных контактов нагнетаемой жидкости с гранулами.

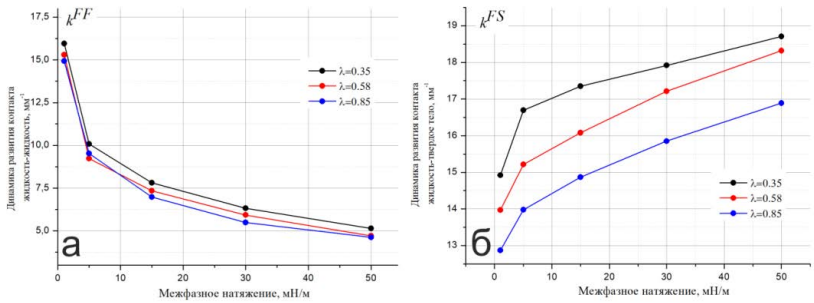


Рис.4 Динамика развития межфазных контактов при различных межфазных натяжениях: а – жидкость-жидкость; б – жидкость – твердая фаза

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-35-80003, за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности.

Zakirov T. R., Galeev A. A., Khramchenkov M. G. Pore-scale Investigation of Two-Phase Flows in Three-Dimensional Digital Models of Natural Sandstones // Fluid Dynamics, **2018**. V. 53(5). P. 76 – 91.

Liu H., Zhang Y., Valocchi A. J. Lattice Boltzmann simulation of immiscible fluid displacement in porous media: Homogeneous versus heterogeneous pore network // Physics of Fluids, **2015**. V. 27. C. 052103.

КИСЛОТНЫЙ ГИДРАВЛИЧЕСКИЙ РАЗРВЫВ ПЛАСТА (КГРП) ВЕРЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА НА СКВАЖИНАХ №1246, 8489 НА КУРМЫШСКОМ НЕФТЯНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Ишкинеев Б.Д., Мударисова Р.А., Фахрутдинов Э.И.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, BulatDIshkineev@yandex.ru

Все залежи нефти Курмышского месторождения в каменноугольных отложениях контролируются структурными поднятиями 3 порядка, которые прослеживаются по маркирующим горизонтам каменноугольных и пермских отложений. Верейские пласты на

месторождении отделены друг от друга и от отложений башкирского яруса глинистыми прослоями, являющимися в ряде случаев надежными покрышками.

Пласты-коллекторы сложены пористо-проницаемыми и трещиноватыми известняками в различной степени глинистыми и доломитизированными. Разделяются пласты пачками терригенно-карбонатных пород, сложенных переслаивающимися между собой мергелями, аргиллитами, алевролитами, глинистыми песчаниками. Толщина этих пачек колеблется от 1,5 до 5,5 м.

На Северо-Курмышском поднятии выделяется одна залежь нефти, приуроченная к верейскому горизонту, которая включает 4 продуктивных пласта. Тип залежи - пластовый сводовый. На Курмышском поднятие установлена одна залежь нефти, приуроченная к верейскому горизонту, которая включает 5 продуктивных пластов. Тип залежи пластовый сводовый.

КГРП на Курмышском месторождении проводилось на скважинах №1246 и №8489, расположенных на Северо-Курмышском и Курмышском поднятиях соответственно. Воздействию подвергались верейские продуктивные пласты.

КГРП на скважине №1246 проводилось в июле 2018 г. Интервалы перфорации: 1069,4-1071,6 м (пласт Свр-2). До мероприятия скважина работала со следующими показателями: дебит жидкости – 0,75 м^3/сут, дебит нефти – 0,7 т/сут, обводненность – 4,68%. После мероприятия скважина работала со следующими показателями: дебит жидкости – 8,04 м^3/сут, дебит нефти – 4,12 т/сут, обводненность – 46,73%. Динамика основных показателей работы скважины до мероприятия и после представлены на рис. 1.

Как видно из графика результат от проведения КГРП на скважине положительный. Эффект от проведения КГРП на дату анализа составляет 12 месяцев (с августа 2018 г. по июль 2019 г.) и показатели работы скважины остаются выше показателей до мероприятия.

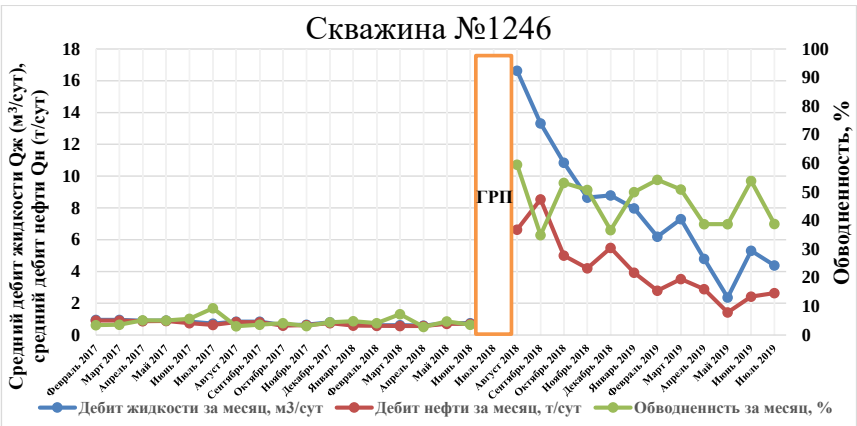


Рис.1 Динамика основных показателей работы скважины №1246

Т.к. скважина является единственно пробуренной на Северо-Курмышском поднятии и обводненность ее до мероприятия составляла ниже 30%, использовались два метода определения технологической эффективности КГРП: определение технологической эффективности КГРП по методике ПАО «Татнефть», определение технологической эффективности методом прямого («крестьянского») счета (Муслимов, 1999).

По методике ПАО «Татнефть» дополнительная добыча нефти за год составила 1439,38 тонн. По методу прямого («крестьянского») счета дополнительная добыча нефти за год составила 1300,87 тонн. Таким образом, среднее значение дополнительной добычи нефти скважины №1246 по двум методам составляет 1370,12 тонн.

КГРП на скважине 8489 проводилось в июле 2018 года. Интервалы перфорации на которых проводилось КГРП: 1123-1125,4 м (пласт Свр-3), 1130-1134 м (пласты Свр1, Свр2). До мероприятия скважина работала со следующими показателями: дебит жидкости – 1,8 м^3/сут, дебит нефти – 1,38 т/сут, обводненность – 18,3%. После мероприятия скважина работала со следующими показателями: дебит жидкости – 3,72 м^3/сут, дебит нефти – 0,84 т/сут, обводненность – 73,3%. Динамика основных показателей работы скважины до мероприятия и после представлены на рисунке 2. Как видно из графика результат от проведения КГРП на скважине отрицательный. В скважине были перфорированы башкирский ярус и верейский горизонт. КГРП проводили на верейском горизонте. После КГРП геофизика показала заколонные перетоки вблизи нижнего интервала перфорации башкирского яруса. Скорее всего трещины от КГРП дошли до водоносных серпуховских пластов.



Рис.2 Динамика основных показателей работы скважины №8489

Внедрение в производство новой технологии оправдано только тогда, когда оно обеспечивает экономический эффект. Дополнительные капитальные вложения, направленные на повышение совершенствования технологии, должны быть возмещены экономией затрат на производство (Муслимов, 2010).

Исходная информация для расчета экономического эффекта от проведения КГРП на скважине №1246 приведены в таблице 1. По результатам вычислений экономического эффекта от проведения КГРП на скважине получились следующие результаты: выручка от реализации продукции - 27464253 руб.; общие затраты - 15687289 руб.; чистая прибыль (без НДС) - 3633087,7 руб.; рентабельность - 0,232; прибыль на 1 тонну дополнительной нефти - 2651,66 руб/т; дисконтированный поток денежной наличности - 3044306,8 руб.; индекс доходности - 3,832.

Таблица 1 Исходная информация для расчета экономического эффекта от проведения КГРП на скважине №1246

Исходная информация:	
Затраты:	
1. Стоймость КГРП, руб.	3549396,28
2. КРС, руб	416888,8
3. Свабирование, руб	369333,8
4. ГИС, перфорация, руб	288881,06
Акт наряд без НДС, руб	144440,53
ГИС, руб	99584,03
Полевые, руб	750
Премия, руб	5526,56
Интерпретация, руб	38579,94
5. Эксплутационные расходы на 1 т, руб	8199
6. Налоги на 1 т нефти (НДПИ, транспортный налог, регулярные платежи за пользование недрами), руб	5281
7. Налог на прибыль, доли ед.	0,2
8. Коммерческие расходы на реализацию нефти, руб/т	660
1. Дополнительная добыча нефти за год, т	1370,12
2. Амортизационные отчисления за год, руб	486322,8
3. Капитальные вложения за год, руб	1075103,66
4. Цена нефти на внутреннем рынке, руб	19935,92
5. Цена нефти на внешнем рынке, руб	20300

Таким образом, можно утверждать, что КГРП на скважине №1246 технологически и экономически полностью себя оправдал. Скважина была единственной на Северо-Курмышском поднятии, которое разрабатывается относительно недолго, по сравнению с основным Курмышским поднятием, на котором располагается скважина №8489. Учитывая большие риски получения отрицательного эффекта в виде обводнения скважины, большие затраты на осуществление мероприятия, целесообразнее проводить на таких длительно разрабатываемых поднятиях (как Курмышское) с высокими значениями обводнения скважин, разнообразные соляно-кислотные обработки призабойных зон скважин.

Использование КГРП оправдает себя после бурения новых скважин на Северо-Курмышском поднятии. На новых скважинах, так же как и на скважине №1246, возможно проведение КГРП для восстановления и улучшения фильтрационно-емкостных свойств продуктивных пластов после бурения.

Дополнение к технологической схеме разработки Курмышского нефтяного месторождения, **2011**.

Муслимов Р.Х. Планирование дополнительной добычи и оценка эффективности методов увеличения нефтеотдачи пластов. Казань: Изд-во КГУ, **1999**. 280 с.

Муслимов Р.Х. Методическое пособие по проектированию и оценке технико-экономической эффективности методов повышения нефтеотдачи. Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, **2010**. 144 с.

АНАЛИЗ ЭФФЕКТИВНОСТИ ЗАРЕЗКИ БОКОВЫХ СТВОЛОВ ПРИРАЗЛОМНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кальметьева Я.М., Фокеева Л.Х.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань,
yana.maratovna1999@gmail.com

В современном мире повышение эффективности разработки и эксплуатации залежи нефти является чрезвычайно важным. Месторождения Западной Сибири – это основной источник углеводородов для нашей страны. На многих из них сейчас происходит снижение уровня добычи из-за уменьшения дебита и увеличения обводненности продукции. К таким месторождениям относится и Приразломное, которое уже более 30 лет находится в разработке.

Приразломное месторождение — это первый проект в России по добыче углеводородов на шельфе Арктики. Данное месторождение было открыто в 1989 году и содержит более 70 млн т извлекаемых запасов. Оно расположено в юго-восточной части шельфа Печорского моря в 55 км к северу от пос. Варандей. Глубина моря в районе месторождения составляет 19-20 м. Добыча ведется с морской ледостойкой стационарной платформы «Приразломная». Местность, где расположено месторождение характеризуется тяжелыми климатическими условиями. Значения минимальной температуры могут достигать -50˚С, а полярная ночь длится два месяца.

Особенностями геологического строения Приразломного месторождения, обусловливающими специфику его разработки, являются: структурно-тектонический тип пластового резервуара; хорошая выдержанность по площади мощности основного продуктивного пласта и его петрофизических свойств; приуроченность повышенных значений пористости и проницаемости коллекторов к центральной и южной частям месторождения; значительное развитие вертикальной трещиноватости, особенно в северной части месторождения; увеличение отношения вертикальной проницаемости к горизонтальной от центральной части месторождения к северной. (https://neftegaz.ru/tech-library/mestorozhdeniya/141648-prirazlomnoe-neftyanoe-mestorozhdenie-shelf-pechorskogo-morya/)

Добыча нефти с платформы «Приразломная» началась в 2013 году, а уже в апреле 2014 года была отгружена первая партия арктической нефти (ARCO). На платформе по состоянию на 31 декабря 2018 г. в эксплуатацию введены 16 скважин из 32 запланированных.

С самого начала на данном месторождении было принято решение бурить горизонтальные скважины. Благодаря небольшой глубине платформа «Приразломная» установлена непосредственно на морском дне, что исключает контакт эксплуатационных скважин с водой.

Бурение горизонтальных скважин непростой процесс, а в морском бурении осложнение выражается экологическими факторами. Поэтому при бурении были использованы современные высокоингибированные буровые растворы, которые отличаются не только экологическими характеристиками, но и более экономичны.

С целью регулирования разработки месторождений и поддержания целевых уровней добычи нефти, а также для выполнения проектных показателей разработки месторождений проводятся различные геолого-технические мероприятия, к которым относится зарезка боковых стволов (ЗБС).

Со временем дебит скважин уменьшается из-за ухудшения коллекторских свойств пласта и увеличения обводненности. Эта эффективная технология как раз может повлиять на дебит и обводнение скважины, что позволяет нам исправить всю ситуацию. Путем

бурения боковых стволов в разработку вовлекаются ранее не задействованные участки пласта, а также трудноизвлекаемые запасы нефти, добыча которых ранее не представлялась возможной. Для увеличения длины ствола в продуктивном нефтеносном пласте используется строительство скважин с несколькими горизонтальными участками. Дополнительный эффект можно получить от совмещения зарезки боковых стволов с другими технологиями, например, гидравлический разрыв пласта (ГРП).

Для начала происходит выбор скважины-кандидата, затем выбор конструкции, расчет траектории, зарезка и бурение, крепление, и когда все этапы благополучно пройдены, происходит освоение и вызов притока флюида.

При выборе скважин для зарезки боковых стволов обращают внимание на следующие параметры: состояния эксплуатационной колонны, дебит, обводненность продукции, экономические показатели и т.д. (Чернышов, 2010).

Одной из проблем проектирования строительства БС является принятие экономически обоснованного решения при выборе следующих планируемых параметров скважины в конкретных геологических условиях: профиль, направление, длина, положение БС относительно кровли и подошвы пласта и др. Важной задачей при проектировании строительства дополнительных стволов является выбор скважин-кандидатов.

Для того чтобы мы могли прогнозировать успешное бурение боковых стволов, выделяются три группы параметров: геолого-физические параметры (тип коллектора, абсолютная отметка ВНК, вязкость нефти, проницаемость, газосодержание), технологические параметры (фактический прирост дебита нефти, начальная обводненность, эффективная нефтенасыщенная толщина), параметры строительства (тип контакта цементного камня с колонной и горными породами) (Устькачкинцев и др., 2013).

Для данного процесса используются специальные вырезающие приспособления, отклонители клинового типа, райбер-фрезеры, разъединяющие устройства и другая техника. Строительство боковых ответвлений возможно из колонн с диаметром от 114 до 245 мм. Главное преимущество, которое предоставляет технология бурения боковых стволов скважин, заключается в отсутствии необходимости подведения новых коммуникаций, снижении затрат на технику и расходные материалы. Кроме того, данные работы позволяют минимизировать негативное влияние на окружающую среду. В ходе работ не понадобится отводить территорию под обустройство скважин, как в случае с бурением вертикального ствола, потребуется минимум материалов.

В скважинах Приразломного месторождения было выполнено 20 зарезок боковых стволов из добывающих скважин с проведением ГРП. При выполнении анализа влияния ЗБС на обводненность скважины были разделены на успешные, где обводненность после проведения ЗБС составляла менее 40%, и неуспешные, где обводненность была более 70% или наблюдался быстрый ее рост. Как потенциальный источник обводнения выбиралась ближайшая нагнетательная скважина со значительным объемом накопленной закачки. На основании всех полученных данных были сделаны выводы, что скважины, имеющие направление бокового ствола север-юг в основном, относятся к неуспешным. Также азимут четырех неуспешных скважин из шести составил 180-200°. Что касается успешных скважин, то они характеризуются другими углами по отношению к направлению нагнетания, а также направление боковых стволов отличается от линии север-юг.

Анализируя влияние ЗБС на дебит жидкости, скважины также были разделены на две группы. К неуспешным отнесли скважины с установившимися дебитами боковых стволов, в 2 раза меньшими окружающих скважин. Далее был проведен анализ влияния ориентации отхода бокового ствола и расстояния ЗБС на дебит жидкости. Все пять неуспешных скважин имеют направление близкое к линии север-юг (Витевский и др., 2013).

Таким образом были сделаны следующие выводы: зарезка боковых стволов на Приразломном месторождении не должна планироваться в направлении 330-30, 150-210° относительно основного ствола; ЗБС в направлении север-юг допускается при положении основного ствола относительно нагнетательной скважины 30-150, 210-330° при расстоянии до нее более 500м.

Подводя итог хотелось бы сказать, что бурение боковых стволов является эффективным методом, позволяющим увеличить запасы нефти за счет вовлечения в разработку низкопродуктивных пластов.

Витевский А.В., Свешников А.В. Анализ эффективности зарезок боковых стволов с проведением гидроразрыва пласта в скважинах Приразломного месторождения // Нефтяное хозяйство, **2009**. №11. С. 57-58.

Устькачкинцев Е.Н., Хусаенов Р.Я., Макаров Н.В. Определение критериев выбора скважин-кандидатов для зарезки в них боковых стволов // Нефтяное хозяйство, **2013**. №2. С. 78-81.

Чернышов, С.Е. Совершенствование технологии строительства дополнительных стволов из ранее пробуренных скважин // Нефтяное хозяйство, **2010**. №6. С. 22-24

ПОИСК ПРОПУЩЕННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ, СВЯЗАННЫХ С НЕСТРУКТУРНЫМИ ЛОВУШКАМИ, КАК ПЕРСПЕКТИВА ПОПОЛНЕНИЯ РЕСУРСНОЙ БАЗЫ УДМУРТСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

Камаев Г.К., Истомина Н.Г.

Удмуртский государственный университет, Ижевск, egorkamaev98@gmail.com

В настоящее время большинство залежей, связанных со структурными ловушками Удмуртской Республики (УР) находятся на стадии падающей добычи, данные типы залежей имеют высокую степень выработанности запасов, что связано с направленным бурением в сводовые части поднятий, содержащие максимальный объем нефти. Однако потенциал УР, несмотря на выработанность основных запасов, не исчерпан. Имеются неизученные поисковым бурением площади с перспективными ресурсами, окаймляющие месторождения. Основная доля этих ресурсов приходится на литологически ограниченные, экранированные и изолированные залежи. Поэтому можно считать актуальной проблему поиска пропущенных залежей углеводородов в меньших по размерам и сложных по строению, но перспективных неструктурных ловушках.

Особенно актуальна территория Арланского нефтегазоносного района УР, где залежи нефти открыты в турнейских карбонатных, визейских терригенных и каширско-подольских карбонатных отложениях. В отложениях девонской системы залежи нефти в данном нефтегазоносном районе (НГР) не выявлены. При этом основные запасы приурочены к структурным ловушкам тульских и бобриковских отложений визейского яруса (Савельев В.А., 2003). Большинство залежей связано с крупными структурными ловушками, но также имеются продуктивные залежи в неструктурных ловушках.

При анализе имеющихся материалов по перспективности неструктурных ловушек нефтегазоносных комплексов Арланского НГР для сужения области исследований были выбраны два вида ловушек:

Первый вид связан с эрозионными останцами турнейской толщи. Сами останцы образовались в результате эрозионной деятельности постоянных водных потоков в

сводовых частях карбонатных массивов Арланского палеошельфа. В результате эрозии были размыты кизеловские, черепетские, малёвско-упинские отложения, а в ряде случаев и фаменские (Смирнов О.А., 2002). Отложения данных стратиграфических единиц сохранились в эрозионных останцах, а нефтеносность подтверждена в кизеловских (пласт C_1t-I) и черепетских отложениях (пласт C_1t-II и C_1t-III). В качестве примера может быть рассмотрено Ельниковское месторождение, в котором выделяется несколько карбонатных останцов, объединённых в три поднятия, к каждому из которых приурочена залежь в пласте C_1t-I. Пласт залегает в кровле турнейского яруса, толщина достигает 18 м, как правило, он не расчленён. Эрозионные останцы в пределах группы месторождений Арланского НГР разрабатываются одиночными скважинами и обладают слабой изученностью за пределами месторождений (Фурман и др., 2004).

Второй вид ловушек связан с выклиниванием пласта-коллектора по восстанию слоёв и приурочен к визейским терригенным отложениям. Распространение данного типа ловушек характерно для основания визейской толщи и связано с выклиниванием пластов песчаников как на бортах врезов, так и в зонах перехода от сводового к склоновому и впадинному типам разреза. Примером может служить песчаный пласт С-VIII в косьвинских отложениях и приуроченная к нему крупная залежь Новосёлкинского месторождения, нефтенасыщенная толщина которой колеблется от 2 до 7,5 м. Залежи с литологическим выклиниванием пласта-коллектора также встречаются на Котовском, Ельниковском и ряде других месторождений.

При моделировании строения визейской терригенной толщи использовались результаты проведенных ранее сейсморазведочных работ, а также данные 306 поисково-оценочных скважин, вскрывших данный интервал в пределах Арланского НГР. Полученная схема толщины терригенной толщи нижнего карбона (ТТНК) позволила выделить основные структурные элементы Арланского палеошельфа. На основании построенной модели была получена зависимость между суммарной толщиной коллектора и общей толщиной радаевско-косьвинской пачки, позволившая выделить участки отсутствия коллектора при толщине пачки менее 7 м и зоны выклинивания коллектора при толщине пачки от 7 до 30м. Полученные результаты позволили выделить участки формирования неструктурных ловушек в косьвинском и радаевском горизонтах визейского яруса, которыми являются турнейский склон и участки эрозионных врезов в пределах фаменского свода.

После моделирования поверхности турнейской толщи с учётом визейских врезов была построена карта мощностей малёвско-упинских и черепетских отложений.

Корреляция данных ГИС через Арланский палеошельф в субширотном и субмеридиональном направлениях позволила выделить в визейском ярусе (косьвинско-радаевский и бобриковский горизонты) ловушки, связанные с выклиниванием пласта-коллектора на бортах эрозионных врезов, а в интервале турнейского яруса (черепетский и упинский горизонты) ловушки, связанные с эрозионными останцами.

Проведённые исследования позволили окончательно установить, что основными участками формирования выбранных для исследования неструктурных ловушек в Арланском НГР являются турнейский склон и зона врезов в пределах фаменского свода.

На выделенных участках с использованием карт мощностей и распространения отложений турнейского и основания визейского ярусов в зоне эрозионных врезов были выделены 6 перспективных залежей. В радаевском горизонте с помощью схемы поверхности отложений радаевского горизонта выделены 4 перспективные залежи. По данным залежам произведена оценка ресурсов по категории Dл объёмным методом и методом вероятностной оценки. Данные по оценке ресурсов приведены в таблице 1.

Проведённая оценка ресурсов позволяет рекомендовать выделенные залежи для пополнения ресурсной базы Арланского НГР.

В результате проделанной работы могут быть сделаны следующие выводы: Арланский НГР имеет потенциал для пополнения ресурсной базы и открытия новых залежей углеводородов в Удмуртской республике. Произведены оценка ресурсов десяти залежей перспективных неструктурных ловушек и доизучение их распространения в пределах Арланского палеошельфа.

Таблица 1 Оценка ресурсов по категории Dл объёмным методом и методом вероятностной оценки

Объект: эрозионные останцы				
№	Объёмный метод	Вероятностная оценка		
	Категория Dл, тыс.т	P10, тыс.т	P50, тыс.т	P90, тыс.т
1	1008	907	369	126
2	504	453	221	84
3	840	756	378	168
4	181	163	53	21
5	285	257	75	25
6	436	485	174	52

Объект: ловушки, связанные с выклиниванием пласта коллектора на бортах эрозионных врезов				
№	Объёмный метод	Вероятностная оценка		
	Категория Dл, тыс.т	P10, тыс.т	P50, тыс.т	P90, тыс.т
1	365	328	237	155
2	559	503	186	124
3	1875	1687	1085	740
4	643	578	361	201

Савельев В.А. Нефтегазоносность и перспективность освоения ресурсов нефти Удмуртской Республики. Москва-Ижевск: Институт компьютерных исследований, **2003**.

Смирнов О.А. Отчёт: Переинтерпретация сейсмических построений с учётом новых данных бурения на перспективных объектах (Мазунинская и Архангельская площади) . ОАО УНПП НИПИнефть, **2002**.

Фурман Н.Ф, Шпилевая И.К., Ощепкова Л.В., Трофимова Е.В. Влияние эрозионных врезов на формирование нефтяных залежей на примере Центрального месторождения Удмуртии // Нефтяное хозяйство. **2004**.

1D МОДЕЛИРОВАНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Маргун В.Н.
Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург
v.n.margun@gmail.com

Оренбургская область – один из самых интересных и сложных с точки зрения тектоники регионов России. Изученная в ходе выполнения данной работы территория юга области обладает немалым нефтегазоносным потенциалом, что в настоящий момент очень актуально для нефтегазовой отрасли в целом.

В условиях современной экономической обстановки, когда старые месторождения уже почти истощили свои запасы. Возникает конкретная задача – изучить уже открытые месторождения и актуализировать информацию по ним, а также организовать поисково-разведочные работы на слабоизученных территориях. Инструментом для решения данной задачи является бассейновое моделирование. В перспективе при проведении таких работ

на таких площадях возможны открытия новых залежей УВ, что обеспечит поддержание текущих уровней добычи и позволит улучшить структуру запасов.

Целью работы было бассейновое моделирование в модификации 1D для калибровки тепловых параметров модели.

В качестве района исследования рассмотрена южная часть Оренбургской области. В тектоническом плане, район моделирования охватывает: Бузулукскую впадину, Прикаспийскую синеклизу и обрамляющие их тектонические ступени: Гаршинская, Зайкинская, Давыдовская, Росташинская и т.д. В геологическом отношении разрез представлен терригенно-карбонатными породами (Пантелеев, 1997). Стоит отметить, что регион изучен довольно неравномерно. В связи с этим был рассмотрен ряд материалов по изученности, проведенных в 1960-2010 годы.

Моделирования проводилось по ряду скважин месторождений: Балейкинское, Гаршинское, Давыдовское, Долинное, Солнечное и др. В основу легла информация по данным бурения (фактические данные) скважин (отбивки, глубина забоя). Литотипы модели заданы на основании собранных данных: литологического описания керна имеющихся скважин, данные проведенного ранее ЛФА, литологические колонки, геолого-геофизические схемы, ГИС и т.д. Также, было проведено сравнение фактических данных с литературными источниками, а именно работами Соколова А.Г., Жемчуговой В.А. и др. Был проведен анализ формирования элементов нефтегазоносных систем на основе геохимических параметров.

В результате выполненной работы: с помощью 1D моделирования по данным скважин были получены модели, отображающие современный геологический разрез, свойства горных пород, историю осадконакопления, прогрева и нефтегазонерации в исследуемом районе с возможностью анализа не только современного геологического разреза, но и его состояния на любой момент времени.

Учитывая дороговизну бурения в южных районах области, поисковые работы требуют тщательного анализа геологического и геофизического материала и высокой степени обоснования подготовленных объектов, поскольку риск неподтверждения структур достаточно велик (Соколов, 2013). Для снижения рисков такого рода идеальным инструментом или решением является бассейновое моделирование.

Пантелеев А.С. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книжное издательство, **1997**.

Соколов А.Г., Блинова Т.С., Нестеренко М.Ю. Франско-турнейский этап геологического развития Оренбургского Предуралья, **2017**.

АНАЛИЗ ТЕКУЩЕГО СОСТОЯНИЯ РАЗРАБОТКИ КИЗЕЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА БАВЛИНСКОГО НЕФТЯННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Матаева А.Ш., Фокеева Л.Х., Фахрутдинов Э.И.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань fokeeva.00@mail.ru

Кизеловский горизонт представлен на участке практически единой залежью, его отложения на юго-востоке Республики Татарстана подразделяются на ряд структурногенетических типов. Из всех разностей коллекторами являются известняки комковатые и известняки сгустково-детритовые (Закиров, 1998).

На начало до 2000 года темп отбора от НИЗ составлял 0,7%. В действующем фонде находились 181 добывающих и 20 нагнетательных скважин. Из кизеловских отложений

было добыто 2,2 млн.т нефти, отбор от начальных извлекаемых запасов на объекте составлял 11,7% (Зиятдинов, 2015).

С 2000 года начинается интенсивное разбуривание 998 площади, основное бурение велось на 6, 2 и 5 блоках. За 1999-2011 годы отбор от начальных извлекаемых запасов (НИЗ) вырос в три раза и в 2011 году составил 36,3%. Произошел закономерный рост темпов отбора.

В результате разбуривания Бавлинского участка, внедрения системы поддержания пластового давления увеличилась степень охвата кизеловской залежи воздействием. Наблюдается закономерный рост годовых отборов нефти, максимальный уровень добычи нефти на разбуриваемом Бавлинском участке еще не достигнут (Зинатуллин, 2002). С 2000 года годовые уровни по добыче нефти, жидкости и закачке воды наращены в три раза. Наряду с разбуриванием залежи формируется площадная система заводнения. Достигнутое соотношение добывающих скважин к нагнетательным в целом по участку составляет 6,9, наименьшее соотношение на 6 блоке 4,3. Накопленный отбор жидкости в пластовых условиях компенсирован закачкой на 90%. В процессе разработки кизеловской залежи происходит снижение пластового давления с некоторой его стабилизацией (Ибрагимов, 2002).Среднее забойное давление 3,6 МПа при давлении насыщения 3,3 МПа. На наиболее разрабатываемых 2 и 6 блоках последние годы пластовое давление не превышает 6,0 МПа, на слаборазбуренных 1 и 5 блоках 6,5-6,7 МПа, а на наименее разбуренном 4 блоке 9,6 Мпа.

Разработка кизеловского эксплуатационного объекта ведется в соответствии с проектными решениями дополнения к проекту разработки, выполненного в 2007 году. Объект находится на стадии разбуривания, которая характеризуется ростом годовой добычи нефти. В настоящее время система ППД на кизеловском эксплуатационном объекте до конца не сформирована, с поддержанием пластового давления разрабатываются 6 и 2 блоки, на 1, 4 и 5 блоках под закачку освоены единичные нагнетательные скважины.

На всех участках залежей, введенных в активную разработку, за исключением отдельных добывающих скважин, работающих с высокой обводненностью, характерно значительное снижение пластового давления относительно первоначального и низкая обводненность продукции.

Для выяснения причин невысокого пластового давления при низкой обводненности продукции скважин на трех опытных участках 2 и 6 блоков кизеловского горизонта в 2010-2011 годах были проведены индикаторные исследования с закачкой в пласт красителей-флуоресцеина и эозина. Полученные в результате исследований данные показывают, что несмотря на положительный эффект от закачки воды, система ППД не в полной мере эффективно выполняет запланированную работу, вследствие ухода основного объема закачиваемой воды в нижнюю не вскрытую перфорацией часть яруса. Тем не менее, в настоящее время положительный эффект от закачки воды совершенно очевиден, поскольку при небольшом или отсутствии увеличения обводненности наблюдается увеличение дебитов скважин по нефти либо их стабильность.

Несмотря на большой фонд пробуренных скважин, залежь нефти верхнетурнейского подъяруса находится в состоянии ввода. Залежь пройдена большим числом «транзитных» скважин на девон, залежи которого находятся в завершающих стадиях разработки, т.е. заводнены, скважины физически старые. Над турнейской залежью всего в 6-10 м залегает залежь бобриковского горизонта, пласты которого интенсивно вырабатываются и заводняются, т.е. снизу и сверху находятся заводненные пласты, давление в которых выше, чем по турнейскому ярусу. При старом фонде скважин неизбежны перетоки воды, т.е. непредсказуемое, нежелательное и неуправляемое заводнение залежи. Поэтому следует считать, что разработка турнейской залежи находится в крайне сложном положении. Запаздывание в бурении может в дальнейшем существенно осложнить процесс извлечения нефти.

В целом по кизеловскому объекту отобрано 6582,8 тыс.т нефти, 8907,2 тыс.т жидкости. Текущий КИН – 0,069, ВНФ – 0,4. От начальных извлекаемых запасов нефти отобрано 34,6 % при обводненности 19,6 %. С начала разработки в пласт закачано 8705,7 тыс.м3 воды, накопленный отбор жидкости в пластовых условиях компенсирован на 88,0% (Зинатуллин, 2002). Суммарный объем закачки воды приближается к отобранному объему жидкости. Но нельзя считать, что на всей залежи разработка идет на режиме вытеснения нефти водой, учитывая уход закачиваемой воды в нижний пласт. Соотношение добывающих скважин к нагнетательным в 2012 году на залежи составляет 7, в том числе на 6 блоке это соотношение приближается к 4, на втором блоке 15, на 4 и 5 блоках это соотношение еще больше.

За период 2006-2013 год на 2 блоке Бавлинского месторождения были выполнены следующие ГТМ (Зиятдинов, 2015):

- в 32 скважинах проводился ЦСКО. Дополнительная добыча составила 12,66 тыс.т.
- в 17 скважинах проводилась технология стимуляции отбора нефти с использованием ПАКС. Дополнительная добыча составила 5,562 тыс.т.
- в 8 скважинах проводилась технология стимуляции отбора нефти с использованием ДВВ. Дополнительная добыча составила 2,3 тыс.т.
- в 6 скважинах были проведена технология ограничения водопритока ВНГС. Дополнительная добыча составила 0,741 тыс.т.
- в 3 скважинах проводилась технология стимуляция отбора нефти с использованием КСМД. Дополнительная добыча составила 0,74 тс.т.
- внедрение ОРЭ на 34 скважинах.
- бурение 43 горизонтальных скважин.

По состоянию на 01.01.2015 г. из кизеловского горизонта 6-го блока месторождения добыто: 3331 тыс. т жидкости, 2982 тыс. т нефти и 349 тыс. т воды, проектный КИН составляет 0,2 д. ед.

В настоящий момент 6-ой блок находится на второй стадии разработки. Темпы добычи нефти и жидкости растут. Практически весь проектный фонд добывающих и нагнетательных скважин разбурен. Темп отбора от НИЗ составляет 6,72 %, темп отбора от ТИЗ – 18,2 %, добыто 69,7 % нефти от начальных извлекаемых запасов (Ибрагимов, 2002).

По результатам опытно-промышленных работ (ОПР) на 6-м блоке Бавлинского месторождения участок скв. 859 достиг очень высокого значения КИН, почти в 2 раза выше проектного, что объясняется. уплотнённой сеткой 200 х 200 м и организацией циклического заводнения. Уплотнённая сетка скважин позволяет получить хорошие результаты, но приводит к увеличению затрат на бурение. Обводнённость по участку составляет 30 %, что объясняется тем, что после освоения скв. 859 под нагнетание в нее закачали 500 т соляной кислоты, что привело к раздренированию призабойной зоны пласта.

Закиров С.Н. Разработка газовых, газоконденсатных и нефтегазоконденсатных месторождений. Москва: Струна, **1998**. 628 с.

Зинатуллин М.Х. Подсчёт запасов нефти и газа кизеловского горизонта Бавлинского месторождения / М.Х.Зинатуллин. ТатНИПИнефть, г. Бугульма, **2002.**

Зиятдинов И.Г. Анализ эффективности эксплуатации горизонтальных скважин в кизеловском горизонте 6 блока Бавлинского нефтяного месторождения/ И.Г. Зиятдинов ТатНИПИнефть, г. Бугульма, **2015.**

Ибрагимов Р.А. Систематизация наблюдений за состоянием водоносных горизонтов разрабатываемых месторождений юго-востока Татарстана в связи с разработкой и совершенствованием системы контроля за геологической средой / Р.А.Ибрагимов. ТатНИПИнефть, г. Бугульма, **2002**.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В СКВАЖИНЕ ОЗЕРНАЯ-10 (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА)

Мигунова С.В. Родченко А.П.

Новосибирский государственный университет, Новосибирск, migunova_sofya@mail.ru

На сегодняшний день северо-восточная часть Западно-Сибирской плиты, в частности Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП), представляет значительный интерес с точки зрения открытия новых крупных залежей углеводородов. Еще на самых ранних стадиях освоения этот регион привлекал к себе внимание значительными газовыми и газоконденсатными залежами. Однако открытие Пайяхской и Ванкорской групп месторождений с промышленными запасами нефти позволило иначе взглянуть на энергетический потенциал региона. Следовательно, открытие нефтяных залежей на территории ЕХРП подтверждает необходимость его дальнейшего изучения, в том числе геохимическими методами.

В данной работе материалом для исследования послужила коллекция аргиллитов и алевритистых аргиллитов мезозойского возраста из яновстанской (J_3-K_1) и сиговской (J_2-J_3) свит. Коллекция состоит из 23 образцов (19 образцов яновстанской и 4 сиговской свит) кернового материала из скважины Озерная-10, расположенной в зоне сочленения Мессояхской наклонной мегагряды и Енисей-Хатангского наклонного мегажелоба.

Для изученного кернового материала были проанализированы содержания органического углерода в породах, пиролитические параметры S_1, S_2, температура T_{max} и рассчитанный водородный индекс HI, а также значения изотопного состава органического углерода ($\delta^{13}C$) (табл. 1).

Таблица 1 Результаты пиролитического исследования образцов керна скважины Озерная-10

Свита	Интервал глубин, м	$C_{орг}$, % на породу (min-max)	T_{max}, °C (min-max)	HI, мг УВ/ г $C_{орг}$ (min-max)	S_1+ S_2, мг УВ/ г породы (min-max)	$\delta^{13}C$, ‰ (min-max)
яновстанская	3100-3130	1,2-2,4	438- 442	143-244	2,0-6,4	-32,6… -26,4
яновстанская	3260-3290	1,0-1,5	441-447	68-104	0,8-1,6	-28,7… -25,4
яновстанская	3540-3570	2,0-2,9	448-455	63-107	2,0-3,0	-28,0… -24,6
сиговская	3607-3645	1,2-2,1	448-454	58-98	1,6-2,2	-24,4… -22,4

В скв. Озерная-10 сиговская свита сложена алевролитами серыми, темно-серыми крупнозернистыми глинистыми. На плоскостях наслоения отмечаются многочисленные намывы углефицированного растительного детрита (УРД) различной формы. Яновстанская свита в нижней части (3540-3570 м) представлена аргиллитами алевритистыми, алевритовыми темно-серого цвета. Редко отмечается УРД. Выше по разрезу в интервале 3260-3290 м в разрезе яновстанской свиты вскрываются аргиллиты серые, темно-серые алевритистые массивные. Породы содержат немногочисленную фауну плохой сохранности (единичные двустворки, белемниты), а также мелкие включения окисленного пирита. Далее в интервале 3100-3130 м залегают аргиллиты темно-серые коричневатые с различным содержанием обломочного материала алевритовой

размерности вплоть до алевроаргиллитов, массивные. По всему интервалу отмечается многочисленная разнообразная фауна (мелкие и крупные двустворки, аммониты, крючки онихитесов, фораминиферы), зеленоватые остатки детрита извилистой формы, вероятно водорослевого происхождения. Пирит наблюдается в большом количестве в виде округлых конкреций и точечных включений.

Содержание органического вещества. Содержание органического углерода (табл. 1) в изученных породах скв. Озерная-10 выше кларкового значения для аргиллитов ($C_{орг}$ 0,9% на породу (Справочник, 1998)), и составляет 1,0-2,9% на породу. Для сиговской свиты содержание органического углерода в среднем составляет 1,75% на породу. Выше по разрезу в нижней части яновстанской свиты в интервале глубин 3540-3570 м значения $C_{орг}$ резко возрастают до 2,45% на породу, что, вероятно, связано с присутствие большего количества в составе пород углефицированного растительного детрита. Средняя часть яновстанской свиты в интервале глубин 3260-3290 м характеризуется снижением количества органического углерода до 1,3% на породу. В верхней части яновстанской свиты (на глубинах 3100-3130 м) среднее содержание $C_{орг}$ на породу отмечается увеличение до 1,6% на породу. Для изученных проб из скв. Озернoая-10 прослеживается прямая зависимость величин пиков S_1 и S_2 от содержания органического вещества.

Степени преобразования органического вещества. Уровень зрелости ОВ для изученной коллекции, определенный по единичным замерам отражательной способности витринита (данные А.Н. Фомина), соответствует градации катагенеза $МК_1^2$ ($R°_{vt}$=0,73-0,83 %) (Конторович, 1967). По пиролитическим данным величины температуры T_{max} закономерно увеличиваются с глубиной от 438 до 455 ºС. Таким образом, отложения яновстанской и сиговской свит находятся в главной зоне нефтеобразования, некоторые образцы из нижней части яновстанской и сиговской свит близки к стадии $МК_2$ (Конторович, 1967).

Оценка нефтегазогенерационного потенциала. Генерационный потенциал (суммы выхода пиков S_1 и S_2) сиговской свиты составляет 1,6-2,2 мг УВ/г породы. В нижней части яновстанской свиты генерационный потенциал немного увеличивается до 2,0-3,0 мг УВ/г породы, в средней части показатель падает до 0,8-1,6 мг УВ/г породы, а в верхней части он значительно увеличивается до 2,0-6,4 мг УВ/г породы. На основе классификации пород по показателю S_1+S_2 (Тиссо, 1981) к нефтематеринским относятся породы, у которых генерационный потенциал свыше 2 мг УВ/г. Таким образом, сиговская свита не является нефтепроизводящей породой, но обладает небольшим остаточным газовым потенциалом. Яновстанская свита в нижней и средней частях изученного интервала характеризуется небольшим газовым потенциалом, тогда как ОВ в верхней части яновстанской свиты относится нефтегазопроизводящему типу с умеренным генетическим потенциалом (Тиссо, 1981).

Тип органического вещества. Для диагностики типа исходного органического вещества использовались значения водородного индекса (HI) и изотопного состава углерода ОВ (Конторович, 1986). Диаграмма зависимости водородного индекса от температуры максимального выхода углеводородов при деструкции керогена T_{max} приведена на рисунке 1.

В отложениях сиговской свиты показатель HI составляет 58-98 мг УВ/г $C_{орг}$ при T_{max} 448-454 ºС, а величина $\delta^{13}C$ изменяется от -24,6 до -22,4 ‰, что указывает на террагенный тип исходного ОВ пород (III тип керогена). Выше по разрезу в нижней части яновстанской свиты значения водородного индекса варьируют от 63 до 107 мг УВ/г $C_{орг}$ при T_{max} 448-455 ºС и на диаграмме HI от T_{max} находится в области керогена III типа. Значения $\delta^{13}C$ для проб нижней часть яновстанской свиты в скв. Озерная-10 составляют -24,6...-23,5 ‰, что соответствует террагенному типу исходного ОВ. Для средней части изученного разреза значения показателя HI находятся в области 69-104 мг УВ/г $C_{орг}$ при T_{max} 441-447 ºС

(кероген III типа), при этом значения изотопного состава органического углерода от -28,7 до -25,4 ‰ указывают на смешанный тип. Органическое вещество в верхней части яновстанской свиты, вероятно, имеет преимущественно аквагенный и смешанный состав (II и II/III тип керогена). Значения водородного индекса в этой части разреза значительно увеличиваются до 244 мг УВ/г $C_{орг}$ (T_{max} 438-442 ºС), при этом 3 пробы характеризуются более низкими значениями индекса HI, которые составляет 143, 148 и 158 мг УВ/г $C_{орг}$ и вероятно, содержат смешанный состав ОВ. Значения $\delta^{13}C$ варьируют от -32,6 до -26,4 ‰ и подтверждают предположение о различном генетическом типе ОВ в этой части разреза скв. Озерная-10.

Таким образом, верхняя часть яновстанской свиты (3100-3130 м) в скв. Озерная-10 содержит преимущественно аквагенный тип исходного органического вещества и его зрелость отвечает главной зоне нефтеобразования, что позволяет отнести изученные породы к потенциально нефтематеринским, которые могли быть источником жидких углеводородов. Сиговская свита и нижняя (3540-3570 м) и средняя (3260-3290 м) части яновстанской свиты содержат органическое вещество террагенного типа, которое образовывалось в условиях поступления в осадок липидов высшей наземной растительности. Принимая во внимание, что преобразованность террагенного ОВ соответствует стадии $МК_1^2$, а генерация газообразных углеводородов происходит по всей шкале катагенеза, то изученные породы в этих частях разреза являются потенциально газоматеринскими и могли генерировать газообразные углеводороды.

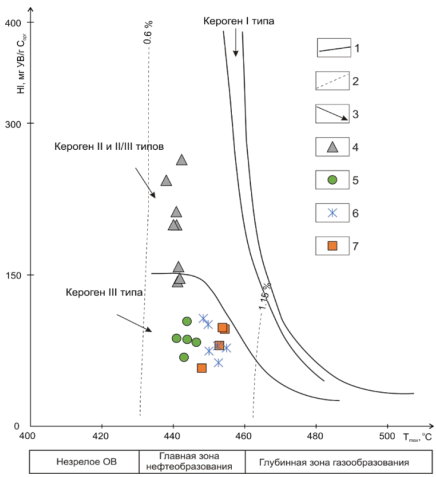


Рис. 1 Диаграмма HI - T_{max} для юрских отложений из скв. Озерная 10

Условные обозначения: 1- линии, ограничивающие максимальные значения водородного индекса (HI) для трех типов органического вещества; 2- изолинии отражательной способности витринита; 3- направленность изменения величин HI и T_{max} в катагенезе; Свиты: 4- яновстанская в интервале глубин 3100-3130; 5- яновстанская в интервале глубин 3260-3290; 6- яновстанская свита в интервале глубин 3540-3570; 7- сиговская свита.

Конторович А.Э., Верховская Н.А., Тимошина И.Д., Фомичев А.С. Изотопный состав углерода органического вещества и битумоидов и некоторые спорные вопросы теории образования нефти // Геология и геофизика, **1986**. № 5. С. 3-13.
Конторович А.Э., Парпарова Г.М., Трушков П.А. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности) // Геология и геофизика, **1967**. № 2. С. 16-29.
Справочник по геохимии нефти и газа / Под ред. С. Г. Неручева. Санкт-Петербург: «Недра» , **1998**. 576 с.
Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. Москва: Мир, **1981**. 502 с.

СОЗДАНИЕ КОНЦЕПТУАЛЬНОГО ПРОЕКТА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Минибаев Р.Р.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
st030739@student.spbu.ru

В настоящее время, когда запасы наиболее технологически доступных месторождений вырабатываются, для воспроизводства минерально-сырьевой базы требуется вовлекать месторождения, характеризующиеся более сложным тектоническим строением, высокой степенью преобразованностью пород вторичными процессами, большими глубинами залегания, технологическими трудностями при бурении. Совокупность данных факторов обусловливает значительные экономические риски при разведке и эксплуатации подобных месторождений, и, следовательно, для успешной реализации проектов эксплуатации требуется применение новых подходов и технологий, создания особой методической базы-основы. Палезойский комплекс юго-востока Западного-Сибирского нефтегазоносного бассейна содержит массивные залежи нефти и газа с развитой тектоникой в верхней части коренных пород палеозойского фундамента (пласт М) и в зоне контакта с мезойскими отложениями, представляющим собой нефтегазоносный горизонт зоны контакта (НГГЗК, пласт М).

Создание концептуального проекта месторождения является одним из важных и ключевых блоков в цепочке процессов и работ при эксплуатации и принятии решений, так как идея, общее формализованное представление о геологическом строении, представляющее собой некую уникальную, при этом унифицированную, базу данных результатов изучения объекта разработки многочисленными методами, способствует более рациональному использованию ресурсов.

Так, данный проект включает в себя результаты изучения керна, качественного и количественного анализа шлифов, седиментационную модель и модель диа- и катагенетических преобразований. Результаты изучения свидетельствуют о том, что обстановкой формирования девонских карбонатных пород фундамента являлись отмели открытого мелководья, в дальнейшем происходили процессы воздымания, размыва и формирования коры выветривания, и повторное погружение. Все эти процессы привели к наложению друг на друга процессов вторичных преобразований, которые при этом являются одними из определяющих факторов в формировании порового пространства. Особый и отдельный интерес вызывает пласт М, сложенный сидеритизированными бокситами, коллекторские свойства которых связано со вторичными процессами по

основным структурным компонентам пород (Главнова и др., 2015). В дальнейшем при рассмотрении и анализе нового фактического материала, работа в этой части будет дополнена. На Арчинском месторождении, где практически отсутствует кора выветривания, известняки девона, в значительной степени перекристализованные, характеризуются наличием трещиноватости.

Наличие трещинной пористости и проницаемости, а также хорошая связь между дебитом скважин и плотностью трещин (рис. 1, 2) показывает актуальность создания модели трещиноватости, которая основана на данных микросканера (FMI) и исследованиях керна.

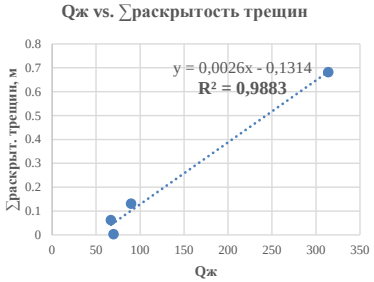


Рис. 1 График зависимости дебита от суммы раскрытости трещин по стволу

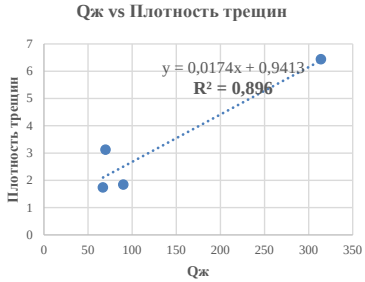


Рис. 2 График зависимости дебита от плотности трещин

Исследуемыми параметрами при моделировании трещиноватости являлись направление, апертура, плотность, длина, густота трещин, системы трещин, проводимость. На выходе можно получить непосредственно саму модель DFN (Discrete Fracture Networks), а также результаты в виде карт, роза-диаграмм, гистограмм, стереопроекций. Моделирование интенсивности трещиноватости выполнялось с помощью метода Gaussian random function simulation (гауссова случайная функция), который обеспечивает наилучшее воспроизведение распределения входных данных (рис. 3). По результатам выделено два класса трещин по направлению СВ-ЮЗ, СЗ-ЮВ (рис. 4), прокладка скважин в близком к перпендикулярному этому направлению увеличивает шанс встретить большее количество трещин.

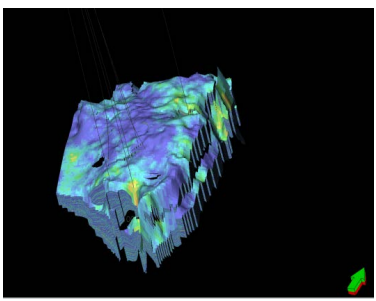


Рис. 3 Куб интенсивности

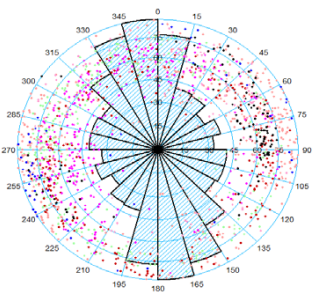


Рис. 4 Азимут направления трещиноватости

Таким образом, далее необходима актуализация геологической модели в связи с разработкой и изучением диагенетических и катагенетических преобразований в поровой части коллектора и созданием модели трещиноватости, что в дальнейшем может быть учтено также в гидродинамических исследованиях, и соответственно снятию в большей доле геологических неопределённостей в части трещиноватости.

Концептуальный проект позволяет дать прогноз строения и свойств пласта (в т.ч. распределения трещиноватости) в межскважинном пространстве с учетом предполагаемого геологического строения и литологических и диагенетических особенностей пласта, и при реализации программы мониторинга в кратчайшие сроки минимизировать риски.

Главнова Е.Н., Тугарова М.А., Е.А. Жуковскоая. Геолого-геофизическая характеристика и генезис доюрских отложений Урмано-Арчинской площади // Нефтяное хозяйство, **2015**. № 002015

Методические рекомендации “Моделирование трещиноватости» Schlumberger, Petrel, **2012**.

Моделирование трещиноватости. Практикум по DFN в Petrel 2016-2019 / Под ред. Закревского К. Е..–Москва: Изд-во МАИ, **2019**. 96 с.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СТРУКТУРНЫХ ЛОВУШЕК В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ НА ОСНОВЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СТРУКТУР МЕТОДОМ ОБЪЕМНОГО БАЛАНСИРОВАНИЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ КУЛЕШОВСКОГО ГН МЕСТОРОЖДЕНИЯ, САМАРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Минибаев Р.Р.
Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург
st030739@student.spbu.ru

Поэтапное проведение процедур разуплотнения и восстановления досклачатого состояния поверхностей горизонтов к уровню морю дает представление об истории геолого-тектонического развития района, на основе которой можно не только выявить наличие ловушек, но и проследить их эволюцию.

В данной работе проводится палинспастическая реконструкция структур Кулешовского месторождения, которое приурочено к крупному тектоническому элементу Заволжья – Кулешовской тектонической зоне, прослеживаемой в северо-западной части Бузулукской впадины, в пределах Жигулевско-Оренбургского свода. (Абдулмазитов, 1996) В литолого-стратиграфическом разрезе осадочной толщи, представленный отложениями четвертичной, неогеновой, пермской, каменноугольной и девонской систем, залегающими на поверхности кристаллического фундамента, выделяются 7 НГК: эмско-франский (I НГК), франско-турнейский (II НГК), визейский (III НГК), окско-башкирский (IV НГК), верейский, московско-гжельский и нижнепермском (VII НГК).

Так как глубины стратиграфического горизонта во времени отчасти являются результатом нагрузки вышележащих отложений, в работе был проведено восстановление доскладчатого состояния (backstripping method) – это метод снятия этого эффекта осадконакопления, чтобы выявить движущую силу тектонического погружения с предположением, что это происходит в морском бассейне. Он основан на том, что шаг за

шагом, погоризонтно в ретроспективе с учетом накопления и уплотнения осадка, изостазии, колебаний уровня Мирового океана, восстанавливается история погружения бассейна.

Для проведения процедур разуплотнения (рис. 1), являющихся неотъемлемой частью бэкстриппинг метода, и построения достоверных реконструкций для каждого литологического типа были заданы осредненные механические параметры, такие как плотность, модуль юнга, коэффициент Пуассона.

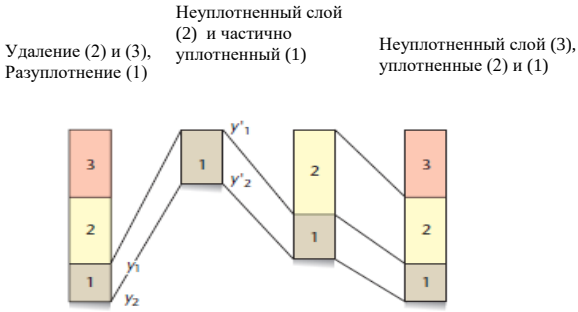


Рис. 1 Принципиальная схема выполнения процедуры разуплотнения (Allen Philip, 2013)

Помимо процедуры разуплотнения, выполнялась процедура восстановления досклачатого состояния методом выпрямления поверхности ОГ до уровня океана, так как выбранные ОГ обеспечивают наиболее полную седиментационную компенсацию депрессионных участков рельефа и имеют покровный характер распространения. Механизм процедуры заключается в простом вертикальном сдвиге: выбирался активный горизонт, который непосредственно подвергался процедуре выпрямления, и пассивные, которые перемещались вертикально вслед за активным на одно и то же расстояние (рис. 2). Таким образом, процедура восстановления досклачатого состояния удаляет изостатический эффект.

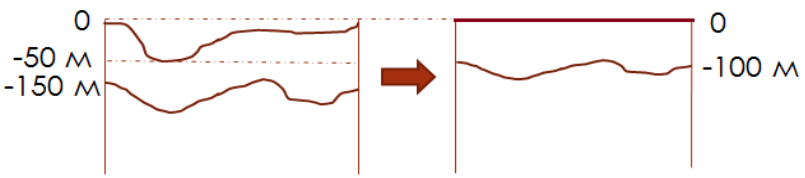


Рис. 2 Принципиальная схема процедуры восстановления доскладчатого состояния

Процедуры разуплотнения и «выпрямления» подразумевают поэтапность их выполнения. Сперва поверхность ОГ была разуплотнена, на втором этапе выпрямлена, и этот цикл итерационно проделывался для каждого ОГ.

Целью палеотектонического анализа изучаемой территории является оценка влияния конседиментационных и постседиментационных тектонических процессов на формирование залежей нефти, который проводится на основе изучения мощности стратиграфических пачек пород. По результатам реконструкции отмечается неоднократная

перестройка блоков фундамента (рис. 3), которая вызывает интерес о формировании ловушек вдоль широтных разломов древних куполов.

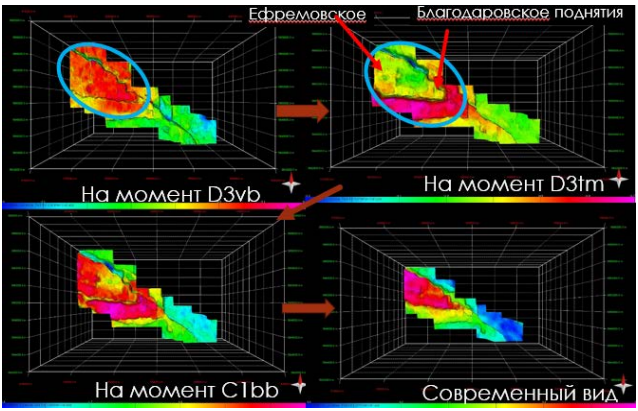


Рис. 3 Результаты реконструкции AR-фундамента

Так, на рисунке 4, на котором представлены разрезы, можно проследить эволюцию ловушек структурно-дизъюнктивного типа вдоль широтных разломов. Помимо разломного фактора, определяющего условия формирования ловушек данного типа, важно учитывать и литологический фактор, который проявляется в ограниченном распространении за счёт замещения пластов-коллекторов непроницаемыми породами. Ловушка в данных отложениях сформировалась на окский момент времени. Дальше она немного видоизменялась, но в целом была сохранена, никаких тектонических подвижек блоков уже не наблюдалось.

Также было выполнено моделирование генерационно-аккумуляционных углеводородных систем для выяснения времени начала генерации и миграции УВ из нефтематеринских толщ интересующего нас НГК.

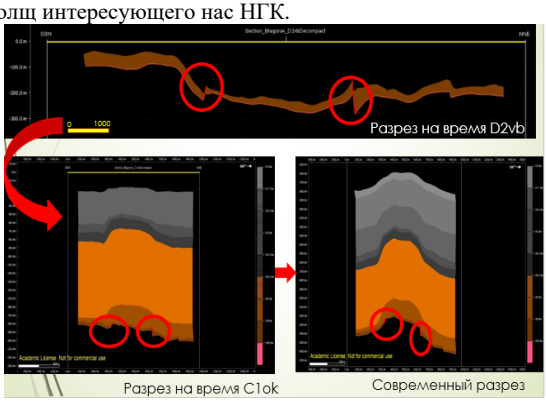


Рис. 4 Эволюция ловушек вдоль широтного разлома

С помощью моделирования ГАУС было выяснено, что нефтегазоматеринские породы могут быть реальными источниками УВ для структурно-дизъюнктивных ловушек среднего девона, сформированных задолго до начала миграции УВ, которая началась в ранней перми.

Абдулмазитов Р.Д., Баймурзанбетов К.С., Викторин В.Д. Геология и разработка крупнейших и уникальных нефтяных и нефтегазовых месторождений России. Москва: ВНИИОЭНГ, **1996**.

Allen Philip A., J.R. Allen. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. Wiley-Blackwell: **2013**. 642 p.

ВЫДЕЛЕНИЕ ПРОНИЦАЕМЫХ ИНТЕРВАЛОВ ПО АКШ МЕТОДОМ ПОЛНОЙ ЭНЕРГИИ

Михеенко И.С., Окс Л.С., Посысоев А.А.
ООО "НК "Роснефть" - НТЦ", Краснодар, ismiheenko@rnntc.ru

Одним из крупнейших регионов, запасы нефти которого занимают 4-е место в России, является Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция. В данной статье рассмотрены карбонатные отложения, которые литологически представлены переслаиванием известняков, доломитов, ангидритов и глин.

Карбонатные коллекторы имеют сложный тип пустотного пространства (межзерновый, каверновый, трещинный и их различные сочетания). Часто наблюдается высокая проницаемость при низкой пористости и поиск таких зон «стандартными» методами ГИС не всегда эффективен, поэтому применяются дополнительные: ЯМК, FMI, кросс-дипольная акустика. При оперативной обработке геофизических материалов необходимо выделять сложные коллектора, принимать решение об испытаниях в сжатые сроки, и здесь возникают сложности, поскольку зачастую специальные исследования имеют длительный граф обработки, также методы дорогостоящие и не всегда имеется финансовый резерв для их проведения.

Актуальным вариантом решения данной проблемы стала методика анализа полной энергии волнового пакета (по материалам АКШ), как более дешевый и универсальный способ, который позволит оперативно выявлять перспективные интервалы. Необходимыми условиями являются: регистрация диаграмм энергии без ограничения сигнала по амплитуде и наличие длительности записи ФКД не менее 4500 мкс.

Впервые на практике данная методика реализована в ПО «Таджикгеология» (г. Душанбе) Л.В. Будыко и Ю.Д. Щербаковым на низкопористых известняках (Будыко и др., 1991). Методика основана на выделении сложнопостроенных зон в связи с влиянием неоднородности пород (трещин и каверн) на величину средней амплитуды (полной энергии) волнового пакета. Основные преимущества заключаются в том, что на показания полной энергии не оказывает влияния центрация прибора и диаметр скважины, нет привязки к одному типу волн, то есть характеризуется волновой пакет в целом, что позволяет избежать ошибок, связанных с интерпретацией и сохранить качество материала. Важным является, что параметр полной энергии возможно зарегистрировать с помощью любой аппаратуры АКШ.

Для практических задач выделения проницаемых интервалов приточных коллекторов–используется количественная мера – коэффициент рассеяния энергии (δ), который находится по уравнению:

$$\delta = \frac{1}{R}\ln\left(\left(\frac{\Delta Tp_{оп}}{\Delta Tp_{изм}}\right)^2 * \frac{E_{оп}}{E_{изм}}\right); \quad (2)$$

Где R – длина зонда прибора; $\Delta Tp_{оп}$ и $\Delta Tp_{изм}$ – значения интервальных времен продольных волн в опорном пласте и в интервалах измерений; $E_{оп}$ и $E_{изм}$ – значения энергии в опорном и изучаемом пласте (Будыко и др., 2000). За опорный был взят плотный пласт без трещин и каверн с низким значением пористости.

Для изучаемых отложений были выявлены и применены следующие числовые критерии коэффициента рассеяния: δ>0,1 Нп/м –проницаемые интервалы (коллектор); 0,04< δ<0,1 Нп/м - зона неоднозначности (возможных коллекторов); δ<0,04 Нп/м - непроницаемые интервалы (неколлектор). При выделении коллекторов важным является исключение глинистых интервалов. Граничное значение глинистости принято равным 10 %.

Для оценки эффективности работы методики выбрана скважина с расширенным комплексом ГИС, где фирмой Schlumberger проведены методы: кросс-дипольный акустический каротаж, ЯМК, FMI (рисунок 1). В скважине отобран керн со 100 % выносом и имеются результаты испытаний. Кросс-дипольный каротаж позволяет получить информацию об анизотропии, связанную с трещиноватостью: происходит расщепление поперечной волны на быструю и медленную. Была применена методика Добрынина С.В. для определения интервалов проницаемых пород по превышению реальной волны Стоунли над модельной (Добрынин и др., 2008). По данным FMI по выполненной фирмой Schlumberger интерпретации на планшет вынесены результаты оценки трещиноватости. В породах артинского, асель-сакмарского и московского яруса была проведена перфорация, по результатам которой получены притоки нефти с водой.

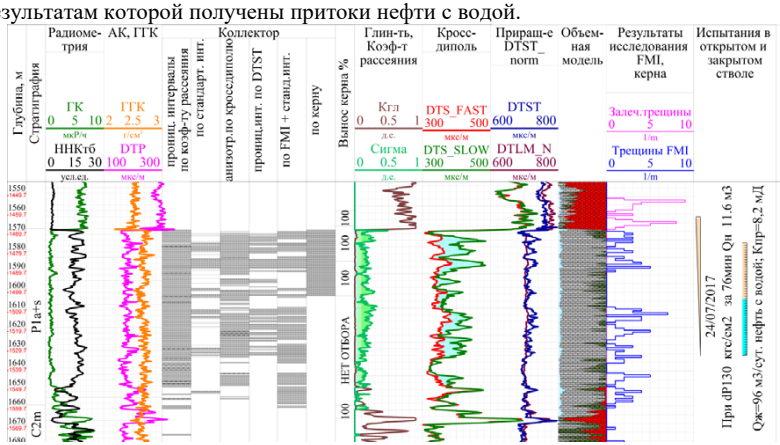


Рис. 1 Планшет с результатами выделения коллекторов

Выявленные проницаемые интервалы по увеличению коэффициента рассеяния на качественном уровне согласуются с анизотропными участками по приращению быстрой и медленной поперечной волны (данные кросс-дипольной акустики), трещинами по FMI и с проницаемыми участками по кинематике волны Стоунли.

Для количественной оценки построены гистограммы по данным отложений P1a+s, где показано сопоставление толщин коллекторов, выделенных различными методами (рисунок 2). Наибольшие расхождения наблюдаются при сопоставлении коллекторов,

выделенных по коэффициенту рассеяния, с коллекторами, полученными при интерпретации стандартного комплекса ГИС. По апробируемой методике полной энергии выделяются дополнительные интервалы, проницаемость которых, предположительно, связана с трещиноватостью. Преимущественно поровые коллектора, выделенные стандартными методами ГИС выделяются и по параметру δ.

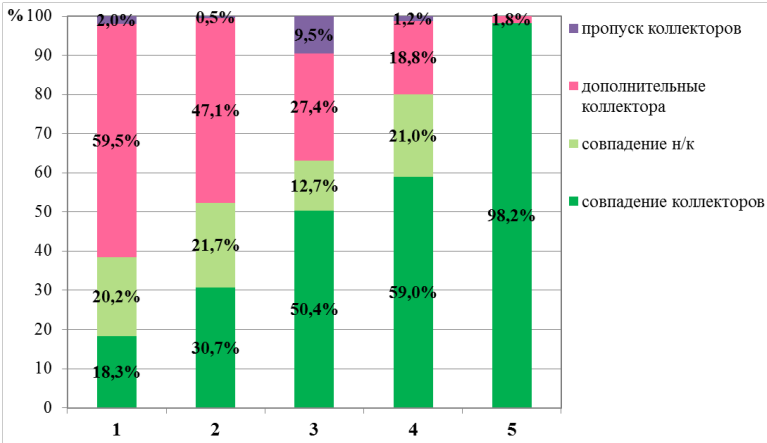


Рис. 2 Соотношение коллекторов и неколлекторов по методике полной энергии с коллекторами по 1 – по стандартной методике, 2 – проницаемым интервалам dT_{ST}, 3 – FMI+ + комплекс Sonic Scanner, 4 – анизотропным участкам по кросс-диполю, 5 – керну

Несколько лучшая сходимость (52,4 %) наблюдается с коллекторами, полученными по волне Стоунли. Выделение дополнительных коллекторов по предлагаемой методике связано с тем, что поверхностные волны, в том числе волна Стоунли, чувствительны к макротрещинам (это подтверждается их хорошей корреляцией с данными FMI), в то время как на полную энергию волнового пакета оказывает влияние и микротрещиноватость.

Наблюдается хорошая сходимость метода полной энергии с результатами методов кросс-дипольной акустики и FMI с комплексом Sonic Scanner ─ более 70 %. Присутствуют интервалы, выделенные только по коэффициенту рассеяния. Такие пласты можно отнести к уплотненным интервалам, которые, однако, нельзя считать флюидоупорами, что подтверждается данными описания керна. В интервале 1560-1603,7 м имеется 100 % вынесенный керн, по материалам лабораторных исследований представляющий из себя нефтенасыщенный трещинно-каверновый известняк со сложной структурой пустотного пространства; совпадение коллекторов 98,2 %.

Таким образом, метод анализа полной энергии волнового пакета может быть применен как дополнительный способ уточнения интервалов низкопористых карбонатных коллекторов и зон фильтрации для скважин со специальным комплексом ГИС. В скважинах с ограниченным объемом исследований данный метод целесообразно применять для определения интервалов перфорации, чтобы избежать пропуска коллекторов.

Будыко Л.В, Щербаков Ю.Д. Методическое пособие по интерпретации диаграмм полной энергии. Душанбе: **1991**.

Будыко Л.В, Спивак В.Б, Щербаков Ю.Д. Об акустическом каротаже и полной энергии. НТВ «Каротажник». Тверь: АИС, **2000**. В. 77. 45-49 с.

Добрынин С.В, Стенин А.В. Оценка проницаемости и динамической пористости по данным широкополосного акустического каротажа (АКШ). Тверь: АИС, **2008**. № 4. 45-49 с.

ИЗУЧЕНИЕ ООЛИТОВЫХ КАРБОНАТОВ НИЖНЕКАЗАНСКОГО ВОЗРАСТА ВОСТОЧНОГО БОРТА МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ

Мударисова Р.А., Волков Ю.В., Успенский Б.В.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, rayshania@mail.ru

Сверхвязкие нефти (СВН), сконцентрированные в пермских отложениях Республики Татарстан, залегают на небольших глубинах и в тектоническом отношении приурочены к Мелекесской впадине и прилегающему склону Южно-Татарского свода.

Месторождения СВН в отложениях казанского яруса обычно представляют собой совокупность залежей, приуроченных к терригенным и карбонатным коллекторам, залегающим на разных стратиграфических уровнях. Типичными представителями являются Узеевское, Пионерское, Горское месторождения природных битумов. Ввиду близкого расположения и приуроченности к единой тектонической структуре восточному борту Мелекесской впадины, разрезы месторождений схожи. В их состав входят залежи камышлинского, красноярского слоев и серий «ядреный камень» и «слоистый камень» казанского яруса.

Литофация оолитовых карбонатных пород выделена Г.А.Петровым (Войтович, 1997) на восточном борту Мелекесской впадины (граница Республики Татарстан и Самарской области) и приурочена к камышлиским слоям нижнеказанского подъяруса. На этой территории оолитовые карбонатные породы отличаются высокими коллекторскими свойствами: пористость изменяется от 18 до 34%, битумонасыщенность от 6 до 11% к весу породы. К оолитовым доломитам камышлинского слоя приурочено Горское месторождение СВН. Оно контролируется пологим поднятием. Характер распределения СВН на детально разведанных залежах свидетельствуют о том, что их концентрация тесно связана с локальными поднятиями. Образование скоплений битумов контролировалось двумя основными факторами: развитием емкого пласта-коллектора с надежным перекрытием в кровле и наличием положительной структуры. Особенно ярко сочетание этих факторов проявилось на Горском месторождении СВН. Пласт-коллектор (пласты 13, 13а по Эллерну С.С. и Виноходовой Г.В.) (Виноходова и др., 1985) сложен здесь оолитовым и органогенно-обломочным оолитом толщиной до 20 м, коллектор выдержан по площади и занимает приподнятое гипсометрическое положение. Покрышкой служат глинистые породы нижней части красноярского слоя. В случае значительной неоднородности пород и неравномерного развития коллекторов, характер битуминозности меняется. Скопления СВН в этом случае рассеяны по площади и разрезу, часто расположены на разных уровнях, имеют прерывистое распространение даже в контуре одного морфологически выраженного локального поднятия.

По микроописанию керна (50 образцов) в разрезе камышлиского слоя карбонатные оолитовые породы представлены доломитом со сложной структурой: оолитовыми, органогенно-обломочными, комковато-обломочными, тонкозернистыми, псевдоолитами. Наиболее типичные структуры по разрезу камышлинского слоя (слои 13, 13а) представлены ниже.

Образец 1. Доломит тонкозернистый, комковатый, комковато-обломочный, с примесью кварца до 10-15%. Слегка битуминозный, битуминозность локализована по порам, частично по порам, частично выполняя их, частично по микротрещинкам. Вокруг

пор ареол раскрытия битуминозности, битум из середины, комковатый, комки размером 0,1-0,5 мм, округлые, и имеется широко развитая межкомковая пористость, местами до 20%. Но поры местами отрытые, а местами выполнены кварцем. Местами поры выполнены кварцем, тонко-мелкозернистым. Кварц вторичен к основной карбонатной массе (рис. 1).

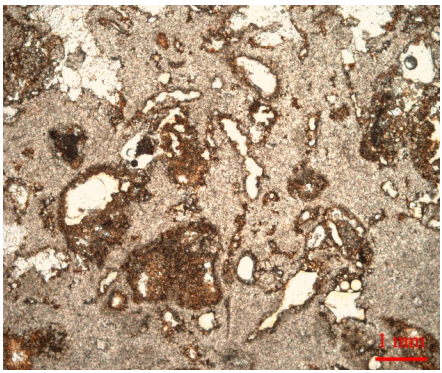


Рис. 1 Образец №1. Доломит тонкозернистый, комковато-обломочный.

Образец 2. Доломит комковатый, мелкокомковатый, комки сложены тонкозернистым карбонатным веществом, местами комки сцементированы тонкозернистым кальцитом, неравномерной цементации, типичных оолитов нет, встречаются круглые кусочки псевдоолиты (рис. 2).

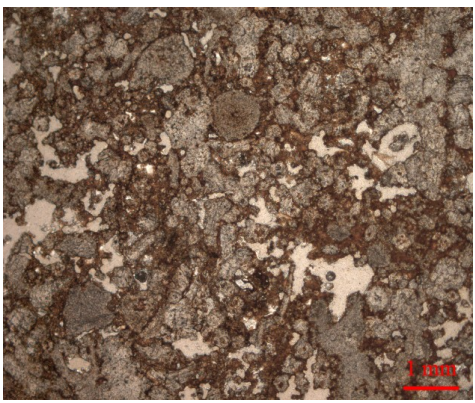


Рис. 2 Образец №2. Доломит с включениями псевдоолитов.

Образец 3. Аналогичен вышеописанному образцу. Доломит комковатый, поры закристаллизованы доломитом, местами по периметру пор участки битуминозности. Присутствуют оолиты (круглые и концентрически зональные), типичные оолиты не все. Пиритизация присутствует.

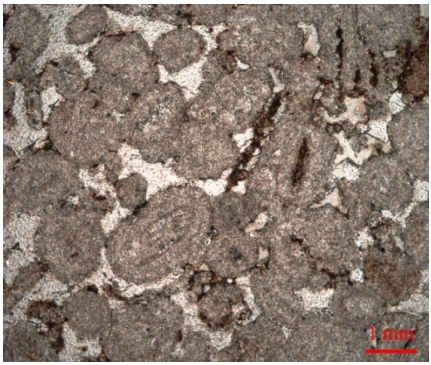


Рис. 3 Образец №3. Доломит с включениями круглых и концентрически зональных оолитов.

Образец 4. Доломит тонкозернитый, с включениями комковатых псевдооолитовых выделений, размером сотые доли (0,01) мм (рис. 4).

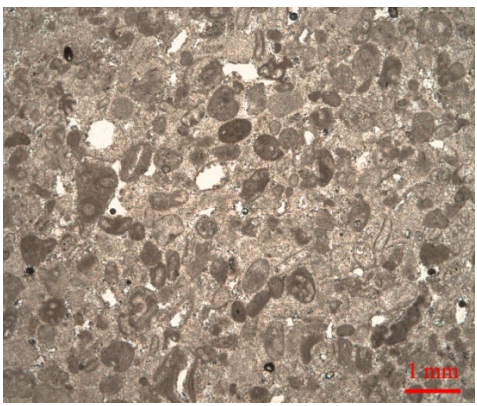


Рис. 4 Образец №4. Доломит тонкозернитый, с включениями псевдоолитов.

Таким образом, по микроописанию керна заметно, неоднородное строение коллектора по площади и разрезу. Необходимо провести ряд дополнительных исследований для более полного изучения оолитовых доломитов камышлинского слоя нижнеказанского подъяруса.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №19-35-90060.

Виноходова Г.В., Эллерн С.С. О строении нижней части казанского яруса востока Мелекесской впадины и особенности распределения битумов. Геология и геохимия нефтей и природных битумов. Казань: Казанский университет, **1985.** 8-24 с.
Войтович Е.Д. Пермские битумы. Отчет ТГРУ ОАО «Татнефть». Казань, **1997**. 198 с.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Низамова А.В., Морозов В.П.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, aigulv96@mail.ru

Доманиковые отложения представляют собой кремнисто-карбонатно-глинистую толщу, насыщенную органическим веществом (Максимова, 1970). Эти образования считаются нефтематеринскими для нефтяных месторождений востока Восточно-Европейской платформы (Галимов и др., 2015). Современная глубина их залегания составляет 1500-1800м. В стратиграфическом плане доманиковые отложения относятся к семилукскому горизонту франского яруса верхнего девона. Территориально отложения семилукского горизонта расположены на Восточно-Европейской платформе, простираются от Печерского моря до Прикаспийской синеклизы вдоль Урала. Они образуют широкую меридионально вытянутую полосу, ширина которой местами достигает 1000 км.

Доманиковая формация образуется в глубоководных морских бассейнах в условиях максимальной трансгрессии, формируя депрессионные отложения в условиях низкоэнергетической среды, т. е. ниже базиса волнового воздействия (Stupakova, 2015). Отложения имеют циклический характер, который характеризуется чередованием карбонатных и карбонатно-кремнистых слоев, обогащенных органическим веществом сапропелевого типа. (Полудеткина и др, 2017).

Исследовались скважины, расположенные на территории Республики Татарстан. Изучаемая доманиковая формация принадлежит Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. При анализе кернового материала применялись различные методы, которые будут описаны далее.

В ходе описания кернового материала было выделено три литотипа: карбонатная порода; карбонатно-кремнистая порода, обогащённая органическим веществом; карбонатная брекчия. В целом, керновый материал характеризуется переслаиванием первого и второго литотипа различной мощности, иногда они имеют тонкослоистую горизонтальную текстуру за счет этого. Третий литотип встречается не повсеместно.

По данным микроскопического изучения карбонатно-кремнистая порода имеет тонкозернистую структуру, массивную текстуру. Ее основная масса сложена агрегатами тонкозернистого халцедона и кальцита. В качестве аутигенных минералов присутствуют пирит, доломит, халцедон. Органические остатки плохой сохранности представлены фрагментами водорослей, раковинами остракод, брахиопод, кальцисферы. В межзерновом пространстве содержится темно-бурого органического вещества. Породы не пористые, плотные.

Карбонатная порода под микроскопом представляет собой разновидности известняков: мадстоун, вакстоун. Иногда они перекристаллизованы с укрупнением зерен. В целом они все сложены зернами кальцита различной размерности (в зависимости от типа известняка). Содержат органические остатки в различном количестве. Представлены они раковинами остракод, двустворок, кальцисферами, водорослями, тентакулитами. В межзерновом пространстве отмечаются сгустки, слойки органического вещества. Аутигенные минералы – доломитом и пиритом. Породы не пористые, плотные.

Карбонатная брекчия характеризируется брекчевидной структурой светло-серых карбонатных обломков, сцементированных темно-серым карбонатно-кремнистым материалом, обогащенным органическим веществом. Брекчии представлены вакстоунами

и сложены зернами кальцита. В них отмечены такие органические остатки, как створки остракод, кальцисферы, тентакулиты. Цемент представлен тонкозернистым кальцитом, кварцем, халцедоном, редкими плагиоклазами. Межзерновое пространство содержит темно-бурое органическое вещество. Из аутигенных минералов были обнаружены доломит и пирит. Породы под микроскопом плотные, не пористые.

Благодаря рентгенографическому анализу был определен состав трех литотипов. Карбонатно-кремнистая порода состоит из кварца, кальцита, доломита, пирита, калиевого полевого шпата. Карбонатная порода – кальцита, значительно реже кварца, доломита, пирита. Карбонатная брекчия – кварца, кальцита, доломита, пирита, калиевого полевого шпата. Далее по количественному анализу рентгенографического метода была построена обобщённая таблица (таблица 1). По данной таблицы можно сделать вывод, что в карбонатно-кремнистой породе среднее содержание кварца во много раз больше по сравнению с двумя другими литотипами. Однако, было предположение, что среднее содержание кварца в карбонатной брекчии должно быть больше, чем в карбонатной породе. Но судя по таблице, предположение не подтвердилось, возможно, данное содержание кварца в карбонатное брекчии возникло за счет недостаточной выборкой образцов для анализа.

Таблица 1 Обобщённые по литотипам результаты рентгенографического анализа

Литотип	Количественный минеральный состав, %				
	Кварц	Кальцит	Доломит	КПШ	Пирит
Карбонатно-кремнистая порода	56,88 21,09-94,53	41,34 5,31-77	2,94 1,7-4,18	2,66	0,214 0,158-0,27
Карбонатная порода	1,612 0,27-2,69	90,4 67,4-99,73	12,53 1-30,8	0,66	0,43
Карбонатная брекчия	1,15 0,80-1,76	91,87 90,27-94,5	6,37 0,7-8,84	3,06	-

Методом синхронного термического анализа было определено, что в карбонатно-кремнистой породе состав органического вещества представлена двумя типами: из двух компонентов – легких углеводородов (ЛУВ), тяжелых углеводородов (ТУВ); из трех компонентов – ЛУВ,ТУВ и кероген. Среднее содержание органического вещества составляет 8,9%. Среднее содержание легких углеводородов в органическом веществе составляет 29,5%, тяжелых углеводородов – 66,2%, керогена составляет 4,3% от всей массы органического вещества в карбонатно-кремнистых породах. Карбонатная порода содержит в себе небольшое количество углеводородов, среднее содержание их составляет 2,1%.

Также хотелось бы отметить, что на термограммах карбонатно-кремнистых пород не был обнаружен эндоэффект разложения терригенного кварца при 573^0C.

По полученным данным пиролиза, генерационный потенциал был определен, как очень хороший и отличный. Степень созревания органического вещества определяется как незрелое и ранней зрелости. Степень катагенетической преобразованности пород определяется как $ПК_3$-$МК_1$.

С помощью рентгенфлуоресцентного анализа удалось определить корреляцию между SiO_2 и биофильными элементами (таблица 2). Наибольшее количество кремнезема

содержится в карбонатно-кремнистой породе, насыщенной органическим веществом. Следовательно, можно предположить, что данная корреляция обусловлена содержанием органического вещества в карбонатно-кремнистой породе.

Таблица 2 Результаты корреляционного анализа образцов-доманикитов

Компоненты	**Na_2O**	Al_2O_3	**P_2O_5**	**K_2O**	TiO_2	**V_2O_5**	Cr_2O_3	**Fe_2O_3**	**NiO**	**CuO**	**ZnO**	Rb_2O_3	**SrO**
SiO_2	0,60	0,74	0,34	0,53	0,52	0,78	0,36	0,26	0,85	0,65	0,77	0,65	-0,73
CaO	-0,48	-0,82	-0,55	-0,65	-0,64	-0,84	-0,35	-0,46	-0,82	-0,82	-0,71	-0,75	0,61

Изотопный анализ позволил определить изотопные практическое одинаковое соотношения dC13 и dO18 в кальцитах карбонатно-кремнистой породы и карбонатной породы. В карбонатных конкрециях данный изотопный состав характеризируется облегчением относительно предыдущих данных.

Таблица 3 Обобщенные данные по изотопному составу

Название образца	Изотопный состав	
	dC13	dO18
Карбонаты	-1,61	-4,14
	(-2,84)-(+0,20)	(-4,65)-(-3,94)
Карбонаты карбонатно-кремнистых пород	-1,60	-4,74
	(-2,88)-(-048)	(-6,03)-(-3,51)
Карбонатная конкреция	-5,58	-4,61
ОВ в карбонатно-кремнистых породах	-29,5	–
	(-30,20)-(-26,22)	

При анализе флюидных включений во вторичных кальцитах методом термобарометрии была определена температура гомогенизации. Средняя температура гомогенизации газово-жидких включений равна 121,8ºС, минимальная – 98ºС, максимальная – 137ºС. Эти данные характеризируют температуры, при которых формировались прожилки. Видимо, установленные температуры соответствуют температурам нефтегенерации доманиковых отложений.

В результате проделанной работы было установлено:

1. Три литотипа: карбонатно-кремнистая порода, насыщенная органическим веществом; карбонатная порода; карбонатная брекчия
2. Кварц не имеет терригенный генезис
3. В карбонатно-кремнистых породах, обогащенных органическим веществом, содержатся более тяжелые нефти по сравнению с другими литотипами
4. Карбонатно-кремнистые породы, обогащенные органическим веществом, взаимосвязаны с биофильными элементами
5. Градации катагенеза – $ПК_3$-$МК_1$
6. Породы по соотношению dC13 и dO18 в кальцитах имеют практическое одинаковые значения. Органическое вещество в карбонатно-кремнистой породе имеет более легкий состав dC13 по сравнению с карбонатами.

Галимов Э.М., Камалеева А.И. Источник углеводородов супергигантского нефтяного месторождения Ромашкино (Татарстан) – приток из кристаллического фундамента или нефтематеринские осадочные отложения? // Геохимия, **2015**. № 2. С. 103-122.

Максимова С.В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. Москва: Наука, **1970**. 101 с.

Полудеткина Е.Н., Смирнов М.Б., Фадеева Н.П., Козлова Е.В. Доказательство формирования органического вещества карбонатных и карбонатно-кремнистых отложений верхнего девона Южно-Татарского свода в условиях постоянной аноксии в фотическом слое // Геохимия, **2017**. № 8. С. 730-740.

Stupakova A.V., Kalmykov G.A., Fadeeva N.P., Bogomolov A.K., Kiryukhina T.A., Korobova N.I., Maltsev V.V., Pronina N.V., Sautkin R.S., Suslova A.A., Shardanova T.A. // On the estimation of shale-oil resources and reserves. Moscow University Geology Bulletin, **2015.** № 70(3). P. 183-190.

НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПОИСКА И РАЗВЕДКИ ЗАПАСОВ ВМС

Новикова А.С., Еременко О.В.

РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, ШНО, Оренбург, annov106@mail.ru

Оренбургская область относится к старым нефтегазодобывающим районам, на территории которой разрабатывается 178 нефтяных месторождений и крупнейшее в Европе нефтегазоконденсатное (ОНГКМ) (Еременко, 2016). Разрабатываемые месторождения преимущественно залегают на глубинах до 3,0 – 3,5 км, а на юге области - до 4,0 – 4,5 км. Этот промышленно освоенный этаж разведан с высокой степенью детальности. Как и в любом другом выработанном районе в геологоразведочный процесс вовлекаются все более глубокозалегающие и сложные по строению горизонты. Однако, успешность поисков коммерчески значимых залежей нефти и газа на больших (от 4,5 км) и сверхбольших (более 6,0 км) глубинах пока остается низкой, связанной с большими затратами капитального характера и, следовательно, рисками, а также требующей новых наукоемких технологий, базирующихся на фундаментальных научных знаниях о геологии.

В этой связи приоритетными, с точки зрения финансовых ограничений и технологических возможностей Оренбургского газохимического комплекса, явились геологические исследования и геолого-математическое моделирование процесса разработки высокомолекулярного сырья (ВМС) ОНГКМ. О его существовании на месторождении впервые высказал свои предположения И.М. Губкин в 1934 году, но до сих пор не существует единого мнения по поводу эффективной технологии его поиска, разведки и извлечения (Novikova, 2019).

На протяжении всего периода методы геологических исследований менялись и совершенствовались. Так, до открытия месторождения и на период разведочных работ на его площади проводились сейсмические исследования по методике отражённых волн (МОВ). С 1990 года начали проводиться сейсморазведочные работы МОГТ и к настоящему времени вся площадь покрыта сейсморазведкой МОГТ-2Д, а на востоке и центральной части месторождения проведены работы МОГТ-3Д. До 2007 года на территории месторождения площадью 812 км^2 проведена пространственная сейсморазведка МОГТ-3Д, что составляет почти половину общей площади. В последнее время выполнялись лишь уточняющие детализационные сейсморазведочные исследования МОГТ-3Д, в частности, опоискована северо-западная периклиналь Оренбургского вала, установлена продуктивность филипповских отложений на Редутской и Приразломной структурах, а

также девонских пластов Дкт-2 и Дкт-3, установлены 15 площадей залегания ВМС (Eremenko, 2019).

В настоящее время актуальной задачей является создание детализированной геологической модели технологии добычи ВМС на каждом участке месторождения. Она базируется на результатах комплексного изучения керна, включающего петрофизические, геохимические, электронно-микроскопические, физико-химические исследования. Они были проведены для пород месторождения в разные временные интервалы: в 2008–2011 гг.; в 2015–2018 гг.; в 2016–2019 гг. В целом за эти периоды было изучено 4780 образцов керна, отобранных из 179 скважин (из них 100 образцов – парафинированные). В коллекции представлен весь продуктивный разрез ОНГКМ, а также три его части – центральная, западная и восточная. Наиболее полно охарактеризован разрез центральной части месторождения –71,5% образцов коллекции; восточная часть – 882 образца или 18,5% от коллекции; западная часть – 481 образец или 10% от коллекции. Полностью охарактеризованы керном пермо-карбоновый разрез, разрез сакмарского яруса и отложения артинского яруса. Ассельский ярус керном не представлен.

В результате было установлено, что высокомолекулярные компоненты западной, центральной и восточной частей ОНГКМ имеют схожий компонентный состав. Средние относительное содержание асфальтенов в суммарной концентрации ВМС составляет 15–23%, смол – 28–31%, масел – 50–54% (Новикова ,2019).

На растровом электронном микроскопе способом катодолюминесценции была изучена структура порового пространства 100 образцов из центральной части ОНГКМ и 50 образцов из западной и восточной частей. Анализ структуры порового пространства пород показал, что в образцах центральной части ОНГКМ преобладает канальный тип порового пространства, в западной и восточной – порово-канальный и канально-поровый. Кроме этого, установлено, что для всех продуктивных отложений месторождения значения микроструктурных параметров порового пространства линейно связаны с коэффициентом структурно защемленной газонасыщенности, то есть с дебитными и добывными возможностями коллектора. Таким образом, можно сделать вывод, что: чем больше диаметр пор и меньше диаметр соединяющих поры каналов в карбонатной породе, тем много больше единицы величина отношения $d_{пор}/d_{кан.}$ и тем более высокими значениями коэффициента структурно защемленной газонасыщенности (остаточной нефтенасыщенности) будут характеризоваться породы отложений ВМС; чем больше система поровых путей будет приближаться к капилляроподобной (как вариант – к трещинной), тем ближе к единице будет отношение $d_{пор}/d_{кан.}$, и тем меньшие значения коэффициента структурно защемленной нефте- и газонасыщенности будут иметь породы.

Комплекс физико-химических исследований керна включал оценку избирательной смачиваемости породы водой в присутствии нормальных углеводородов, а также углеводородами (нормальными и ароматическими) в присутствии воды. В итоге установлено, что породы центральной части месторождения являются фильными ко всем флюидам (к воде, нормальным и ароматическим углеводородам); западной и восточной частей - фобными либо фильно-фобными по отношению ко всем флюидам.

Наиболее значимы результаты проведенного физического моделирования процессов вытеснения высокомолекулярных компонентов смесью диоксида углерода с метаном (1%) на основе изучения образцов пород ОНГКМ, представляющие собой известняк массивный, однородный, органогенный, обломочный, без ясно выраженной слоистости. Эксперимент выполнялся на современной автоматизированной трехфазной фильтрационной установке, а окончательный результат был получен после сепарации выходящей продукции на жидкую и газовую фазы. В качестве агента вытеснения использовалась смесь диоксида углерода (99%) и газа метана (1%). Исследования проведены в четырех термобарических режимах:(1) t= 28^{o}C; $P_{пл1}$= 5,57 МПа; (2) t=28^{o}C,

$P_{пл2}$= 9,12 МПа; (3) t= 36°С, $P_{пл2}$= 9,12 МПа; (4) t=50°С, $P_{пл2}$= 9,12 МПа. В первых двух режимах смесь CO_2+метан находилась в докритическом состоянии (по термодинамическим свойствам для диоксида углерода), а в остальных двух режимах – в закритическом состоянии.

Эффективность вытеснения углеводородов смесью диоксида углерода и природного газа метана оценивались по изменению массы образцов керна до и после испытания. При этом влияние углекислого газа на структуру порового пространства образцов керна не исследовалось. В результате проведенных экспериментов зафиксировано уменьшение массы у всех без исключения исследованных образцов породы. При воздействии смеси CO_2 и метана на образец №11/2 в сепараторе наблюдались следы ВМС, максимальное количество которых обнаружено в сепараторе в третьем режиме термобарических условий при давлении закачки (пластовом давлении) 9,12 МПа и температуре 36°С (закритическая область). Несколько меньшее количество ВМС было вытеснено во втором режиме: при давлении закачки 9,12МПа и температуре 28°С (докритическая область).

Для газовой фазы был проведен хроматографический анализ состава выходящей газовой смеси в каждом опыте. В газовой фазе продукции, вытесненной из четырех образцов, присутствуют н-пентан, гексаны (в т.ч. н-гексан), а также большое количество гелия. В газовой фазе образца породы №11/1 обнаружены также нонаны, деканы и высшие углеводороды (Еременко, 2017).

Также была использована ИК-Фурье спектроскопия нарушенного полного внутреннего отражения с целью получения представления о химическом строении образцов. Установлено, что три образца, полученных в экспериментах с вытеснением ВМС, содержат помимо углеводородных компонентов соединения со сложноэфирной группой, в которой преимущественно и находится кислород; содержание CO_2 в газовой фазе на выходе образцов керна несколько ниже, чем на входе, а метана - выше его содержания в исходной смеси. Повышенное содержание метана объясняется как предварительным насыщением порового пространства образцов метаном, так и исходным содержании метана в ВМС. Потери углекислого газа в процессе эксперимента незначительны.

Результаты исследований позволяют сделать вывод о том, что в промышленных условиях потери диоксида углерода будут невелики, и, следовательно, основная масса углекислого газа может быть снова использована (после предварительной очистки и подготовки) для закачки в продуктивный пласт. Таким образом, использование диоксида углерода в качестве агента вытеснения ВМС Оренбургского НГКМ признано эффективным.

Еременко О.В. Инновационный вектор стратегии эффективной эксплуатации зрелых многокомпонентных месторождений углеводородного сырья // Проблемы экономики и управления нефтегазовым комплексом, **2017**. №12. С. 26-32.

Еременко О.В. Инновации, направленные на увеличение продолжительности жизненного цикла и эффективности разработки нефтегазоконденсатных месторождений в стадии падающей добычи// Экономика и управление: проблемы, решения, **2017**. Т. 1. №10. С. 65-71.

Еременко О.В. Совершенствование методологии анализа инновационной деятельности нефтегазовых компаний: монография. Оренбург: ООО ИПК «Университет», **2016**. 153 с.

Еременко О.В., Новикова А.С. Инновационные подходы в формировании комплекса мероприятий по ресурсосбережению в нефтегазовых компаниях // Экологическая ответственность нефтегазовых предприятий: сборник трудов научно-практ. конф. /

Под общ. ред. д.и.н., проф. Горшенина С.Г. М.-Оренбург: ООО «Амирит», **2017**. 214-218 с.

Новикова А.С., Еременко О.В. Инновационные технологии решения экологических проблем Оренбургского нефтегазохимического комплекса: Сборник научных трудов XVIII Всероссийской научно-практической конференции. РУДН, **2017**. 342-347 с.

Новикова А.С., Еременко О.В. Приоритетные инструменты интеллектуализации геологии: Сборник научных трудов Международной научно-практической конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа 2019». МГУ, **2019**. 352-354 с.

Новикова А.С. Инновации, обеспечивающие рост рентабельности эксплуатации Оренбургского нефтегазоконденсатного месторождения: Сборник материалов X Всероссийской научно-практической конференции молодых ученых с международным участием «Россия молодая», **2018**. 64105.1-64105.3 с.

Eremenko O., Novikova A. Improvement of technologies as a basis for effective development of Mature field Geonature 2019: Сборник научных трудов Международной научно-практической конференции при поддержке международных организаций EAGE, SEG, AAPG. ТИУ, **2019**. 459 с.

Novikova A., Eremenko O. Innovations in the extraction of high-molecular raw materials as an effective direction of the oil and gas complex. Geonature 2019: сборник научных трудов Международной научно-практической конференции при поддержке международных организаций EAGE, SEG, AAPG. ТИУ, **2019**. 459 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЛАТЕРАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЮРСКОГО КОЛЛЕКТОРА ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОКАРОТАЖА В СКВАЖИНАХ С ГОРИЗОНТАЛЬНЫМ ЗАВЕРШЕНИЕМ (ВОСТОЧНО-СУРГУТСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)

Путинцева П.О.

Новосибирский государственный университет, Новосибирск, nsu@nsu.ru

В настоящее время для разрабатываемых пластов часто характерны небольшая толщина, тонкая слоистость и наличие контрастных по удельному электрическому сопротивлению (УЭС) прослоев. Применение традиционных методик при анализе диаграмм электрокаротажных зондов, зарегистрированных при вскрытии сложно построенных коллекторов скважинами с горизонтальным завершением все чаще приводит к неправильной оценке значения УЭС коллектора и его эффективной толщины, а в итоге - к недостоверной оценке нефтенасыщения. Поэтому требуется развитие интерпретационной базы методов электрокаротажа, направленное на повышение эффективности их применения, и обеспечивающее достоверные оценки насыщения нефтегазовых залежей.

В рамках настоящей работы демонстрируются особенности обработки и интерпретации данных электрокаротажа при изучении глубокопогруженных коллекторов на примере Восточно-Сургутского месторождения.

Территория исследования в нефтегазогеологическом отношении находится в Среднеобской НГО в Сургутском нефтегазоносном районе. В тектоническом отношении месторождение приурочено к положительной структуре 1 порядка - Сургутскому своду. Основными продуктивными залежами месторождения являются – $ЮС_1^1$ в верхнеюрских и $ЮС_2^1$ в среднеюрских отложениях.

Проведены результаты анализа синтетических сигналов высокочастотного электромагнитного каротажа и бокового каротажного зондирования, рассчитанных при наклонном пересечении горизонтально-слоистой среды.

Геологическая интерпретация данных электрокаротажа юрского коллектора осуществлялась в несколько этапов.

1. Построение геоэлектрической модели залежи $ЮС_2^1$ по данным электрокаротажа вертикально направленной скважины. Данный этап выполнен в программной системе EMF Pro, разработанной в ИНГГ СО РАН для автоматизированной численной инверсии данных высокочастотного индукционного каротажного изопараметрического зондирования (ВИКИЗ), высокочастотного электромагнитного каротажного зондирования (ВЭМКЗ) и бокового каротажного зондирования (БКЗ) с определением параметров цилиндрически-слоистой геоэлектрической модели (Эпов и др., 2010).

2. Численное моделирование сигналов электрокаротажа в модели $ЮС_2^1$. На рисунке 1 по результатам анализа сигналов ВЭМКЗ в скважине со сложной траекторией, приближающейся к границам тонкого высокоомного карбонатного прослоя выявлены их особенности, которые при традиционной интерпретации могут привести к ошибочному заключению о повышенном нефтесодержании в исследуемых интервалах. Зонды, обладающие разной глубинностью, будут указывать на то, что происходит проникновение фильтрата бурового раствора в пласт, а, на самом деле, это связано с тем, что длинные зонды чувствительны к карбонатному прослою, и этим обусловлено их завышение.

3. Определение геоэлектрических параметров геологических разрезов, вскрытых бурением, по измеренным данным электрического и электромагнитного каротажа скважинных аппаратурных комплексов СКЛ проведено с применением программного комплекса Inv_EM_hor (Глинских и др., 2014; Копытов и др., 2018).

4. Выделение и анализ электрических параметров латеральных неоднородностей, их геологическая интерпретация (горизонтальная скважина, кажущееся сопротивление).

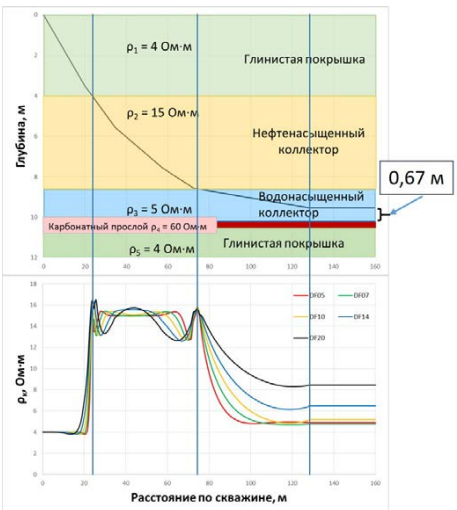


Рис. 1 Геоэлектрическая модель и диаграммы сигналов ВЭМКЗ в скважине со сложной траекторией

Глинских В.Н., Нестерова Г.В., Эпов М.И. Моделирование и инверсия данных электромагнитного каротажа с использованием петрофизических моделей электропроводности // Геология и геофизика, **2014**. Т. 55, № 5–6. С. 1001–1010.

Копытов Е.В., Сухорукова К.В., Никитенко М.Н. Инверсия данных высокочастотного электромагнитного каротажа в сильнонаклонных скважинах с определением электрической
анизотропии // Каротажник, **2018**. № 290(9). С. 39–57.

Эпов М.И., Каюров К.Н., Ельцов И.Н. Новый аппаратурный комплекс геофизического каротажа СКЛ и программно-методические средства интерпретации EMF PRO // Бурение и нефть, **2010**. № 2. С. 16–19.

ХАРАКТЕРИСТИКА СЕТИ ТРЕЩИН ПРИ ПОСТРОЕНИИ ТРЕХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ В ЕСТЕСТВЕННО ТРЕЩИНОВАТЫХ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРА

Родригес Эскаланте Д. Л., Зинюков Р.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
dlrodrigueze@gmail.com

Построение гидродинамических моделей коллекторов сегодня выделяется в качестве важнейшего инструмента комплексного управления нефтяными месторождениями. Возможность визуализации существующей среды в пласте посредством реализации математических моделей и статистических концепций, вовлеченных в процесс моделирования, позволяет расширить спектр возможных используемых технологий и выбрать наиболее экономически привлекательную стратегию добычи углеводородов. Точная характеристика сети трещин играет фундаментальную роль в моделировании пласта (Герриеро и др., 2013), принимая во внимание, что модели, которые описывают гидравлическое поведение трещиноватых коллекторов, придают системам трещины важную роль в контроле проницаемости породы, особенно в коллекторах с низкой пористостью, таких как карбонаты.

В пласте с естественными трещинами наличие параметров трещин обостряет уровень неопределенности в оценке петрофизических переменных и влияет на расчет объемов запасов (Эрихок и др., 2010). Определение атрибутов разрушения, таких как ориентация, апертура и плотность, является ответом на проблему разработки пласта, в которой обычно предполагается, что параметры могут быть легко «переведены» в терминах коэффициентов проницаемости, которые применяются ко всему трехмерному пространству пласт и впоследствии они подвергаются процессу проверки с реальными производственными данными (Ли и др., 2018).

Исследовательская работа объясняет реализацию методологии сети дискретного разрушения (DFN) с целью предоставления полезной входной информации при моделировании трещинных систем с двойной пористостью в модуле динамического моделирования программного обеспечения tNavigator. Более конкретно, цель схем, реализованных здесь, состоит в том, чтобы предоставить эквивалентные параметры, связанные с трещинами (проницаемость, пористость, плотность, размеры блока), основанные на измерениях наклона и азимута наклона для открытых трещин, выполненных в некоторых скважинах, для исследуемого месторождения в Республике Татарстан, где прорывается геологическое образование карбонатов.

Было разработано значительное количество задач и рассмотрены некоторые

соображения, чтобы гарантировать успех этапов оценки DFN. Первоначально контроль качества проводился на загруженной информации, касающейся координат X / Y, траекторий и пределов сетки пласта, а также различения наборов трещин с использованием критериев ориентации и типа, а также распространения информации. вычислительным способом установить статистическую связь между плотностью трещин и литологическими фациями. Наконец, качество трехмерного представления сети трещин и геометрической проверки модели развивается путем сопоставления с реальными данными. Процесс калибровки был основан на аналитическом алгоритме повышения масштаба для значений проводимости, необходимых для соответствия проницаемости испытания скважины.

Герриеро В. Модель проницаемости для трещиноватых карбонатных коллекторов // Морская и нефтяная геология, **2013**. Т. 40. С. 115–134.

Ли Ю. Теории и практики развития карбонатных коллекторов в Китае // Разведка и разработка нефти, **2018**. Т. 45. С. 712–722.

Эрихох О. Нефтесодержащий карбонатный коллектор нефти: Исследование оценки бронирования. Источники энергии. Часть А: Восстановление, утилизация и воздействие на окружающую среду, **2010**. 1–2 с.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ С ЦЕЛЬЮ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ СИСТЕМЫ РАЗРАБОТКИ ТИМАНСКОГО ОБЪЕКТА НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Садыков А.А.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань sadykov12@yandex.ru

На сегодняшний день многие месторождения Республики Татарстан находятся на поздней стадии разработки и традиционные запасы залежей терригенного девона выработаны в значительной степени. Однако при правильном подходе к системе разработки и полноценному анализу возможно добиться стабильной положительной динамики технологических показателей в условиях стадии падения добычи нефти.

Особенности геологического строения продуктивных пластов всегда накладывают определенные сложности на процесс их разработки (Муслимов, 2012). На примере нефтяного месторождения Республики Татарстан, приуроченного к северному склону Южно-Татарского свода, это обуславливается обширной водо-нефтяной зоной тиманского горизонта.

Согласно геологическому профилю по линии скважин (Рис. 1) лишь одна скважина вскрыла нефтяную часть пласта, все остальные находятся в водо-нефтяной части. Бесконтактная зона вскрыта только двумя скважинами №№ 3503, 3515. Скважины №№ 3517, 3520 непосредственно водонефтяной контакт не вскрыли, в них выделяются по одному нефтенасыщенному прослою, отделенных от водонасыщенной части пласта $Д_0$ уплотненными глинистыми разделами толщиной 1-2 м, которые, судя по работе скважин, не имеют значительного распространения по площади и очевидно обладают слабыми водоизолирующими свойствами. Эта особенность геологического строения привела к тому, что уже третья стадия разработки усугубляется очень высокими объемами добычи жидкости с быстрорастущим процентом обводнения продукции скважин. В конечном

итоге за счет малой площади нефтяной зоны поднятия на данный момент более половины фонда добывающих скважин обводнены свыше 90%.

На примере изучаемого месторождения были изучены энергетическое состояние тиманского объекта и технологические показатели разработки.

Анализ выработки запасов показал, что отбор от НИЗ составил 75%, то есть большая часть извлекаемых запасов из тиманского горизонта отобрана. Остаточные извлекаемые запасы на 01.01.2018 составили 207 тыс. т. и для их наиболее полного извлечения были проведен анализ подвижных запасов нефти.

По результатам гидродинамического моделирования было получено распределение текущих подвижных запасов нефти тиманского горизонта, согласно которому можно определить участки залежей, в которых сконцентрированы остаточные извлекаемые запасы, невовлеченные в разработку. Эти данные являлись вспомогательными к определению мер по оптимизации выработки запасов.

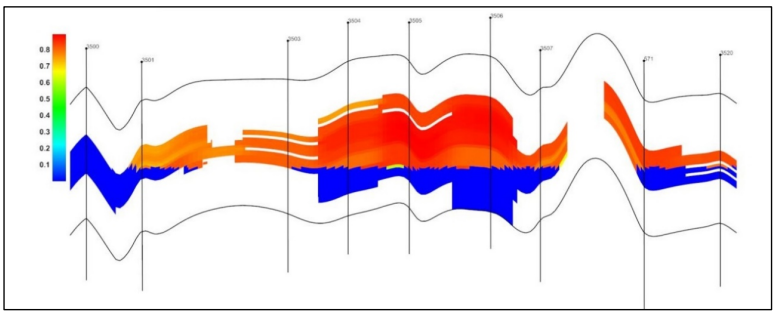


Рис. 1 Распределение параметра начальной нефтенасыщенности залежи тиманского горизонта по линии скважин №№ 3500-3520 (единица измерения - д. ед.)

В условиях разработки, характеризующихся структурой остаточных запасов нефти с преобладающей долей в низкопроницаемых порово-трещиноватых коллекторах, водонефтяных и высоко обводненных зонах, стабилизация и наращивание добычи нефти требуют непрерывного совершенствования производства на всех его этапах (Хисамутдинов и др., 2004). Наиболее важными технологиями оптимизации систем разработки и эксплуатации нефтяных месторождений являются бурение новых скважин, совершенствование системы ППД, применение МУН и другие.

На основе изучения геолого-геофизических материалов и проведенного анализа изменения пластовых давлений и технологических показателей разработки была построена карта текущего состояния разработки тиманского объекта на 01.01.2018 (Рис. 2).

Согласно этим данным предлагается совершенствование системы разработки следующими способами:

1. Бурение скважины №1, оборудованной установкой одновременно-раздельной добычи (ОРД);
2. Перевод двух скважин с вышележащего объекта на тиманский объект;
3. Усиление системы поддержания пластового давления (ППД) переводом добывающей скважины №3507 под нагнетание рабочего агента;
4. Выработка запасов сводовой части Северо-Сарайлинского поднятия ха счет бурения двух дополнительных добывающих скважин №2 и №3.

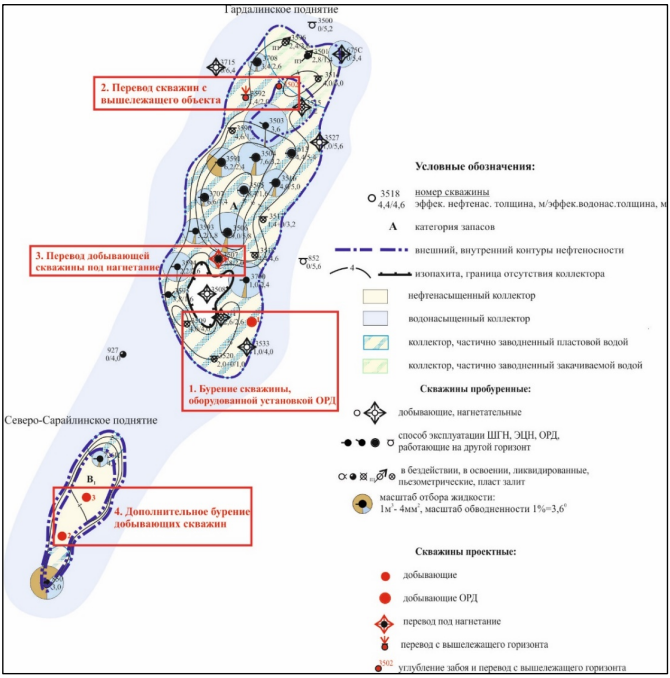


Рис. 2 Карта текущего состояния разработки и эффективных нефтенасыщенных толщин пласта $Д_0$ тиманского горизонта на 01.01.2018

Таким образом, на основе применения результатов геологического моделирования были изучены особенности геологического строения продуктивного пласта тиманского горизонта, которые стали определяющими в обосновании причин изменения технологических показателей разработки. Рекомендуемые мероприятия, обоснованные данными гидродинамического моделирования, должны положительно отразится на динамике добычи нефти, приблизить нефтеотдачу к проектному уровню и вовлечь в разработку ныне невовлеченные участки.

Муслимов Р.Х. Нефтеотдача: прошлое, настоящее, будущее: учебное пособие. Казань: Изд-во "Фэн" Академии наук РТ, **2012**. 664 с.

Хисамутдинов Н.И., Гильманова Р.Х., Владимиров И.В., Ахметов Н.З., Абдулмазитов Р.Г., Сарваретдинов Р.Г. Разработка нефтяных пластов в поздней стадии // Геология и разработка залежи в поздней стадии, **2004**. Т. 1. С. 252.

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ КОЛЛЕКТОРОВ НА ИХ ФИЛЬТРАЦИОННУЮ ХАРАКТЕРИСТИКУ

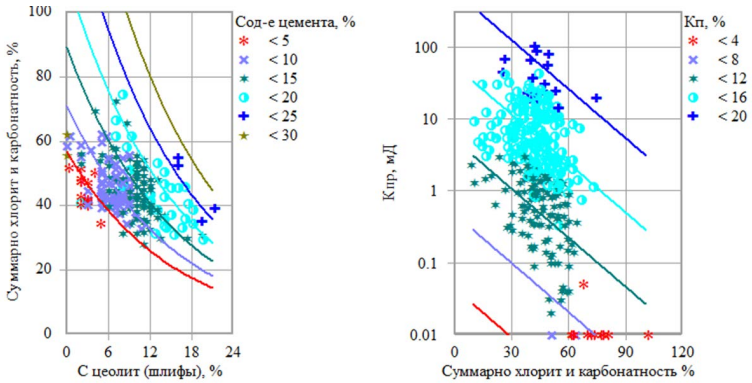
Серебрякова В.А.[1], Гильманова К.Я.[2]
[1]Санкт-Петербургский Горный Университет, v-serebriakova@mail.ru
[2]Тюменский Индустриальный Университет

Вскрытый разрез месторождений Ямала представлен породами осадочного комплекса, включающего юрские, меловые, палеогеновые и четвертичные отложения. Промышленная нефтегазоносность связана в основном с меловыми отложениями, для которых характерны как песчано-глинистые отложения, так и породы, подвергшиеся вторичным преобразованиям (развитию цеолитов).

Актуальность рассматриваемой темы связана с изучением протекания вторичных процессов, способов идентификации цеолитов, уточнением проницаемости горных пород в зависимости от содержания вторичных минералов цемента, а также влияния всех перечисленных параметров на получаемый приток из пласта.

Признаки цеолитизации легко устанавливаются при описании керна по наличию осветленных пятен, размер которых может достигать от нескольких миллиметров до сантиметра в диаметре и составлять 15-40 % от объема породы (Гильманова, 2018). Фиксируемое при макроописании керна процентное содержание цеолитов может быть завышено по сравнению с описанием шлифов. Но при детальном анализе связей типа «керн-керн» используются количественные критерии по шлифам.

На изучаемых месторождениях Ямала цеолит в песчаных породах может быть представлен ломонтитом и томпсонитом, преимущественно ломонтитом в виде кальциевой разновидности. Физико-химические и технологические свойства цеолитов зависят от размера входных «окон» каркаса кристаллической решетки и внутрикристаллического объёма микрополостей. Термин «молекулярное сито» описывает способность поверхности кристалла выступать в роли сита, сквозь которое во внутрикристаллические полости и каналы могут проникать молекулы только определенного размера. Поэтому сопоставления пористости, определенной при насыщении образцов моделью пластовой воды ($К_{пв}$), керосином ($К_{пк}$) и газоволюметрическим методом ($К_{пгелий}$) показали расхождение полученных данных. Учитывая высокую проникающую способность молекул гелия и размеры «окна» ломонтита, ожидалось увеличение $К_{пгелий}$ по отношению к $К_{пв}$ или хотя бы их соответствие. Однако из-за влияния давления обжима манжеты (800 psi) происходит уменьшение измеряемой пористости $К_{пгелий}$ на 0.4÷0.5%. Тогда как, при использовании модели пластовой воды с низкой минерализацией (3 г/л) происходит завышение $К_{пв}$ за счет разбухания глинистых минералов. При сопоставлении $К_{пк}$ или $К_{пгелий}$ с $К_{пв}$ возможно получить уравнения для корректировки пористости водонасыщением. Кроме того, необходимо оценить и пористость самих цеолитов – для учета этого объема при определении свободного порового пространства. Пористость цеолитов $К_{пц}$ можно оценить по связи $\Delta К_п = К_{пв} - К_{пк}$ с содержанием цеолитов в составе цемента ($\Delta К_п = 0.092 * С_{цеол}$). По тангенсу угла наклона линии регрессии зависимости $\Delta К_п$ от $С_{цеол}$ средняя величина пористости цеолита составляет 9%. Занижение значений пористости цеолита по сравнению с табличными величинами (ломонтит 34%, томпсонит 32%) объясняется тем, что в экспериментах по определению пористости сушка образцов горных пород производится при температуре 105^0С, а полная дегидратация цеолитов происходит при более высокой температуре: для ломонтита 500^0С, для томпсонита - 300^0С. Таким образом, при определении пористости цеолитсодержащих пород рекомендуется осуществлять пересчет $К_{пв}$ в $К_{пк}$, а также учитывать вклад пористости самих цеолиотов: $\Delta К_п = С_{цеол} * К_{пцеол}$.



а) б)

Рис. 1 Зависимости: а) содержания цеолитов в зависимости от суммарного количества хлоритового и карбонатного цемента, б) проницаемости от скорректированных значений пористости и суммарного количества хлоритового и карбонатного цемента

Поскольку цеолиты генетически связаны с хлоритом и карбонатностью, то возможно провести сопоставление содержания в породе цеолитов и суммарного содержания упомянутых элементов при общем содержании цемента. Из рисунка 1а видно, что при увеличении содержания цеолитов суммарное количество хлоритового и карбонатного цемента в породе уменьшается. С учетом имеющихся данных по скорректированным значениям пористости и содержанию цеолитов можно перейти к оценке проницаемости таких коллекторов, а значит, и их добывных характеристик (рис. 1б).

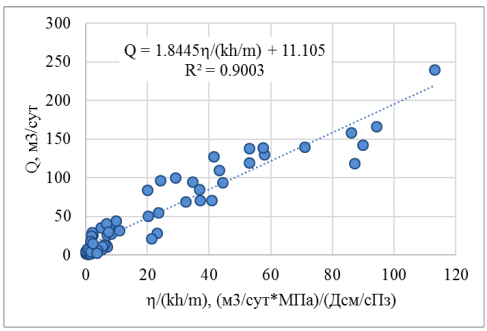


Рис. 2 Зависимость добывных характеристик цеолитсодержащих коллекторов от фильтрационных свойств

В работе проводился анализ степени обводненности продукции скважин и интенсивности свечения кернового материала в ультрафиолетовом свете (УФ), процент свечения мощностей. Для цеолитсодержащих пластов получено, что отсутствие притоков («пласт сухой») наблюдается при соотношении мощностей «слабого» свечения и отсутствия свечения 10/90%. Продукт получен при наличии «сильного» и «среднего»

свечения не менее 28%, «слабого» свечения – 72% от остальных мощностей цеолитсодержащих пород. Получение воды в притоке обусловлено снижением мощностей интервалов «слабого» свечения до 50% от общих мощностей. Таким образом, соотношение мощностей с различной интенсивностью свечения будет контролировать добывные характеристики пород. При «слабом» свечении керна получение нефти или нефти с водой возможно только при интенсификации притока (Титов, 2016).

Связь дебита жидкости с ФЕС цеолитсодержащих коллекторов (рис. 2) установлена для сопоставления дебит жидкости – отношение продуктивности к произведению проницаемости (k) и мощности (h) с учетом вязкости (m) - η/(kh/m). При этом для оценки проницаемости используются зависимости с учетом пористости и содержания цеолитов.

На практике полученные закономерности могут быть использованы для обоснования промышленного ВНК для цеолитсодержащих пластов, а также для идентификации интервалов, нуждающихся в геолого-технических мероприятиях (ГТМ).

Титов Ю.В., Черепанова Н.А., Колпаков В.В. Вторичная цеолитизация пород-коллекторов Большехетской впадины и ее влияние на оптимизацию ГТМ (на примере пласта $БУ_{15}$ Пякяхинского месторождения) // Нефтяное хозяйство, **2016.** №8. С.16-19.

Гильманова Н.В., Ливаев Р.З., Зыкова В.А., Драганчук О.А., Ю.В. Титов. Учет термобарических условий при определении подсчетных параметров цеолитсодержащих пород продуктивных отложений месторождений Большехетской впадины // Известия ВУЗов. Нефть и газ, **2018**. №1. С. 6-12.

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ГИДРАВЛИЧЕСКОГО РАЗРЫВА ПЛАСТА НА МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИОБСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Симаков Н.Ф., Фокеева Л.Х.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, fokeeva.00@mail.ru

На фоне снижения коэффициента нефтеотдачи объемы трудноизвлекаемых запасов (ТрИЗ) постоянно растут в балансе запасов нашей страны, только в последние годы данный показатель начал незначительно расти.

Основным направлением увеличения объема извлекаемых запасов нефти в мировой нефтедобыче является развитие и промышленное применение современных методов увеличения нефтеотдачи (МУН), которые способны обеспечить синергетический эффект в разработке нефтяных месторождений. МУН подразделяются на следующие группы: тепловые методы; газовые методы; химические методы; гидродинамические методы; группа комбинированных методов; физические методы увеличения дебита скважин.

На месторождениях Татарстана и Западной Сибири развивается технология водогазового воздействия на пласт, тепловые методы применяются в Коми на Усинском, Ярегском месторождениях, физико-химические методы – в Башкирии, Татарстане, проводятся опытные работы по развитию термогазового воздействия на пласты баженовской свиты в Западной Сибири (Крянев и др., 2011).

Физические методы увеличения дебита скважин требуют отдельного рассмотрения. Включать их в ряды МУН не совсем корректно из-за того, что использование методов увеличения нефтеотдачи характеризуется увеличенным

потенциалом вытесняющего агента, а в физических методах потенциал вытесняющего нефть агента реализуется за счет использования естественной энергии пласта. Следует заметить, физические методы чаще всего не повышают конечную нефтеотдачу пласта, а лишь приводят к временному увеличению добычи, то есть повышению текущей нефтеотдачи пласта.

К наиболее часто применяемым физическим методам относятся: гидроразрыв пласта (ГРП); горизонтальные скважины (ГС); электромагнитное воздействие; волновое воздействие на пласт; другие аналогичные методы.

ГРП является способом интенсификации притока в скважину, при котором создается разность давления за счет нагнетания в пласт жидкости разрыва и порода разрушается. В процессе закачивания в скважину жидкость разрыва приводит к образованию в глубоко залегающих горных породах трещин, через которые с большей интенсивностью могут поступать нефть и природный газ. Жидкость для гидроразрыва пласта состоит из смеси воды и ряда химических добавок. Для того, чтобы трещины не сомкнулись после падения давления, используется расклинивающий агент – проппант. ГРП дает возможность вскрыть залежи нефти и газа, заключенные в пласты с малой проницаемостью и не доступные для традиционных методов бурения и откачивания (Миклош, 2019).

Один из самых масштабных в России гидроразрывов нефтяного пласта был произведен в ноябре 2016 г. на Приобском месторождении. Операция проводилась вместе со специалистами компании NewcoWellService. В пласт было закачано 864 тонны проппанта. Такие расходы оправданы, ведь Приобское месторождение считается одним из самых крупных месторождений нефти в России по запасам и по объемам добычи. В 2019 году на долю Приобского месторождения пришлось около 4,5 % общероссийской добычи. Это 25 млн тонн черного золота в год.

Приобское месторождение расположено на границе Салымского и Ляминского нефтегазоносных районов и относится к Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Месторождение соседствует с известными месторождениями, как Приразломное, Правдинское и др. Административно расположено в 65 км от города Ханты-Мансийск и 200 км от города Нефтеюганск, и приурочено к одноимённой локальной структуре Среднеобской нефтегазоносной области.

Геологический разрез Приобского месторождения слагают значительные (более 3000 м) толщи осадочных терригенных пород, которые подстилаются эффузивами пермотриасового возраста. Максимально вскрытый разрез и составляет 3190м.

Этаж нефтеносности включает существенные по мощности отложения осадочных пород от среднеюрского до аптского возраста и составляет более 2500 м. Нефтеносность связана с неокомскими и среднеюрскими отложениями. Все залежи являются литологическими или структурно-литологическими и относятся к категории сложнопостроенных, что вызвано спецификой формирования песчаных тел, к которым они приурочены.

Неокомские отложения Приобского месторождения имеют клиноформное строение. Продуктивность неокомских отложений Приобского месторождения определяется только одним фактором – наличием в разрезе проницаемых пластов-коллекторов.

В связи с особенностями условий залегания углеводородов и географическим расположением залежей, применение гидроразрыва пластов для добычи значительно снижает объемы инвестиций и расходы на эксплуатацию Приобского нефтяного месторождения.

На Приобском месторождении в добывающей скважине проводят ГРП и она 3-6 месяцев работает на нефть. После отработки на нефть скважина переводится под закачку. Число таких скважин составляет более 50% фонда.

Средний дебит нефти на дату их перевода под закачку составил 135,7 т/сут. Первоначальная приемистость этих скважин равна 600 м3/сут. По скважинам, на которых ГРП не проводился, средний дебит нефти на дату перевода под закачку равен 72 т/сут., первоначальная же приемистость составляет 115 м3/сут. Приемистость скважин, на которых был сделан ГРП намного выше (в 2-2,5 раза), чем в скважинах, на которых ГРП не был проведен.

По добывающим скважинам первоначальные приросты, полученные по первоочередному участку месторождения изменяются от 280 т/сут до 100 т/сут и в среднем составляют 188 т/сут. Положительный эффект от проведения ГРП не имеет постоянного характера, так как происходит вынос проппанта, кольматация неразложившимся гелем и т.п. Следовательно, наблюдается падение дебита, поэтому скважины после ГРП требуют повышенного контроля за работой. Обычно для анализа строят графики по скважинам, находящихся в работе не менее 25 суток.

Большеобъемные ГРП являются основной технологией разработки низкопроницаемых коллекторов уникального Приобского месторождения. Операции ГРП выполнены в более чем 4 тыс. скважин, причем в каждом пласте общего эксплуатационного объекта АС10-12. Кратность роста дебита жидкости при этом (по сравнению с дебитами на момент остановки скважин) равна 3,2 раза, кратность роста дебита нефти — 2,5 раза. Дебиты скважин после повторных ГРП позволяют рентабельно разрабатывать месторождение, хотя и не достигают значений, полученных при вводе скважин в эксплуатацию после первичных ГРП(Колупаев и др., 2019).

Таким образом, проведение ГРП дает значительное повышение эффективности разработки, но с учетом усложняющихся геологических условий бурения новых скважин на мезозойских отложениях Приобского месторождения в дальнейшем потребуется в промышленных масштабах применять новые технологии: бурение многозабойных скважин с проведением МГРП в каждом стволе, смена агентов вытеснения, разработка отдельных участков на естественном режиме и др.

Каневская, Р. Д. Математическое моделирование разработки месторождений нефти и газа с применением гидравлического разрыва пласта. Москва: Недра-Бизнесцентр, **1999**. 212 с.

Крянев Д., Жданов С. Методы увеличения нефтеотдачи: опыт и перспективы применения // Нефтегазовая вертикаль, **2011**. №5. С. 30–33.

Колупаев Д.Ю., Биккулов М.М., Солодов С.А., Янин К.Е. // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти, **2019**. № 1(11). С. 39-45.

Миклош Г. Гидроразрыв пласта: оценка воздействия на окружающую среду с помощью методов изотопной гидрологии помогает сохранить грунтовые воды // Водные ресурсы, **2019**. № 60/1. С. 22–23.

https://studbooks.net/2491248/tovarovedenie/geologicheskoe_stroenie (Дата обращения 02.02.2020)

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ СЛОЖИВШЕГОСЯ КОМПЛЕКСА СЛАНЦЕВЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

Соколов А.Н.

Уфимский государственный нефтяной технический университет antsok@bk.ru

Вовлечение в разработку трудноизвлекаемых запасов нефти и газа является одним из главных способов поддержания добычи углеводородного сырья на уровне, определенном в Энергостратегии РФ. На сегодняшний день в качестве одного из главных источников УВС рассматриваются запасы Баженовской свиты. При этом особенности ее строения осложняют, а в некоторых случаях делают невозможным применение стандартного комплекса сланцевых технологий, адаптированного, прежде всего, к условиям североамериканских сланцевых формаций (например, Баккен или Игл-Форд) и включающего в себя технологии бурения скважин (горизонтальные, многоствольные, многозабойные, «рыбья кость»), их заканчивания (многостадийный (40+) или одновременный гидроразрыв пласта), а также мониторинга и контроля. Для Баженовской свиты были выделены группы литологических и фильтрационно-емкостных особенностей.

С точки зрения литологии Баженовская свита характеризуется значительным содержанием микститов, также называемых «баженитами». Микститы - основной класс пород свиты, они составляют более ¾ от общей массы пород свиты. Также в составе свиты обнаруживаются пирит (в среднем 6,2%), апатит (в среднем 0,8%), а также барит и элементарная сера. Три разновидности микститов (кремнисто-глинистая, кероген-кремнистая, кероген-глинисто-кремнистая) встречаются в свите чаще всего.

Дополнительной особенностью свиты является значительная неоднородность разрез по протяженности с точки зрения слагающих ее пород (Ерофеев, 2016), особенно ярко литологическая неоднородность выражена в аномальных типах разреза (АТР) Баженовской свиты (Бембель, 2014). Под аномальным типом разреза подразумеваются зоны, характеризующиеся значительной нефтенасыщенной толщиной, высокими значениями проницаемости и пористости, а также большими величинами модуля Юнга и низким коэффциентом Пуассона.

Следует заметить, при этом, что формации Баккен (как американской, так и канадской части) также свойственна гетерогенность. Технически под термином «формацией Баккен» скрывается общее название верхней (Upper Bakken) и нижней (Lower Bakken) сланцевых толщ. При этом сложенный преимущественно песчаником так называемый «средний Баккен» (Middle Bakken) рассматривается как отдельная геологическая структура. Литологически верхний и нижний Баккен похожи, за исключением того факта, что нижний является нефтематеринской породой. Как верхний, так и нижний Баккен сложены сланцевыми породами (от темно-серых до черных).

Высокая степень насыщенности керогеном пород, слагающих баженовскую свиту, является дополнительно осложняющим ее разработку фактором. Известно, что создание трещины в керогенонасыщенных породах требует зачастую создания повышенного давления на забое (Khatibi, 2018).

Усредненные показатели фильтрационно-емкостных свойств свиты для проведения моделирования трещины формировались на базе уже проведенных исследований (Боженок и др., 2017; Макарова и др., 2017; Хамидуллин и др., 2013; Янин, 2018; Khamidullin et al, 2012). В результате была сформирована следующая сводная таблица, содержащая данные о геолого-механических и фильтрационно-емкостных особенностях продуктивных пластов Баженовской свиты.

Таблица 1 Варианты фильтрационно-емкостных свойств Баженовской свиты

Параметр	Величина		
	Минимальная	Средняя	Максимальная
Нефтенасыщенная толщина, h, м	8	26,5	36
Общая мощность, H, м	10	30	90
Проницаемость, k, мД	0,04	0,1	1
Открытая пористость, m, %	5	10,2	16
Модуль Юнга, E, атм. / Гпа	98692,326 / 10	118430,791 / 12	226992,349 / 23
Коэффициент Пуассона, v	0,3	0,25	0,2
Минимальное напряжение горной породы, σ, атм. / Мпа	148,04 / 15	197,38 / 20	246,73 / 25
Пластовое давление, P, Мпа	25	35	50
Пластовая температура, t, ºC	95	100	105

Сравнивая характеристики двух главных сланцевых формаций США и Канады (Баккен и Игл-Форд), легко заметить, что некоторые характеристики Баженовской свиты, в частности, нефтенасыщенная толщина, значительно отличаются. Так, например, нефтенасыщенная толщина формации Баккен составляет от 15 м до 26 м, формации Игл-Форд – 76 м. В это же время значения открытой пористости Баженовской свиты (от 5% до 16%) в целом аналогичны показателям североамериканских формаций: 3,6% - Баккен, 9% - Игл-Форд. Следует заметить, что проницаемость пород Баженовской свиты значительно выше, чем у североамериканских формаций: и для Баккена и для Игл-Форд данное значение не превышает 0,001 мД.

Для анализа совместимости условий Баженовской свиты и существующего комплекса сланцевых технологий было проведено моделирование трещины, с учетом набора предварительно определенных приближений и ограничений, которые сведены в Таблицу 2.

Наличие данных приближений и ограничений сузило выбор математических моделей формирования геометрии трещины до двух: PKN и KGD. Несмотря на свою простоту, данные двухмерные модели получили широкое распространение как в профессиональном, так и академическом сообществах, поскольку они с легкостью описывают фундаментальные взаимодействия, возникающие в пласте между горной породой (деформация, разрушение) и закачиваемой жидкостью (фильтрация, перенос пропанта) при проведении гидроразрыва.

Таблица 2 Приближения и ограничения модели

Фактор	Суть	Следствие
Приближение 1	Величина раскрытия трещины значительно меньше ее полудлины и высоты.	Линейная механика и малая деформация горных пород.
Приближение 2	Трещина растет в одном выбранном направлении	Получаемая модель является псевдотрехмерной, поток жидкости получается практически одномерным
Ограничение 1	Трещина распространяется в изотропной, упругопластичной среде	Не учитывается влияние анизотропии на характер распространения трещины
Ограничение 2	Трещина распространяется в однородной среде (без перепадов напряжения в горной породе)	Не учитывается влияние напряжений на направление распространения трещины
Ограничение 3	Моделируется отдельная трещина	Не учитываются эффекты от создания сети тещин

Разумеется, предположение о постоянной высоте трещины, необходимой для моделирования с использованием PKN, не может считаться полностью оправданным. При

проведении ГРП она, как и полудлина, может изменяться, для целей данной работы высота трещины была принята равной продуктивной мощности пласта.

Далее был выполнен подбор пропанта. Исходные массовые и физико-механические характеристики проппанта были определены по (Прохоров, 2018; Sarancha, 2017) и ГОСТ Р 51761-2013 «Пропанты алюмосиликатные. Технические условия». С учетом свойств Баженовской свиты были сформулированы дополнительные требования к пропанту: способность противостоять обратному выносу и смыканию образованной трещины, способность противостоять высоким пластовым давлениям и температурам, высокая проницаемость во всем диапазоне давлений закрытия.

Для использования при моделировании были отобраны следующие марки пропанта, представленные в открытых каталогах основных отечественных производителей, размещенных на их интернет-сайтах: осмоленный пропант BORPROP RCP R1 производства АО «Боровичский комбинат огнеупоров», алюмо-силикатный пропант производства ООО «Трехгорный керамический завод», керамический пропант средней прочности PT PROP производства ООО «Ника-Петротек». В качестве контрольного пропанта был выбран популярный осмоленый пропант марки CARBOBOND KRYPOSPERE LD производства CARBO Ceramics (США)

Малое количество наблюдений не позволило использовать статистические методы анализа, но даже полученные данные об оптимальных параметрах трещины позволили сделать ряд выводов:

1. Наибольшее значение для обеспечения высокой проводимости трещины имеют структурно-механические свойства пропанта: сферичность и округлость. Как тестовый керамический пропант марки PT PROP, так и контрольный пропант при моделировании обеспечили приемлемую и высокую степень проводимости трещины соответственно. В данном случае отклонение данного параметра для тестового пропанта составило в среднем 23% от контрольных значений.

2. Не менее важное влияние оказывают насыпная плотность и удельный вес используемого пропанта. Известно, что использование пропанта с более низким удельным весом и насыпной плотностью позволяют увеличить объем трещины и, следовательно, ее проводимость в сравнении с аналогичной навеской пропанта большего удельного веса и насыпной плотности.

3. Величина среднего диаметра пропанта не играет существенной рои при соблюдении требований ГОСТ Р 51761-2013 или зарубежных отраслевых стандартов.

Учитывая результаты моделирования трещины, а также принимая во внимание полученные результаты сравнения используемых пропантов, мы не можем говорить о полной совместимости существующих сланцевых технологий, в частности гидроразрыва паста с литологическими и геолого-механическими особенностями Баженовской свиты. Дальнейшего изучения требует вопрос зависимости геометрических и эксплуатационных параметров трещины от фракционного состава пропанта.

Бембель С.Р., Цепляева А.И. Геологическое строение и некоторые особенности формирования аномальных разрезов баженовской свиты в Западной Сибири // Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое и горное дело, **2014**. №10.

Боженок А.Д., Сорокина А.В., Бумагина В.А. Новые алгоритмы выделения перспективных зон в Баженовской свите на основе комплексирования данных керна, ГИС,3D СРР и данных геомеханики на примере Северо-Демьянского месторождения.

ГОСТ Р 51761-2005 «Пропанты алюмосиликатные. Технические условия»

Ерофеев А.А. Комплексное исследование Баженовской свиты: оценка характеристик залежей углеводородов и перспективных технологий их разработки. Отчет о проведенном исследовании. Москва, **2016**.

Макарова О.М., Коробова Н.И., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Балушкина Н.С., Белохин В.С., Козлова Е.В., Косоруков В.Л., Мануилова Е.А. Основные типы пород баженовской свиты на Сургутском своде и сопредельных территориях // Георесурсы, **2017**. Ч. 2. С. 155-164.

Прохоров А. Баженовская свита Северо-Демьянского месторождения: успешный опыт строительства скважины с многостадийным ГРП: Российская нефтегазовая техническая конференция SPE, **2018**.

Хамидуллин Р.А., Калмыков Г.А., Корост Д.В., Балушкина Н.С., Бакай А.И. Фильтрационно-емкостные свойства пород Баженовской свиты // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, **2013**. №5.

Янин А.Н. Гидроразрыв пласта – прорывная технология! К 30-летию с начала массового применения ГРП на месторождениях Западной Сибири // Бурение и нефть, **2018**. № 7-8. С. 20 - 27

Khamidullin R. R., Kalmykov G. A., Korost D. V., Balushkina N. S., & Bakay A. I. Reservoir properties of the Bazhenov formation // Society of Petroleum Engineers, **2012**.

Khatibi S., Aghajanpour A., Ostadhassan M., Ghanbari E., Amirian, E., & Mohammed, R. Evaluating the Impact of Mechanical Properties of Kerogen on Hydraulic Fracturing of Organic Rich Formations // Society of Petroleum Engineers, **2018**.

Sarancha A.V., Mikhaylov S.Y., Inyakin V.V. Shale oil in Bazhenov formation on deposits of Western Siberia // IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci., **2017**. 87 042019.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЯНОВСТАНСКОЙ СВИТЫ

Староселец Д.А.[1,2], Смирнов П.В.[1]
[1]Тюменский Индустриальный Университет, Тюмень, d_star1997@mail.ru
[2]АО «Тандем», Тюмень

В настоящее время большинство крупных и легкодоступных месторождений на территории Западной Сибири находятся в завершающей стадии разработки. Как следствие, все более актуальным становится выполнение комплекса поисковых и оценочных работ в более удалённых и малоизученных регионах и дальнейшая разработка новых диагностированных продуктивных объектов. Неизменно, особый интерес привлекает северо-восточный сектор Западной Сибири, где по данным АО «Тандем», значительные перспективы нефтегазодобычи могут быть связаны с яновстанской свитой (продуктивный пласт $ЯН_1$), из которой ранее были получены высокие дебиты нефти (рис. 1).

Изучение отложений волжского возраста привлекало множество исследователей (Ф.Г. Гурари, А.Э. Контарович, И.И. Нестеров и др.), но лишь в малой степени они относились к северо-восточной области их распространения. К числу наиболее важных до сих пор дискуссионных аспектов при изучении рассматриваемых отложений северо-востока бассейна стоит отнести: клиноформное строение пластов и сильно опесчаненный состав отложений баженовского горизонта. Именно прецизионные исследования в этой области, в первую очередь, будут определять результативность поисково-оценочных работ на этот стратиграфический интервал.

Отложения яновстанской свиты в этой краевой части Западной Сибири имеет ряд особенностей состава и геологического строения отложений. Она рассматривается как зона латерального перехода разрезов разного типа, в которой толща баженовского горизонта к

востоку увеличивается, уменьшается битуминозность прослоев, появляются в низах песчаные горизонты, в то время как на запад толщина уменьшается, а количество прослоев битуминозных пород растет (Решение 6-го МСК, 2003).

Широкую аргументацию получила модель строения яновстанской свиты в работах А.А. Нежданова (Нежданов, 2004), Г.Д. Ухловой (Ухлова, 2003), где авторы придерживаются мнения о слабоклиноформном или, возможно, косослоистом строении яновстанской свиты. Такие выводы сделаны на основании изучения скважинных и керновых данных, а также увязки их с результатами сейсмических исследований. Характерным является значительное увеличение толщины свиты с запада на восток и постепенного повышения в этом же направлении гипсометрических отметок, что и служит аргументом в пользу гипотезы клиноформности строения свиты.

Также существует неклиноформная теория строения яновстанской свиты, согласно которой в качестве источника накопления песчаного материала наряду со сносом с Сибирской платформы рассматривается еще и Енисей-Хатангское течение, сформировавшее в поздней юре-раннем берриасе Большехетский конус выноса межбассейновых стоковых течений (Стафеев, 2017). Её придерживается ряд авторов (Стафеев, Ступаков, Суслова, Гилаев), она же положена в основу при создании концептуальной модели для ПЗ УВ месторождений отдалённой группы.

В составе яновстанской свиты в исследуемом районе выделены три пласта: $ЯН_1$, $ЯН_2$, $ЯН_3$, из которых в качестве продуктивного рассматривается $ЯН_1$. Согласно литологическому описанию коллекторов яновстанской свиты они сложены песчаниками светло-серыми, мелкозернистыми с карбонатно-глинистым цементом, со прослоями глинистого материала, интенсивной биотурбацией. Согласно общему анализу кернового материала отложения яновстанской свиты представляют собой переслаивание пропластков аргиллита, алевролита и песчаника, превращая отложения свиты в некоторое подобие флиша.

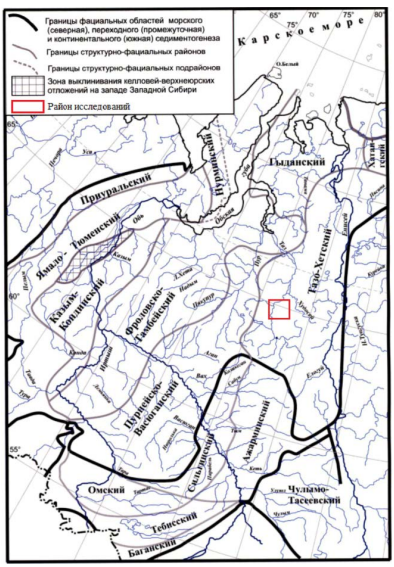


Рис. 1 Схема литофациального районирования келловея и верхней юры Западной Сибири (Курчиков и др., 2014 с дополнениями автора)

Наличие терригенных коллекторов в яновстанской свите в сочетании со сравнительно мощными глинистыми отложениями, создающими предпосылки для формирования ловушек, определяют высокие перспективы этого стратиграфического горизонта на углеводородное сырье. Вместе с тем, дальнейшие перспективы реального вовлечения этих продуктивных горизонтов в эксплуатацию требуют повышении объема и качества геологической информации.

Нежданов А. А. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ: диссертация д-ра геол.-мин. наук. Тюмень, **2004**.

Букатов М.В., С.В. Михайлова. Особенности строения и нефтегазоносности верхнеюрских отложений в пределах Тазо-Хетской фациальной области // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти, **2017**. № 3(5). С. 26-31

Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Занин Ю.Н. Литолого-фациальная характеристика яновстанской свиты по керновому материалу скважины 2099-Хальмерпаютинской (северо-восток Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, **2008**. № 6. С. 27–34.

Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, **2003**.

Стафеев А.Н. Обстановка осадконакопления и палеогеографическая зональность баженовского горизонта (титон-нижний берриас) Западной Сибири // Георесурсы, **2017**. Ч. 2 С. 134-143.

Курчиков А.Р., Бородкин В.Н., Недосекин А.С.. Стратиграфическая, литолого-фациальная характеристики юрских отложений Западной Сибири и перспективы их нефтегазоносности: учебное пособие. Тюмень: ТюмГНГУ, **2014**. 178 с.

Ухлова Г.Д., С.Н. Варламов. Сейсмостратиграфический подход к корреляции верхнеюрских седиментационных комплексов на северо-востоке Западно-Сибирской плиты. Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. 5-ое всероссийское совещание, **2013**. 240-242 с.

СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЕРМСКИХ, ТРИАСОВЫХ И НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО БОРТА ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Тахватулин М.Т.

Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск m.takhvatulin@g.nsu.ru

Содержание цемента сильно варьирует - от 1 до 52 %, его распределение по разрезу очень неравномерное. В породах готеривского резервуара цемента от 3 до 39 %, баррем-нижнеаптского – от 3 до 52 %, аптского – от 4 до 21 %, альб-сеноманского – от 2 до 19 %. Состав цемента полиминеральный, обычно с разным соотношением карбонатной (кальцит, сидерит, редко доломит) и глинистой (каолинит, гидрослюдисто-хлоритовый агрегат) составляющих. Реже и в незначительных количествах (обычно не превышающих 1-3%) отмечен регенерационный кварцевый, поровый цеолитовый и пиритовый цементы.

Судя по данным А.Н. Фомина (ИНГГ СО РАН) метаморфизм ОВ неокомского комплекса в районе исследования соответствует градациям МК11 – МК2, т.е. в первом приближении вмещающие отложения затронуты постседиментационными преобразованиями, соответствующими среднему-началу позднего катагенеза.

При детальном микроскопическом исследовании изученных пород выявлены разнообразные процессы постседиментационных преобразований, наиболее важными из которых при формировании фильтрационно-емкостных свойств коллекторов являются уплотнение обломочной части, аутигенное минералообразование, процессы выщелачивания и замещения. Изученные породы характеризуются преимущественно умеренной, реже слабой и сильной степенью уплотнения, в целом увеличивающейся сверху-вниз по разрезу. В плотных породах проявлена вторичная регенерационно-конформная структура с преобладанием вторичных прямолинейных контактов и контактов механического приспособления. Встречаются инкорпорационные, стилолитовые межзерновые контакты и контакты пластической деформации слюд и сланцев (готеривский резервуар). В умеренно и слабо уплотненных породах преобладают прямолинейные и точечные контакты (аптский и альб-сеноманский резервуары).

Аутигенные минералы представлены карбонатами (кальцит трех генераций, сидерит двух генераций, незначительно доломит), кварцем, каолинитом, в меньшей степени цеолитом, пиритом, анатазом, лейкоксеном, в единичных случаях глауконитом.

Широко распространен и представлен практически во всех пластах кальцит (от первых % до 50%). В изученных породах установлено три его генерации (Вакуленко и др., 2018). Кальцит с размером кристаллов менее 0,01 мм (микрокристаллический, скрытокристаллический) является седиментационным и/или раннедиагенетическим и характеризует первую генерацию, которая отмечена только в готеривском резервуаре (пласт БГ11). Раннекатагенетический кальцит второй генерации тонко-, мелко-, редко средне-мелкокристаллической структуры образует порово-базальный и базально-поровый типы цемента, слегка корродируя обломочные зерна (готеривский, баррем-нижнеаптский резервуары). Пойкилитовый кальцит третьей генерации – средне-, крупно-, реже грубокристаллический, образует поровый или базально-поровый цемент.

В разной степени в породах проявлен аутигенный кварц, формирующий регенерационные каемки, доля которых растет с увеличением размерности кварцевых обломков. Более всего регенерация кварца проявлена в готеривском резервуаре. Ею охвачено от 10 до 50 %, а в отдельных случаях до 60-70 % обломков кварца.

Кроме рассмотренных, в составе ассоциации аутигенных минералов в изученных породах установлены: диагенетические пирит, анатаз, лейкоксен, глауконит, диагенетические-катагенетические хлорит, катагенетические альбит, доломит.

Благоприятными седиментационными и постседиментационными факторами для образования хороших коллекторов являются: высокая доля песчаной фракции и каркасных компонентов в обломочной части пород, незначительное содержание синседиментационного цемента (не более 15 %); процессы выщелачивания полевых шпатов и некоторых литокластов, перекристаллизация глинистых минералов, каолинитизация полевых шпатов, сопровождающиеся образованием дополнительной межкристаллической микропористости, катаклаз полевых шпатов, увеличивающий трещинную проницаемость; образование регенерационного кварца, препятствующего уплотнению пород и тем самым способствующего сохранению пустотного пространства.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0021 и проекта РФФИ и Правительства ЯНАО №19-45-890005 р_а.

Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Ян П.А. Аутигенные минералы алеврито-песчаных пород нижнемеловых резервуаров запада Гыданской НГО: Сборник научных материалов конференции «Экзолит - 2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика», **2018**. 15-17 с.

Казаненков В.А., Ершов С.В., Рыжкова С.В., Борисов Е.В., Пономарева Е.В., Попова Н.И., Шапорина М.Н. Геологическое строение и нефтегазоносность региональных резервуаров юры и мела в Карско-Ямальском регионе и прогноз распределения в них углеводородов // Геология нефти и газа, **2014**. №1. С. 29-51.

Карогодин Ю.Н., Казаненков В.А., Рыльков С.А., Ершов С.В. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литмологический подход). Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, **1996**. 205 с.

СВЯЗЬ ДИНАМИКИ УНАСЛЕДОВАННОГО РОСТА ПОДНЯТИЙ С ПРОДУКТИВНОСТЬЮ БАЙОСС-БАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (ПЛАСТЫ $Ю_{2-4}$) НА СТЫКЕ УВАТСКОГО И САЛЫМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ (НА ПРИМЕРЕ КОМАРИНОЙ И НИЖНЕ-ЛУМКОЙСКОЙ ПЛОЩАДЕЙ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Таффарель Е.С.[1], Предтеченская Е.А.[2], Сердюк З.Я.[2]
ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг»[1], Москва elena.s.taffarel@gmail.com
АО «СНИИГГиМС»[2], Новосибирск

В административном отношении территория исследований находится на юге Тюменской области (Уватский район), в плане нефтегазоносности - на стыке Уватского и Салымского нефтегазоносных районов (НГР) в соответствии с картой нефтегазогеологического районирования Тюменской области (южные районы) ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2016 г. (рис. 1) (Таффарель, 2019; Таффарель и др., 2019). Объектом исследования являются байос-батские отложения – продуктивные пласты $Ю_{2-4}$ (Решение 6-го…, 2004 г.)

Данная статья является логическим продолжением палеотектонических исследований на рассматриваемой территории. В статье рассматриваются разноамплитудные локальные поднятия (далее л.п.) IV порядка: Комариное, Нижне-Лумкойское в сравнении с Вареягским и Южно-Нюрымским л.п., которые были рассмотрены ранее (Таффарель, 2020). Палеотектонические реконструкции базировались на использовании карт изопахит между основными отражающими горизонтами (далее ОГ) (А - поверхность доюрских образований, $Т_{рад}$ – кровля аалена (кровля радомской пачки), ТЮ5 – кровля байоса (кровля пласта $Ю_5$), ТЮ2 – кровля бата (кровля пласта $Ю_2$), Б – кровля баженовской свиты), которые стали основой для построения изопахического треугольника (Нейман, 1984) (рис. 2).

Анализ структурных карт показал, что в современном структурном плане, л.п. отчетливо прослеживаются по основным ОГ, меняя форму и амплитуды. Незначительное переформирование их структурного плана произошло в аален-байосское время, а окончательное формирование и замкнутость - в среднеюрское время (бат) (рис. 2). На конец бата (ОГ ТЮ2) Комариное и Нижне-Лумкойское л.п. сформировались и замкнулись, их амплитуды составили 100-120 м, в то время как амплитуды Вареягского и Южно-Нюрымского л.п. на Пограничном участке не превышали 93-94 м (Таффарель, 2020).

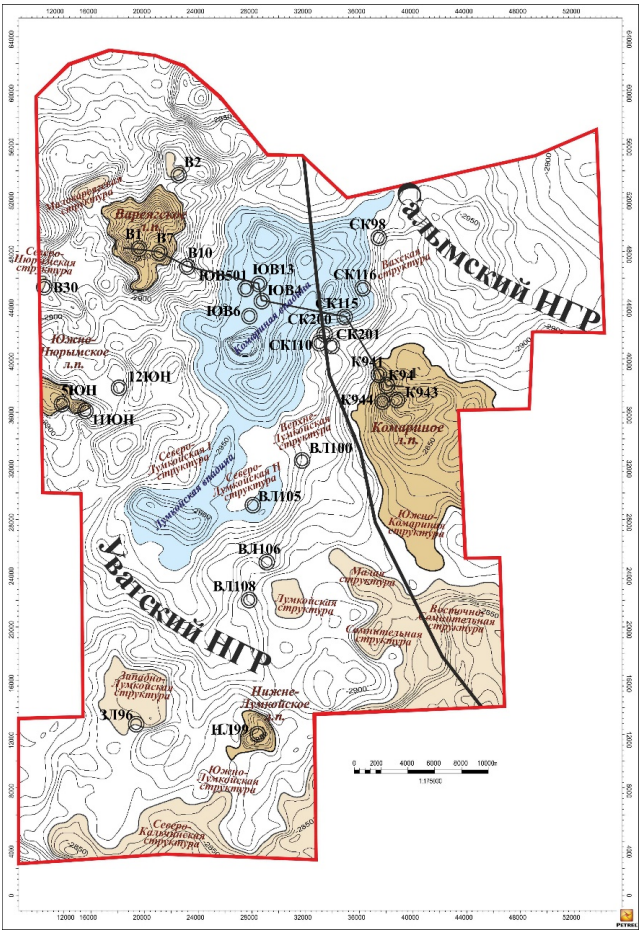


Рис. 1 Структурная карта по кровле пласта $Ю_2$ (кровля бата)

Для палеотектонических реконструкций, наряду с методом изопахического треугольника, был использован *метод палеопрофилей,* с помощью которого учитывались суммы толщин баженовской и абалакской свит и изучаемых продуктивных пластов $Ю_{2-4}$ от поверхности ОГ Б до подошвы пласта $Ю_4$ (ОГ ТЮ5) (рис. 3). Проведенный анализ показал, что Комариное л.п. росло равномерно, в то время как Вареягское л.п. отставало в равномерном накоплении осадочного материала, что выражается в сокращении мощности на его своде.

Вареягское, Комариное, Нижне-Лумкойское и Южно-Нюрымское л.п. носят унаследованный характер от поверхности доюрского основания. Л.п. росли параллельно с осадконакоплением и прослеживаются до конца формирования батских отложений – пластов $Ю_{2-4}$. Рассматриваемые л.п. являлись замкнутыми структурами, соответственно, потенциальными антиклинальными ловушками УВ. Рост л.п. в аален-батское время происходил путем привноса осадочного материала с севера, северо-запада с местных и с

юга - с удаленных источников сноса. Из-за высокоамплитудности рассматриваемых л.п. осадки, сносившиеся со сводов, накапливались полосой вдоль их обрамления с закономерным уменьшением толщин пластов $Ю_{2-4}$ к вершине свода. Максимальные толщины пластов $Ю_{2-4}$ зафиксированы в Комариной впадине в районе скв.4, 6, 13 (рис. 1). На Южно-Нюрымском малоамплитудном поднятии в батское время накопление осадков пластов $Ю_{2-4}$ протекало равномерно с равными толщинами осадков на своде и на склоне (Таффарель Е.С., 2020).

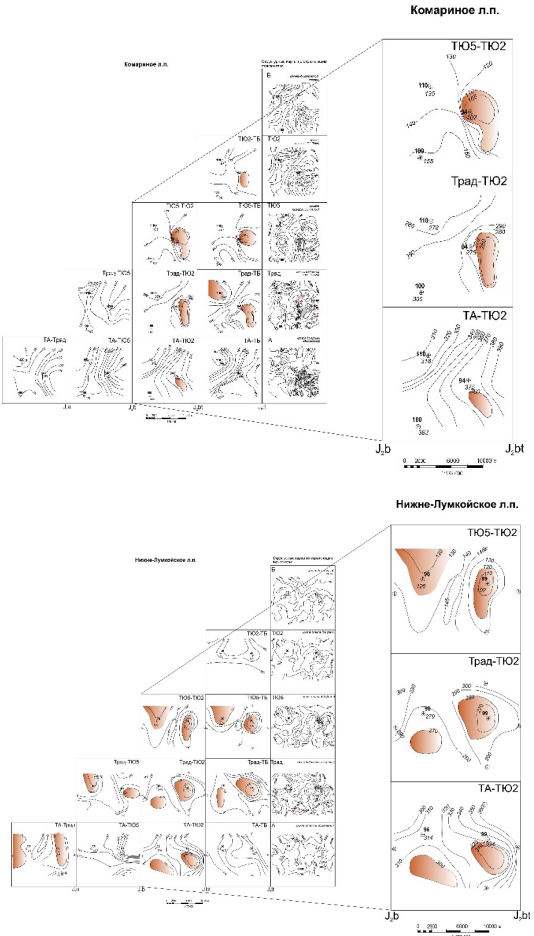


Рис. 2 Изопахический треугольник (Комариное и Нижне-Лумкойское локальные поднятия)

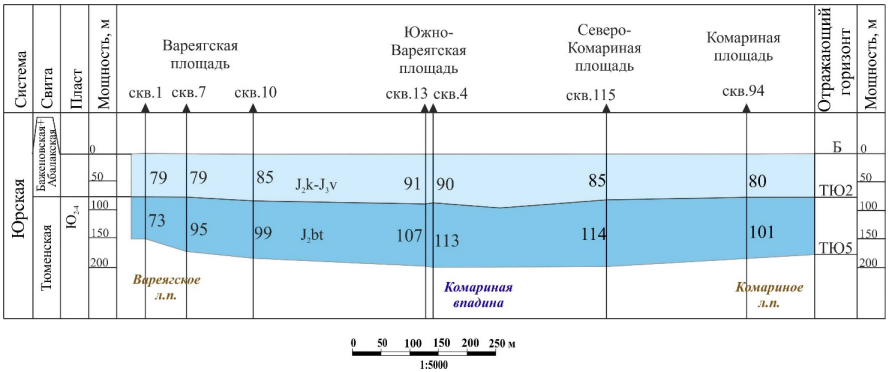


Рис. 3 Палеотектонический профиль через Вареягское и Комариное локальные поднятия

Высокие и резкие амплитуды роста л.п. повлияли на сокращение или полное отсутствие эффективных толщин на их сводах, что привело к отсутствию коллекторов и частичной непродуктивности потенциальных ловушек антиклинального типа. Возможно, этим и объясняется, что Вареягское л.п. является высокоамплитудным и непродуктивным по результатам испытаний в перфорированных стволах скв.1, 7. Комариное л.п. высокоамплитудное, но продуктивное по результатам испытания в одной скв.944 из четырех пробуренных. Нижне-Лумкойское л.п. не опробовано. На малоамплитудном Южно-Нюрымском поднятии, напротив, открыта залежь в резервуаре $Ю_{2-3}$. Залежи нефти открыты также на северном малоамплитудном структурном носе Вареягского л.п. в скв.2 и на Вахской структуре (структурный нос Комариного л.п.) в скв. 98. Таким образом, на рассматриваемой территории на продуктивность пластов $Ю_{2-4}$ большое влияние оказали амплитуды л.п., сформировавшихся в батское время, но не исключены и другие факторы, влияющие на продуктивность пластов $Ю_{2-4}$ на сводах л.п.

Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, **1984**. 80 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск 2003. Новосибирск: СНИИГГиМС, **2004**. 114 с.

Таффарель Е.С. Влияние роста локальных поднятий на продуктивность пластов $Ю_{2-4}$ на основе палеотектонического анализа (Западная Сибирь, Уватский нефтегазоносный район) / Современная наука: проблемы, идеи, инновации: Материалы Международной научно-практической конференции, **2020**. С. 44-51.

Таффарель Е.С. Перспективы нефтегазоносности пластов $Ю_{2-4}$ на юге Хантымансийской котловины (Уватский район) //Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием) (Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г.), **2019**. С. 469-470.

Таффарель Е.С., Предтеченская Е.А., Сердюк З.Я. Состав, строение и перспективы нефтегазоносности батских отложений Иртыш-Демьянского междуречья //Проблемы геологии и освоения недр: Труды XXIII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых ученых, посвященного 120-летию со дня рождения академика К.И. Сатпаева, 120-летию со дня рождения профессора К. В. Радугина, **2019**. С. 259–261.

ПРИМЕНЕНИЕ ВАРИОГРАММНОГО АНАЛИЗА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ

Тихомирова Е.А.
Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, telizabet74@gmail.com

На сегодняшний день геостатистический подход к моделированию нефтяных залежей реализован во всех программных пакетах геологического моделирования, они позволяют использовать различные алгоритмы для литолого-фациального и петрофизического моделирования, учитывая особенности генезиса и морфологии залежей. Одним из основных методов геостатистики, применяемых для оценки неоднородности и моделирования геометрии и свойств залежей углеводородов является вариограммный анализ. В данной работе рассмотрены теоретические основы интерпретации вариограмм, а также произведен вариограммный анализ набора значений пористости и проницаемости нефтяного пласта БС1 на участке месторождения в Западной Сибири, по его результатам сделаны выводы об особенностях распределений пористости и проницаемости по пласту.

Геостатистические методы исследования геологических объектов, первоначально применявшиеся в горнорудном деле, в 80-х годах прошлого века были внедрены и в нефтегазовую геологию для целей оценки и моделирования месторождений углеводородов. Они подробно освещены в иностранной литературе по нефтяной геологии (Армстронг, 1998, Дюбрюль, 2009, Дойч, 2002) и имеют вполне определенное место в процессе оценки, моделирования и подсчета запасов месторождений углеводородов. Вариограммный анализ помогает оценить распределение и изменчивость геологических переменных в пространстве, смоделировать их значения в точках, не охваченных опробованием (например, между скважинами).

Существует несколько базовых геостатистических моделей для построения вариограмм. Модельные вариограммы действуют в пространствах различных размерностей, среди них выделяются сферические, экспоненциальные, гауссовы и степенные модели (для трехмерного случая). Степенные модели связаны с теорией фракталов, по мнению автора, их необходимо рассматривать отдельно. Более сложные модели строятся путем комплексирования базовых моделей. Как видно из рисунка 1, гауссова вариограмма отражает наиболее гладкое распределение значений, тогда как экспоненциальная и сферическая модели – более случайное распределение. Сферическая модель более универсальна, а экспоненциальная быстрее возрастает на небольших расстояниях, что соответствует большему разбросу значений среди точек данных, расположенных близко друг к другу (Дюбрюль, 2009).

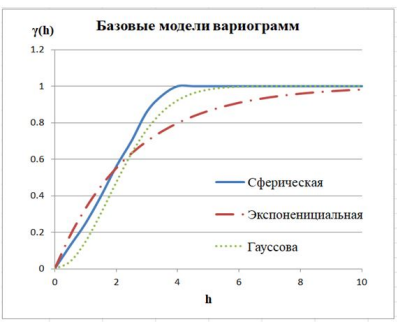


Рис. 1 Основные модели вариограмм, действующие в трехмерном пространстве.

Если в одномерном случае (например, распределение параметра по скважине) вариограмма строится для одного направления, то в случае с двухмерным объектом (картой) необходимо построение вариограмм как минимум для двух направлений. Анализ вариограмм для разных направлений позволяет определять анизотропию геологической структуры и петрофизических свойств пласта. В случае с трехмерной геологической моделью также строится вариограмма для вертикального направления (Кубанцев, 2013).

Вариограммный анализ был осуществлен для участка пласта БС1 крупного нефтяного месторождения в Западной Сибири, размер рассматриваемого участка 3 на 3 км. Данные для анализа включают результаты интерпретации геофизических исследований скважин в виде распределений пористости и проницаемости по 56 скважинам, осредненным на сетке $50 \times 50 \times 0{,}4$ м и отфильтрованным по коллектору. Рассматриваемый объект – пласт БС1 верхней подсвиты усть-балыкской свиты нижнего отдела меловой системы, представленный серыми, зачастую известковистыми песчаниками с редкими глинистыми пропластками до 5 см в кровле. Толщина пласта варьируется от 3 до 17 м, коллекторские свойства достаточно высокие: среднее значение пористости – 26%, проницаемости - 0,75 мкм². Программное обеспечение для проведения анализа – среда моделирования IRAP RMS (ROXAR).

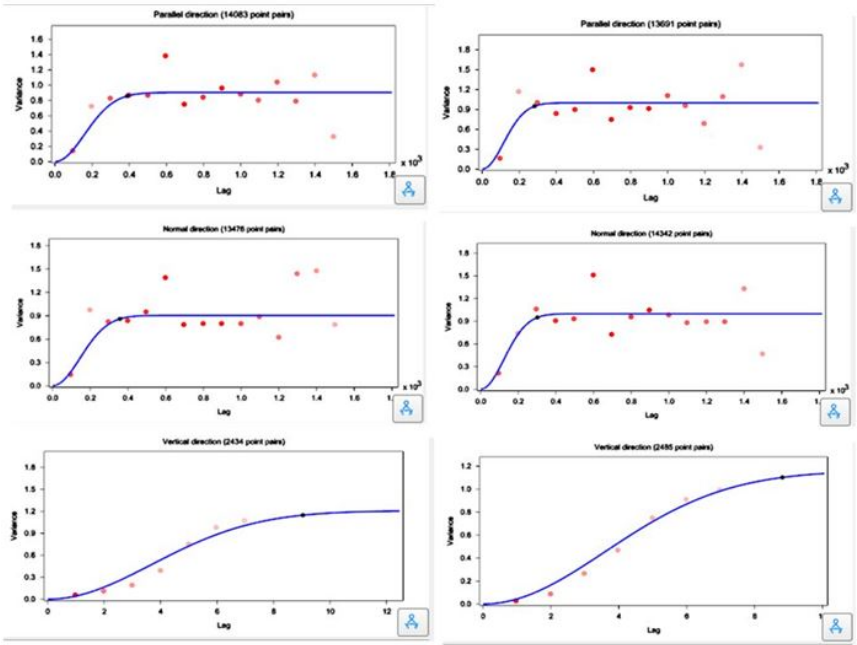


Рис. 2 Сверху вниз: вариограммы пористости в направлении, параллельном азимуту 125º, в направлении, перпендикулярном азимуту 125º и в вертикальном направлении; справа - вариограммы проницаемости по азимуту 34º, в перпендикулярном ему направлении и в вертикальном направлении.

При построении экспериментальной вариограммы существуют следующие практические правила (Journel and Huijbregts, 1978): вариограмма строится для расстояния,

на котором находится более 30 пар точек; рекомендованное расстояние для построения вариограммы – половина поля наблюдения. Для построения экспериментальных вариограмм пористости и проницаемости по латерали были выбраны следующие параметры: максимальное расстояние (max lag) 1500 м (при размерах участка 3000 на 3000 м), длина шага (lag) 100 м.

С помощью специального инструмента по максимальному расстоянию и лагу были определены ориентировочные азимуты направлений наибольшей изменчивости параметров, которые составили 125º для распределения пористости и 34º для проницаемости. Вариограммы были построены для указанных направлений, для направлений, перпендикулярных им и для вертикального направления. По оси ординат на графиках отложено стандартное отклонение параметра (получается извлечением квадратного корня из дисперсии), по оси абсцисс – расстояние между точками в метрах. Модельная вариограмма подбиралась по наилучшему совпадению с экспериментальными точками.

Вариограммы пористости и проницаемости для трех направлений представлены на рисунке 2. Экспериментальные вариограммы показаны точками, подобранные для них модели – линиями. В данном случае для аппроксимации экспериментальных точек была выбрана гауссова модель. Пороги вариограмм пористости в латеральных направлениях одинаковы и составляют 0,95, ранги вариограмм 331 и 301 м различаются на 30 м, из чего следует вывод о небольшой анизотропии пористости по латерали с наибольшей изменчивостью по азимуту 125º. Вертикальная вариограмма имеет очень плавное распределение с порогом 1,1 и рангом 9 м. Более высокий порог вертикальной вариограммы может быть обусловлен наличием слоистости. Вариограммы проницаемости также аппроксимированы гауссовой моделью; ранги вариограмм для горизонтальных направлений 277 и 295 различаются на 18 м, таким образом, анизотропия проницаемости по латерали имеет невысокое значение. Наибольшая изменчивость проницаемости определяется по направлению, перпендикулярному азимуту 34º, то есть, в направлении с азимутом 124º, это значение очень близко к аналогичному результату для пористости. Порог вариограммы, построенной для вертикального направления, также несколько отличается от порога латеральных вариограмм (0,99 для направлений в горизонтальной плоскости и 1,1 для вертикального направления).

В результате вариограммного анализа распределений пористости и проницаемости по пласту БС1 можно сделать следующие выводы. Значения в точках данных коррелируют между собой на расстоянии около 300 м в горизонтальной плоскости при анализируемом расстоянии 1500 и параметрах рассматриваемого участка 3000 на 3000 м. Присутствует незначительная анизотропия пористости и проницаемости с наибольшей изменчивостью по азимуту 125º. Параметры вариограмм пористости и проницаемости для вертикального направления отличаются от латеральных параметров: пороги вариограмм в вертикальном направлении несколько выше, чем в горизонтальном, ранги составляют 9 и 8,8 м для пористости и проницаемости соответственно при средней толщине пласта 8 м и диапазоне изменения толщины пласта 3 – 17 м. Эти различия могут быть обусловлены существенным различием между распределениями данных по разрезу и по площади пласта, а также слоистостью.

Армстронг М. Основы линейной геостатистики. Фонтенбло, **1998**. 148 с.

Дюбрюль О. Геостатистика в нефтяной геологии. Москва – Ижевск, Институт компьютерных исследований, НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», **2009**. С. 20 – 45.

Кубанцев И.А., Багаева А.А., Петрушков Б.С., Ромашко В.В. Экспериментальная вариограмма как средство анализа пространственной структуры геологических

данных различной природы (на примере Верхнеленинградской площади, п-ов Таймыр, Красноярский край) // Отечественная геология. **2013**. №2. С. 19-25.
Clayton V. Deutsch. Geostatistical reservoir modeling. Oxford University Press, **2002**. 131 p.
Journel, A.G. and Huijbregts, C.J. Mining Geostatistics. Academic Press, London, **1978**. 600 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СОСТАВУ НИЖНЕМЕЛОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГЫДАНСКОЙ НГО

Трушкина А.Е.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики, Новосибирск, TrushkinaAE@ipgg.sbras.ru
Новосибирский государственный университет, Новосибирск

В пределах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции основные перспективы наращивания ресурсной базы УВ-сырья связывают с акваторией южной части Карского моря, в частности, с Гыданской нефтегазоносной областью (НГО), которая является одной из самых слабо изученных территорий. Нижнемеловая часть разреза осадочного чехла является наиболее перспективным объектом на залежи УВ. Детальное изучение коллекторов в пределах данной территории позволило бы более точно оценить ресурсы нефти и газа, а также обосновать распределение ресурсов внутри каждого резервуара. Петрографическое изучение пород резервуаров очень важно, так как пустотное пространство формируется как в стадию седиментогенеза, так и в постседиментационные стадии. Обоснование факторов формирования коллекторских свойств способствует выбору более правильной стратегии поисково-разведочных работ. В процессе комплекса литолого-фациальных исследований керна одной из скважин, расположенной в западной части Гыданской НГО, автором был выполнен анализ особенностей состава нижнемеловых отложений, вскрытых и фрагментарно охарактеризованных керном в интервале 1561-2920 м (21 керновый интервал, общей мощностью 249 м), где выделены пласты групп БГ (ахская свита, нижний готерив), ТП (танопчинская свита, верхний готерив - апт) и ХМ (яронгская свита, нижний альб).

В разрезе мела Западной-Сибирского осадочного бассейна традиционно выделяется два продуктивных комплекса: нижнемеловой (берриас-нижнеаптский) и апт-альб-сеноманский (Казаненков и др., 2014). Проницаемые отложения нижнемелового продуктивного комплекса связаны преимущественно с регрессивными частями клиноформ (Карогодин и др., 2000). В нем выделено три региональных резервуара: берриас-барремский, готеривский и баррем-нижнеаптский. В изученном разрезе вскрыты и охарактеризованы керном только два последних. Готеривский региональный резервуар по материалам ГИС выделен в интервале 2524-2920 м ($БГ_{11}$, $ТП_{27-24}$). Баррем-нижнеаптский региональный резервуар выделен в интервале 2108-2524 м ($ТП_{20-14}$). Флюидоупором данного комплекса является нейтинская пачка глин нижнего апта. Отложения апт-альб-сеноманского продуктивного комплекса перекрыты верхнемел-палеогеновым мегарегиональным флюидоупором. В составе данного комплекса выделяется два региональных резервуара: аптский и альб-сеноманский, разделенные глинистой толщей яронгской свиты нижнего-среднего альба. В изученном разреза аптский региональный резервуар выделен по материалам ГИС в интервале 1684-2108 м ($ТП_{6-1}$). Альб-сеноманский региональный резервуар выделен в интервале 1560-1684 м ($ХМ_{9-7}$).

Среди изученных пород преобладают песчаники мелкозернистые, в различной степени обогащенные алевритовым материалом, с взаимопереходами в крупнозернистые алевролиты и алевропесчаники. В некоторых пластах баррем-нижнеаптского и альб-

сеноманского резервуаров отмечены средне-мелко- и мелко-среднезернистые разновидности. Породы аптского резервуара характеризуются более тонкозернистым составом, с преобладанием алевропесчаников. В целом по разрезу среднее содержание среднепесчаной фракции в породах готеривского резервуара – 8%, баррем-нижнеаптского – 12%, аптского– 6%, альб-сеноманского – 34%. Среднее содержание мелкопесчаной фракции – 65, 58, 60 и 44%; суммы алевритовых – 27, 30, 35, 22% соответственно. Породы характеризуются хорошей (баррем-нижнеаптский, аптский, альб-сеноманский резервуары) и средней (аптский, готеривский резервуары), реже плохой (готеривский резервуар) степенью сортировки обломочного материала.

По составу обломочной части основных породообразующих компонентов изученные породы полимиктовые: преимущественно литокластито-полевошпатово-кварцевые, реже полевошпатово-литокластито-кварцевые. Единичные образцы баррем-нижнеаптского резервуара характеризуются полевошпатово-кварцево-литокластитовым составом (Рис. 1). В целом по разрезу среднее содержание кварца для резервуаров: готеривский – 45%, баррем-нижнеаптский – 48%, аптский– 52%, альб-сеноманский – 53%. Среднее содержание полевых шпатов (преимущественно калиевых) – 29, 25, 24, 24%, литокластов (преимущественно каркасного типа: кремнистые породы, кварциты, эффузивы кислого и среднего состава) –26, 27, 24, 23% соответственно. Таким образом, в изученных породах снизу-вверх по разрезу в составе обломочной части наблюдается увеличение содержания кварца, и, соответственно, уменьшение литокластов, при относительно постоянном содержании полевых шпатов. Эта закономерность указывает на увеличение минералогической зрелости пород от нижележащих пластов готеривского резервуара ($К_{зр}$=1,45) к вышележащим пластам альб-сеноманского резервуара ($К_{зр}$=1,9). В целом, степень минералогической зрелости обломочного материала изученных алеврито-песчаных пород оценивается как умеренная, редко низкая.

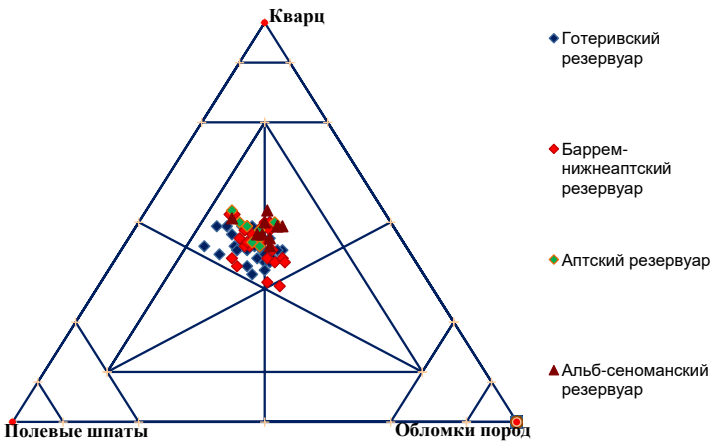


Рис. 1 Тригонограмма петрографического состава изученных алеврито-песчаных пород

Содержание цемента сильно варьирует - от 1 до 52 %, его распределение по разрезу очень неравномерное. В породах готеривского резервуара цемента от 3 до 39 %, баррем-нижнеаптского – от 3 до 52 %, аптского – от 4 до 21 %, альб-сеноманского – от 2 до 19 %. Состав цемента полиминеральный, обычно с разным соотношением карбонатной (кальцит, сидерит, редко доломит) и глинистой (каолинит, гидрослюдисто-хлоритовый агрегат)

составляющих. Реже и в незначительных количествах (обычно не превышающих 1-3%) отмечен регенерационный кварцевый, поровый цеолитовый и пиритовый цементы.

Судя по данным А.Н. Фомина (ИНГГ СО РАН) метаморфизм ОВ неокомского комплекса в районе исследования соответствует градациям МК11 – МК2, т.е. в первом приближении вмещающие отложения затронуты постседиментационными преобразованиями, соответствующими среднему-началу позднего катагенеза.

При детальном микроскопическом исследовании изученных пород выявлены разнообразные процессы постседиментационных преобразований, наиболее важными из которых при формировании фильтрационно-емкостных свойств коллекторов являются уплотнение обломочной части, аутигенное минералообразование, процессы выщелачивания и замещения. Изученные породы характеризуются преимущественно умеренной, реже слабой и сильной степенью уплотнения, в целом увеличивающейся сверху-вниз по разрезу. В плотных породах проявлена вторичная регенерационно-конформная структура с преобладанием вторичных прямолинейных контактов и контактов механического приспособления. Встречаются инкорпорационные, стилолитовые межзерновые контакты и контакты пластической деформации слюд и сланцев (готеривский резервуар). В умеренно и слабо уплотненных породах преобладают прямолинейные и точечные контакты (аптский и альб-сеноманский резервуары).

Аутигенные минералы представлены карбонатами (кальцит трех генераций, сидерит двух генераций, незначительно доломит), кварцем, каолинитом, в меньшей степени цеолитом, пиритом, анатазом, лейкоксеном, в единичных случаях глауконитом.

Широко распространен и представлен практически во всех пластах кальцит (от первых % до 50%). В изученных породах установлено три его генерации (Вакуленко и др., 2018). Кальцит с размером кристаллов менее 0,01 мм (микрокристаллический, скрытокристаллический) является седиментационным и/или раннедиагенетическим и характеризует первую генерацию, которая отмечена только в готеривском резервуаре (пласт БГ11). Раннекатагенетический кальцит второй генерации тонко-, мелко-, редко средне-мелкокристаллической структуры образует порово-базальный и базально-поровый типы цемента, слегка корродируя обломочные зерна (готеривский, баррем-нижнеаптский резервуары). Пойкилитовый кальцит третьей генерации – средне-, крупно-, реже грубокристаллический, образует поровый или базально-поровый цемент.

В разной степени в породах проявлен аутигенный кварц, формирующий регенерационные каемки, доля которых растет с увеличением размерности кварцевых обломков. Более всего регенерация кварца проявлена в готеривском резервуаре. Ею охвачено от 10 до 50 %, а в отдельных случаях до 60-70 % обломков кварца.

Кроме рассмотренных, в составе ассоциации аутигенных минералов в изученных породах установлены: диагенетические пирит, анатаз, лейкоксен, глауконит, диагенетические-катагенетические хлорит, катагенетические альбит, доломит.

Благоприятными седиментационными и постседиментационными факторами для образования хороших коллекторов являются: высокая доля песчаной фракции и каркасных компонентов в обломочной части пород, незначительное содержание синседиментационного цемента (не более 15 %); процессы выщелачивания полевых шпатов и некоторых литокластов, перекристаллизация глинистых минералов, каолинитизация полевых шпатов, сопровождающиеся образованием дополнительной межкристаллической микропористости, катаклаз полевых шпатов, увеличивающий трещинную проницаемость; образование регенерационного кварца, препятствующего уплотнению пород и тем самым способствующего сохранению пустотного пространства.

Работа выполнена при поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0021 и проекта РФФИ и Правительства ЯНАО №19-45-890005 р_а.

Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Ян П.А. Аутигенные минералы алеврито-песчаных пород нижнемеловых резервуаров запада Гыданской НГО // «Экзолит - 2018. Литогенез: стадийность, процессы и диагностика» (14-15 мая 2018 г.): Сборник научных материалов. Москва, **2018**. С. 15-17.

Казаненков В.А., Ершов С.В., Рыжкова С.В., Борисов Е.В., Пономарева Е.В., Попова Н.И., Шапорина М.Н. Геологическое строение и нефтегазоносность региональных резервуаров юры и мела в Карско-Ямальском регионе и прогноз распределения в них углеводородов // Геология нефти и газа. **2014**. №1. С. 29-51.

Карогодин Ю.Н., Казаненков В.А., Рыльков С.А., Ершов С.В. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литмологический подход). Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, **1996**. 205 с.

БИТУМИНОЗНЫЕ СЛОИ И МЕТОДЫ ИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Туфанова О.П., Сергеев Г.Д., Липатникова Е.Н.
Северный (Арктический) федеральный университет им. М.В. Ломоносова, Архангельск,
tufanova.op.work@gmail.com

Введение. В настоящее время активно развиваются методы исследований битуминозных слоев, что связано с проблемами разведки и эксплуатации нефтяных пластов. Битуминозные слои, как правило, оказывают негативное влияние на добычу нефти: образуют отложения асфальтенов; ухудшают свойства скважинной продукции; могут представлять барьеры проницаемости; исключают поддержку пластового давления путем закачки воды в водоносный горизонт (Wilhelms et al., 1994). Иногда осаждение асфальтенов в эксплуатационной скважине или пласте является необратимым, что может привести к полной потере гидродинамической связи в системе «пласт – скважина» (Mohammadi, 2017).

Согласно определению, которое дано в работе (Wilhelms et al., 1994), битуминозные слои представляют собой резко выделенные зоны нефтяных коллекторов, содержание асфальтенов во флюиде которых составляет от 20 до 60%вес., при общем содержании 1-5% вес. Асфальтены – это вещества, растворимые в ароматических углеводородах (бензоле, толуоле), но нерастворимые в легких нормальных алканах.

По сведениям из (Wilhelms et al., 1994), так как битуминозные слои расположены в более конгломератных, менее сцементированных геологических структурах, то они встречаются в зонах с более высокими горизонтальной проницаемостью и пористостью, чем в среднем у окрестных нефтеносных пород-коллекторах.

В данной работе представлен краткий обзор некоторых методов исследования битуминозных слоев.

Методы обнаружения битуминозных слоев

С использованием кернового материала

1.Экстракция и деасфальтация кернового материала. Метод сочетает экстракцию растворителем образцов измельченного керна и последующие определения содержания асфальтенов в извлеченном из керна органическом веществе. Метод позволяет определить местоположение битуминозных слоев. Дополнительно выводится общая информация о составе экстрактов растворителя и фракции экстракта для дальнейшего анализа. Негативными особенностями метода являются затратность и трудоемкость.

Применение метода описано в труде (Wilhelms et al., 1994) на примере месторождений Oseberg и Ula в Северном море и североамериканских месторождений.

2. Iatroscan анализ. Iatroscan анализ (жидкостная хроматография с пламенно-ионной детекцией) - это быстрый и удобный способ мониторинга органического геохимического состава нефтяных экстрактов, получаемых в ходе исследований керна, и выходов нефтяных экстрактов образцов керна. Iatroscan позволяет определить зоны пласта, обогащенные асфальтенами и смолами (Wilhelms et al., 1994). Метод является самым быстрым, имеет низкую стоимость, высокую точность и требует небольшого количества образца и растворителя. Недостатки связаны с калибровкой и с потерей более легких и летучих материалов во время определения слоя, элюирования, сушки и анализа при исследовании фракций с высокой температурой кипения (Mohammadi, 2017).

Метод был описан в (Wilhelms et al., 1994) на примере месторождения Oseberg (Северное море).

3. Rock-Eval методика. Классическая методика Rock-Eval заключается в оценке потенциальной нефтенасыщенности образцов горной породы методом пиролиза при программируемом нагреве. Обнаружение основано на повышенных выходах S_1+S_2 (значение S_1 показывает свободные углеводороды (УВ), до 300°C, мг УВ/г породы; S_2 - УВ-продукты пиролиза керогена и смолисто-асфальтеновых веществ, 300-650°C, мг УВ/г породы) в битуминозных слоях по сравнению с нефтяной оторочкой. Этот метод подходит для обнаружения битуминозных слоев крупных размеров в пластах без наличия обильных интеркалированных сланцев, богатых органическим веществом, так как при присутствии этих сланцевых слоев, техника Rock-Eval не сможет различить их и битуминозные слои.

Модифицированная методика Rock-Eval основана на температурной программе, адаптированной для обнаружения битуминозных слоев, позволяющей количественно определить смолы и асфальтены. Пластовые породы и слои, обогащенные керогеном, разграничивают с помощью характерных предельных значений температур. С помощью этого автоматизированного метода можно быстро локализовать битуминозные слои и получить органические геохимические данные, что позволяет оценить количество экстрагируемого органического вещества.

Метод был описан в работе A. Wilhelmsa (Wilhelms et al., 1994) на примере месторождений Oseberg и Ula в Северном море и североамериканских месторождений.

4. Подход, основанный на измерении плотности керна. Этот подход основан на регулярно определяемых петрофизических данных керна (пористости, плотности зерна). Метод использует разницу между реальной плотностью зерна и расчетной плотностью зерна.

В битуминозных слоях пористость и плотность повышены, однако возможно, что органически обогащенные сланцы или угли, смешанные с песчаниками, могут показать повышенную, но в данном случае ошибочную, «битуминозную» пористость (более низкая плотность органического вещества).

Подход имеет низкую стоимость и может использовать уже существующие необработанные данные, которые обычно присутствуют в базе данных нефтяных компаний для буровых скважин. Данный метод может дать информацию о местонахождении битуминозного слоя, но не предоставляет информации по органической геохимии.

Применение метода было описано в (Wilhelms et al., 1994) на примере образцов из скважины в Северном море.

Геофизические методы

1. Методы каротажа. Крупные по размерам битуминозные слои могут быть легко идентифицированы с использованием различных методов каротажа. Первый метод каротажа - подход, основанный на сравнении измерений удельного сопротивления на разных глубинах проникновения сигнала. Второй - метод сравнения расчетной водонасыщенности пласта и расчетной водонасыщенности промытой зоны по Microlaterologs (нефть неподвижна, если две кривые водонасыщенности накладываются

друг на друга). Третий - регистрация спонтанного потенциала (SP) - это измерение изменений электрического потенциала, создаваемого током в буровом растворе. Четвертый - оценка концентрации ванадия, полученная из измерений с помощью инструмента гамма-спектроскопии (GST).

Подход с использованием метода каротажа был описан в (Wilhelms et al., 1994) на примере месторождения в заливе Прудхо, Аляска. Метод каротажа по плотности был описан в (Wilhelms et al., 1994) в скважине в Северном море.

2. Dipmeter (наклонометрия)подход. Дипметрический подход использует измерения удельного сопротивления с высокой вертикальной разрешающей способностью для обнаружения тонких битуминозных слоев, которые характеризуются очень высоким удельным сопротивлением. С помощью этого метода можно получить информацию о падении пластов и их седиментологических особенностях. Битуминозные слои обнаруживаются путем построения графика «микросопротивления» - кривой удельного сопротивления слоя в зависимости от глубины (Wilhelms et al., 1994).

Метод был описан в труде (Wilhelms et al., 1994) на примере образцов из скважины в Северном море.

Визуальный метод. Этот метод основан на цветовых различиях флюидов в зонах битуминозного слоя, который может быть светлее или темнее, в отличие от «нормальной» нефтяной оторочки. Более темный цвет может быть вызван обильным окрашиванием темной нефти в зоне битуминозного слоя. Более светлой может оказаться высоковязкая нефть из битуминозного слоя по сравнению с нефтью из нефтяной оторочки. Данная методика не дает количественной органогеохимической информации и результат в большей степени зависит от человеческого фактора. Этот подход может быть интегрирован с одновременным описанием литологии/седиментации керна (Wilhelms et al., 1994).

Методы скважинного анализа флюидов. Приборы скважинного анализа флюидов - downhole fluid analysis (DFA) - позволяют измерять свойства флюида в реальном времени в пластовых условиях. Методы DFA включают оптическую абсорбционную спектроскопию, измерения отражающей способности, измерения флуоресценции и некоторые неоптические методы измерения. Технология DFA определяет количественные характеристики пластового флюида, такие как: углеводородный состав, газовый фактор, плотность и вязкость, цвет пластового флюида и т.д.

С помощью модели FHZ EOS (уравнение Флори-Хаггинса-Зуо) проводится расчет содержания асфальтенов, а также скрининг пластов потенциально склонных к образованию битуминозных слоев. С помощью данной модели может быть осуществлена оценка фазовой нестабильности асфальтенов в пластовых условиях путем интеграции модели фазового поведения асфальтенов Йена-Маллинса и использования данных полученных посредством технологии DFA.

Метод был описан в работе J.Y. Zuo (Zuo et al., 2012) на примере данных с месторождений и сравнен с лабораторными данными.

Выводы. Методы обнаружения битуминозных слоев выбираются, исходя из таких критериев, как надежность, точность, требуемый объем данных, быстрота, экономичность.

Существует много литературы о битуминозных слоях, но недостаточно русскоязычных публикаций, что вызывает трудности при изучении методов их исследования. В большинстве случаев рассматриваются методы добычи тяжелых нефтей, а их образование и обнаружение изучается не так широко.

Авторами статьи даны ключевые понятия, касающиеся битуминозных слоев, проанализированы и приведены основные положения по некоторым методам исследования данных геологических структур. В будущем планируется рассмотреть другие направления исследования битуминозных слоев, с помощью которых можно будет более подробно изучить свойства битуминозных слоев, условия их образования, что, возможно, подтолкнет

к поиску решений проблем добычи, связанных с этими слоями, и устранения их негативного влияния на разработку нефтеносного месторождения в целом.

Mohammadi A. H.. Heavy Oil. Characteristics, Production and Emerging Technologies. Published by Nova Science Publishers, Inc. New York, **2017**

Wilhelms A., Carpentier B., Huc A.Y. New methods to detect tar mats in petroleum reservoirs // Journal of Petroleum Science and Engineering 12, **1994.** С. 147-155.

Wilhelms A., Larter S. R. Origin of tar mats in petroleum reservoirs. Part I: introduction and case studies // Marine and Petroleum Geology, **1994**. V. 11. N. 4.

Zuo J.Y., Mullins O.C., Mishra V., Garcia G., Dong Ch. and Zhang D. Asphaltene Grading and Tar Mats in Oil Reservoirs // American Chemical Society, **2012**. V. 26. P. 1670−1680.

ФИЗИКО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТУРНЕЙСКИХ НЕФТЕНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА

Файзетдинова Р.Р., Назипова А.А., Гарифуллина В.И.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, razilya.glium@yandex.ru

В связи с тем, что запасы нефти в терригенных отложениях истощаются, большой интерес привлекают карбонатные отложения каменноугольного возраста. В тоже время эти породы-коллекторы характеризуются своим сложным строением, что затрудняет процессы добычи нефти. В связи с этим актуальным становится изучение их строения и особенностей формирования емкостного пространства.

Основной целью данной работы является установление физико-литологических особенностей строения турнейского яруса по данным шлифов карбонатных пород и фильтрационно-емкостных свойств пород керна, отобранного из трех скважин, пробуренных на южном склоне Южно-Татарского свода.

Задачи работы:

Макроскопическое изучение кернового материала с целью выявления особенностей строения;

Оптико-микроскопические исследования представительных образцов, с целью уточнения литологического состава пород и выделения литотипов;

Изучаемый объект - Байское месторождение, которое находится в административном отношении на территории двух регионов: в пределах Северного района Оренбургской области, Камышлинского и Клявлинского районов Самарской области. Объектом исследования являются отложения турнейского яруса.

В региональном тектоническом плане Байское месторождение расположено в пределах юго-западного склона Южно-Татарского свода, а относительно форм палеорельефа оно приурочено к зоне пересечения северного борта Серноводско-Абдулинского авлакогена с Волго-Сокской палеовпадиной.

В карбонатных породах по запасам находится около 40-60% углеводородов. Так в каменноугольной системе наибольшими запасами нефти представлены отложения турнейского яруса. В связи с этим возникает большой интерес к изучению их строения и особенностей формирования емкостного пространства (Хисамов и др., 2010).

Объектом исследования является керновый материал, отобранный из продуктивного интервала скважин № 1202, № 1505, № 1556 Байского месторождения. В результате

макроскопического изучения было установлено, что данный интервал сложен известняками серыми, светло-серыми, которые органогенно-обломочные, плотные, крепкие с включениями фауны. По всему интервалу наблюдаются выпоты нефти.

В шлифах выявлен известняк, который характеризуется как органогенно-детритовый, сложенный гранулированными остатками раковин фораминифер, обломками мшанок, члениками криноидей и остатками водорослей. Наблюдаются отдельные внутриформенные и межформенные поры и трещины. Опираясь на классификацию Р.Данхема (1962 г.) было выявлено наличие трех петрофизических классов карбонатных пород: грейнстоун – породы с зернистой структурой, практически не содержащий илистых частиц в цементе. Они образуются под влиянием подвижной водной среды или за счет вымывания ила из карбонатного осадка. Пакстоун – известняк, в котором зерна образуют самостоятельный каркас, сцементированный карбонатно-илистым цементом – микритом и вакстоун известняк, в котором 10-50% зерен, находятся в микрите (Лусиа, 2010).

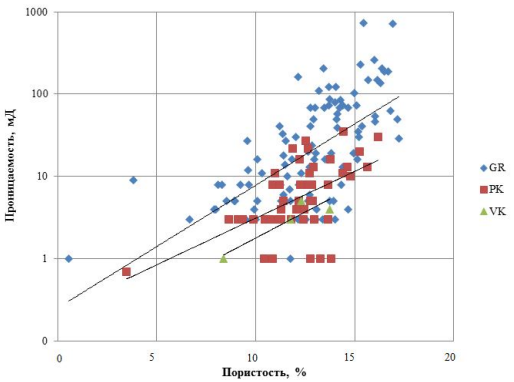


Рис. 1 График зависимости пористости и проницаемости от глубины

По классификации типам пустотного пространства Шокета и Прея карбонатные породы турнейского яруса характеризуются как: межчастичная (interparticle), канальная (channel) и каверзная (vuggy).

Развита вторичная кальцитизация и доломитизация по крупным вторичным порам и кавернам. В некоторых образцах фиксируются стилолитовые швы, которые являются первичными компонентами, не связанные между собой в процессе осаждения.

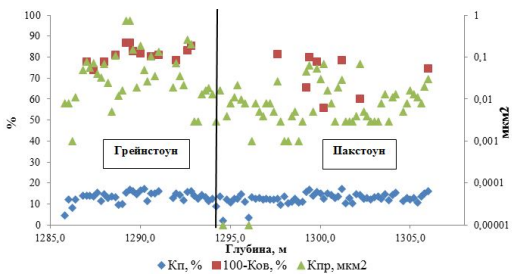


Рис. 2 График зависимости проницаемости от пористости

Для сравнения типов, был построен график зависимости пористости и проницаемости от глубины (рис. 1) и график зависимости проницаемости от пористости (рис. 2). На графиках наблюдается повышение ФЕС при переходе от пакстоунов к грейнстоунам. По данным лабораторных методов исследований Кп изменяется от 2,03 до 17,13% со средним 13%, Кпр – от 0,001 до 0,734 мкм^2 со средним 0,057 мкм^2,100-Ков от 65,6 до 87% со средним 80,27%. Здесь мы также наблюдаем четкое повышение коллекторских свойств вверх по разрезу при переходе от пакстоунов к грейнстоунам.

Таким образом, было выявлено три типа коллектора: грейнстоун, пакстоун, вакстоун и три типа пустотного пространства: межчастичная, канальная и каверновая. Грейнстоун характеризуется лучшими емкостными свойствами. В шлифах наблюдались вторичные изменения – кальцитизация и доломитизация, которые отрицательно сказываются на коллекторских свойствах.

Хисамов Р.С., Губайдуллин А.А. Геология карбонатных сложно построенных коллекторов девона и карбона Татарстана. Казань: Изд-во ФЭН АН РТ, **2010.** 283 с.

Лусиа Ф. Дж. Построение геолого-гидродинамической модели карбонатного коллектора: интегрированный подход. Ижевск: Институт компьютерных исследований, **2010**. 387 с.

ОЦЕНКА ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННОЙ МОДЕЛИ КОЛЛЕКТОРОВ

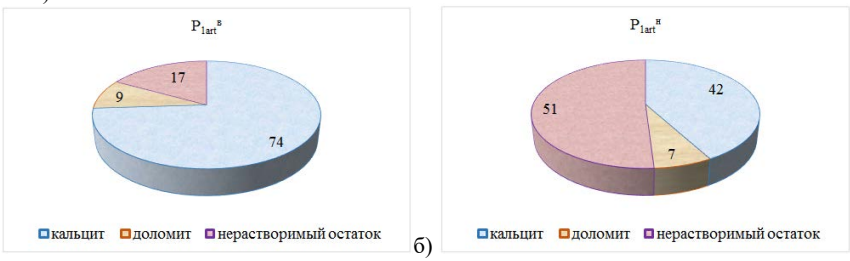
Федореева М.А.

Тюменский индустриальный университет, Тюмень, fedoreeva.maria@yandex.ru

Карбонатные коллекторы отличаются сложной внутренней структурой, характеризуются неоднородностью свойств и повышенной химической активностью, которая приводит к изменениям в первичном поровом пространстве за счет растворения. Нефтяные залежи в карбонатных коллекторах относятся к категории сложно построенных, а их запасы нефти - к трудно извлекаемым. Однако, поскольку карбонатные коллекторы содержат значительную долю (в некоторых районах до 30 - 50%) общеизвестных запасов нефти, повышение эффективности их разработки имеет большое значение для развития добычи нефти.

Нижнепермские (артинские) отложения Бенгальского месторождения представлены высокоомной карбонатной и слаботеррigенно-карбонатной толщей в кровле артинского яруса, низкоомной карбонатно-терригенная толщей в подошве артинского яруса. Накопление карбонатных пород раннепермского возраста происходило в нормальных морских мелководно - и глубокошельфовых условиях. Отложения *нижней* пачки представлены известняками интенсивно окремнелыми и силицитами неравномерно известковистыми, среди которых особое место занимают спонголиты. *Верхнюю пачку* артинских отложений слагают известняки серые различных оттенков. В составе обломочного материала преобладает детрит, представленный фрагментами раковин, обломками одиночных кораллов и различных водорослевых образований. Вышеописанные живые организмы имеют в своем строении кремнистый скелет, который в каркасе породы присутствует в виде нерастворимого остатка.

Поэтому нижняя часть артинских отложений по керновым данным характеризуется повышенным содержанием кремнезема, среднее значение которого составляет 51%, в верхнеартинской толще содержание нерастворимого остатка существенно меньше – 17%. (рис. 1).



а) б)

Рис. 1 Минералогический состав пород пермского возраста
а) верхнеартинских отложений б) нижнеартинских отложений

Породам присущи и другие основные особенности: анизотропия по проницаемости, порово-каверно-трещинная пористость, которые в сумме определяют повышенные требования к комплексу ГИС и к методикам его интерпретации. В связи с этим ставится задача обоснования способов оценки по материалам ГИС пористости и остаточной водонасыщенности, с целью создания методики интерпретации (обоснования фильтрационной модели) для отложений пермского возраста Бенгальского месторождения.

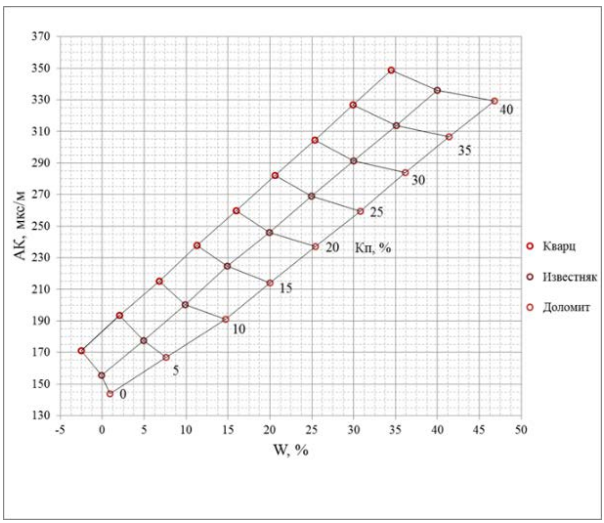


Рис. 2 Комплексная палетка АК-W определения литологического состава, содержания кремнезема и пористости для отложений пермского возраста

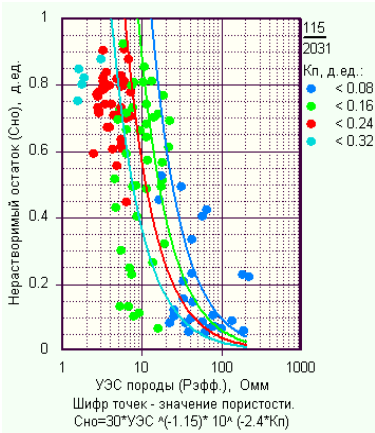


Рис.3. Зависимость содержания нерастворимого остатка и УЭС породы с градацией по пористости при условиях, моделирующих пластовые

Автором работы были определены граничные значения коллекторов по стандартным двухмерным сопоставлениям, их емкостные свойства по различным методам (АК, ГГК-П и НК), а также комплексированием методов (ГГК-П-W, АК-W) (Головадская и др., 1984).

Установлено, что при оценке всех параметров необходим прямой или косвенный учет нерастворимого остатка. В представленной работе содержание нерастворимого остатка определялось двумя способами: по комплексным палеткам при оценке пористости и по зависимости от $К_п$ и УЭС в зоне предельного насыщения (рис. 2, рис.3).

В работе показано, что определение нерастворимого остатка по ГИС имеет хорошую сходимость с керновыми данными при использовании трехмерного сопоставления $С_{но}$, $К_п$, УЭС (рис.4). Использование комплексных палеток с ГГК-П не дает такого эффекта из-за дополнительного влияния глинистости на ограничивающую линию «кремнезем (кварц)» вследствие близости минералогических плотностей глинистого материала и кварца.

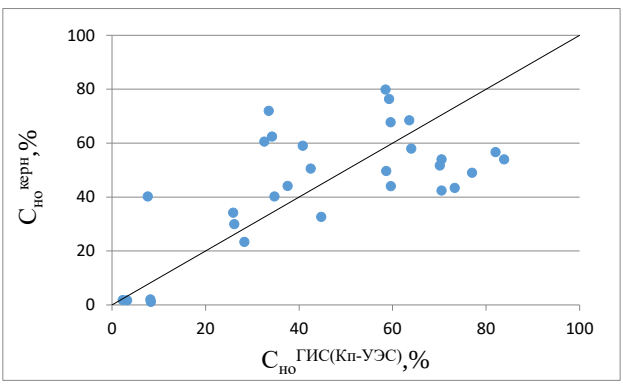


Рис.4 Сопоставление содержания нерастворимого остатка по данным керна и ГИС (в зоне предельного насыщения)

Кроме того, установлено, что параметры остаточной водонасыщенности и проницаемости контролируются содержанием кремнезема. Если значения $С_{но}$ и $К_{п}$ оцениваются корректно, то результирующие $К_{во}$ и $К_{пр}$ можно использовать для дальнейших расчетов и создания фильтрационной модели (рис. 5).

Определение коэффициента нефтенасыщенности в отложениях пермского возраста происходило с использованием сопоставлений $Р_{п}(К_{п})$ и $Р_{н}(К_{в})$. Было определено, что для данных зависимостей дифференциация по $С_{но}$ отсутствует.

В будущем планируется сравнить значения нефтенасыщенности по зависимостям $Р_{п}(К_{п})$ и $Р_{н}(К_{в})$ в зоне предельного насыщения, с остаточной водонасыщенностью, полученной с учетом нерастворимого остатка, и произвести дополнительную корректировку этих параметров. Эта процедура позволит в итоге оценить объем подвижной нефти.

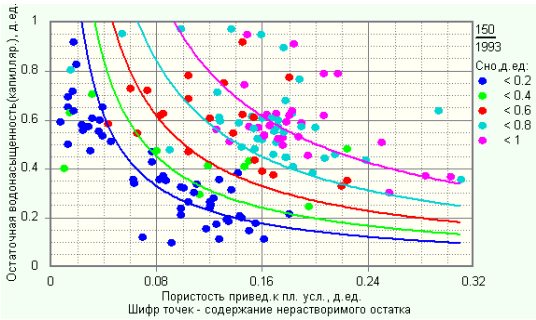


Рис. 5 Сопоставление значений остаточной водонасыщенности и пористости с градацией по содержанию нерастворимого остатка ($С_{но}$) по результатам исследования керна.

Головадская И.В., Гулин Ю.А., Еникеева В.А. Определение емкостных свойств и литологии пород в разрезах нефтегазовых скважин по данным радиоактивного и акустического каротажа. Калинин, **1984**.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРКАТЕРИСТИКА ДОМАНИКИТОВ, КАК НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД

Хаюзкин А.С.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, alexeykhaiuzkin@mail.ru

Доманиковые отложения являются нефтематеринскими породами, часть органического вещества в них созрела до углеводородов и мигрировала, но бóльшая часть углеводородов осталась в породах. Так, в доманикитах, наблюдается высокое содержание рассеянного органического вещества – потенциальной нефти и газа (Остроухов и др., 2017). Поэтому доманикиты рассматриваются в качестве нетрадиционных пород-коллекторов углеводородного сырья, которые, например, в США активно разрабатываются как сланцевые углеводороды (Прищепа и др., 2013).

Объекты исследования: керновый материал скважины 5055 Тавельского месторождения (восточный борт Мелекесской впадины Волго-Уральской антеклизы).

Изучен керн на глубинах 1765-1799 м. Стратиграфически приурочен к семилукскому горизонту франского яруса верхнего девона.

Целью работы является литолого-геохимическая характеристика доманикитов, как нефтематеринских пород. Задачи работы: на основании собственных исследований выделить литотипы, определить минеральный состав доманикитов, определить содержание органического вещества и его состав. Методы исследования: макроскопическое описание разреза, оптическая микроскопия, рентгенографический, термический и электронно-микроскопический анализы.

По результатам исследований минерального состава, структуры пород и содержания в них органического вещества в разрезе выделено три литотипа:

Литотип 1. Карбонатные породы. Макроскопически светло-серые, белые, скрытозернистые, массивные, плотные. По данным оптико-микроскопических исследований структура пород – пелитоморфная, текстура – однородная. Известняки сложены соприкасающимися ксеноморфными зернами кальцита, размером около 0,01 мм. В зернистой массе присутствуют редкие органические остатки. Породы плотные, пористость под микроскопом не обнаруживается. По данным рентгенографического анализа преобладающим минералом является кальцит, содержание которого может достигать 100%.

Литотип 2. Карбонатно-кремнистые породы, вмещающие органическое вещество. Макроскопически порода тёмно-серая, серая. Интенсивность окраски определяется содержанием органического вещества. Порода скрытозернистая, однородная по текстуре, реже слоистая. По данным микроскопических и рентгенографических исследований карбонатно-кремнистые породы характеризуются полиминеральным составом. Преобладающими минералами являются кальцит и кварц, также имеются полевые шпаты, слюды, пирит. Структура пород пелитовая до тонкозернистой, текстура однородная, реже – горизонтально-слоистая за счет неравномерного содержания органического вещества. Редко наблюдаются органические остатки. Под микроскопом породы плотные.

Литотип 3. Карбонатные брекчии. Сложены обломками карбонатов, сцементированных карбонатно-кремнистым материалом, обогащенным органическим веществом. Обломки слабо окатаны, имеют размер от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, сложены скрытозернистым карбонатом, идентичным литотипу 1. Цементирующий материал аналогичен литотипу 2, в срезах пород образует цемент базального типа, реже порового. Породы плотные.

Таблица 1 Результаты анализов

Литотипы		Минеральный состав	Содержание ОВ, вес. %	Состав ОВ, отн. %		
				ЛУВ	ТУВ	Кероген
Карбонатные породы		Кальцит, примеси кварц, доломит, пирит	Отсутствует	Отсутствует		
Карбонатно-кремнистые с ОВ		Кварц, кальцит, второстепенные микроклин, слюда, пирит	9,3	31	63	0-6
Карбонатные брекчии	Обломки	Кальцит, примеси кварц, доломит, пирит	Отсутствует	Отсутствует		
	Цемент	Кварц, кальцит, доломит второстепенные микроклин, слюда, пирит	8,73	57	43	0

Электронно-микроскопическое исследование показало, что карбонатные породы сложены ксеноморфными и гипидиоморфными зернами кальцита. Они образуют неравномернозернистую неконформную структуру. Размер зерен от 3 до 10 мкм. Преобладает межзерновая пористость. В карбонатно-кремнистых породах, вмещающих органическое вещество, преобладают кальцит и халцедон, имеющие размерность до 40 и до 2 мкм, соответственно. Все зерна изометричные, кальцит имеет преимущественно идиоморфную или гипидиоморфную огранку, халцедон – ксеноморфную. Можно предположить, что зерна кальцита испытали перекристаллизацию с укрупнением зерен и самоогранкой. Тогда как для халцедона это не обнаруживается. Пористость также межзерновая.

По данным термического анализа была определена характеристика вмещающего органического вещества. В доманикитах, т.е. карбонатно-кремнистых породах, постоянно содержатся легкие углеводороды (ЛУВ), тяжелые углеводороды (ТУВ), спорадически обнаруживается керогеН. Результаты анализа представлены в таблице 1.

Таким образом, среди нефтематеринских пород семилукского (доманикового) горизонта выделено три литотипа: карбонатные породы, карбонатно-кремнистые породы, вмещающие органическое вещество и карбонатные брекчии. Три литотипа различаются не только макроскопически, но и по минеральному составу, содержанию органического вещества и его составу. Так, карбонатные породы сложены зернами кальцита, пелитовой размерности. Карбонатно-кремнистые породы, вмещающие органическое вещество – зернами кальцита и халцедона, также в них имеются полевые шпаты, слюды и пирит. Минеральный состав обломков карбонатных брекчий идентичен минеральному составу карбонатных пород литотипа 1, а цементирующий материал – идентичен своим минеральным составом литотипу 2. Электронно-микроскопическое исследование показало наличие в породах межзерновой пористости. По данным термического анализа, карбонатно-кремнистые породы содержат в среднем 9,3% органического вещества. Состав органического вещества в них: 31% легких углеводородов и 63% тяжелых, а также 0-6% керогена. Карбонатно-кремнистый цемент в карбонатных брекчиях содержит 8,73% органического вещества, из них 57% - легкие углеводороды, 43% - тяжелые, керогеН не обнаруживается.

Исследования поддержаны грантом российского научного фонда, проект № 19-77-00019.

Остроухов С.Б., Плотникова И.Н., Носова Ф.Ф., Пронин Н.В., Газизов И.Г., Ахманова Т.П. К вопросу о миграционных битумоидах в породах семилукского горизонта Первомайского месторождения нефти // Георесурсы, **2017**. Т. 19. № 1. С. 52-28.

Прищепа О.М., Аверьянова О.Ю., Жарков А.М. Нефтегазоносные отложения доманикового типа – резерв поддержания добычи углеводородов в промышленно освоенных районах // Георесурсы, **2013**. № 4 (54). С. 18-22.

ВЛИЯНИЕ ГИДРОРАЗРЫВА ПЛАСТА НА ПРОДУКТИВНОСТЬ НИЗКОПРОНИЦАЕМЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Хисамутдинова Д.И., Фокеева Л. Х
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань,
diana.hisamytdinova@mail.ru

На сегодняшний день большая часть запасов нефти и газа находится в залежах, которые имеют низкую проницаемость. Одним из методов интенсификации добычи нефти, позволяющих добиться рентабельности разработку месторождения, является гидравлический разрыв пласта (ГРП).

Метод заключается в создании системы трещин в продуктивном пласте посредством закачки жидкости разрыва давлением, которое превосходит давление разрыва пласта. Благодаря этому увеличивается приток добываемой жидкости (нефти, газа, конденсата, воды) к забою скважины. (Каневская и др., 1998)

Дальнейший рост трещины может продолжаться при давлении, называемом давлением распространения трещины (Бархатов и др., 2017)

Гидравлический разрыв пласта всегда повышает коэффициент продуктивности скважины, а при определенных условиях может увеличить конечную добычу. На рисунке 1 представлены графики, показывающие разницу продуктивности в скважине, на которой применялся гидроразрыв пласта, в условиях низкой проницаемости.

Рис. 1 показывает, что до применения ГРП скважина была малодебитная и могла добыть небольшой объем нефти, прежде чем достичь предельной рентабельности, а после применения гидроразрыва пласта дебит в скважине вырос, и время до достижения предельной рентабельности возросло.

Если интенсификация притока проведена успешно, то дебит, конечная добыча и продолжительность эксплуатации скважины будут возрастать. Как показывает практика, многие скважины в низкопроницаемых коллекторах могут эксплуатироваться в течение 40 или более лет.

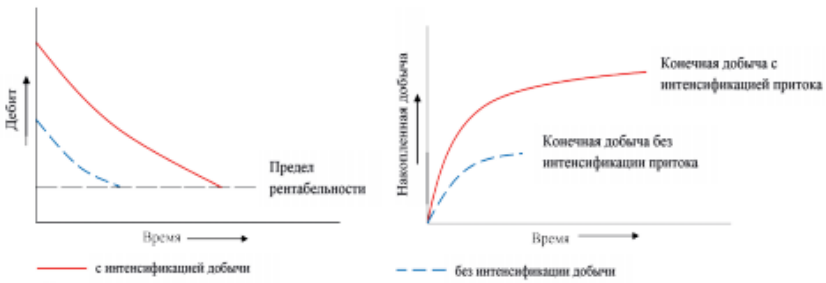


Рис. 1 Продуктивность скважины в низкопроницаемом коллекторе

Применение ГРП способствует увеличению коэффициента извлечения нефти благодаря следующим процессам:

- увеличение коэффициента охвата за счет подключения недренируемых запасов нефти в изолированных линзах в сильно неоднородных и расчлененных коллекторах;

- увеличение коэффициента заводнения за счет вовлечения в разработку слабодренируемых "застойных" целиков нефти при перераспределении поля пластовых давлений при проведении ГРП;
- увеличение КИН за счет снижения остаточной нефтенасыщенности при увеличении градиентов давления и увеличении скоростей фильтрации флюидов в пласте;
- применение технологии ГРП позволяет вовлекать в разработку низкопродуктивные площади пластов, разбуривание которых без применения ГРП является в условиях Западной Сибири технологически невозможным. (Смирнов, 1998)

Определить эффективность применения гидравлического разрыва пласта, можно прибегнув к анализу, который основан на статистических методах характеристик вытеснения. (Муслимов, 2012)

Для оценки технологической эффективности гидравлического разрыва пласта необходимо была найдена базовая добыча нефти на Фестивальном месторождении в скважинах, где проводился ГРП. С помощью метода прямого «крестьянского» счета и по характеристике вытеснения по методике Б.Ф. Сазонова, были построены графики динамики работы скважин до и после применения метода, представленные на рисунке 2. Были проанализированы данные работы скважин после проведения ГРП с 1 месяца по 9 месяц.

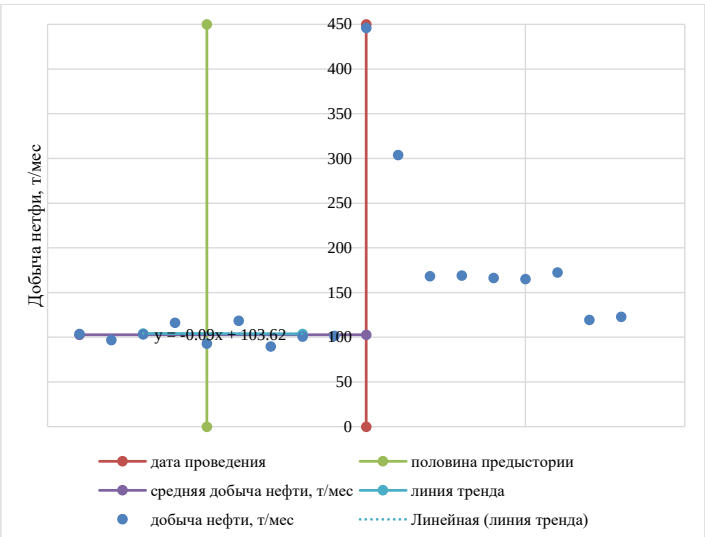


Рис. 2 График определения эффективности применения ГРП на скважине методом прямого счета

В результате анализа технологической эффективности двумя методиками по 6 скважинам была найдена дополнительная добыча нефти в течение 9 месяцев после проведения ГРП, которая составила 13636 тонн.

Выводы. На сегодняшний день гидравлический разрыв пласта является одним из наиболее эффективных и популярных методов интенсификации добычи нефти в низкопроницаемых коллекторах.

Технология часто позволяет увеличить продуктивность скважины, проницаемость пласта, расширить зону дренирования, что, в конечном счете, приводит к увеличению текущего дебита, а иногда — и конечной добычи. Предполагается, что в будущем актуальность метода будет только расти по мере внедрения в разработку месторождений с низкими коллекторскими свойствами.

Бархатов Э.А., Яркеева Н.Р. Горизонтальные скважины с многостадийным ГРП в условиях Приобского месторождения // NEFTEGAZ.RU: деловой журнал, **2017**. № 3. С. 54–58.

Каневская Р.Д. Зарубежный и отечественный опыт применения гидроразрыва пласта. Москва: ВНИИОЭНГ, **1998**. 37 с.

Муслимов Р.Х. Нефтеотдача: прошлое, настоящее, будущее: учебное пособие. Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, **2012**. 664 с.

Смирнов А.В., Исангулов К.И. Интенсификация добычи нефти с помощью материала «Полисил», Опыт разведки и разработки Ромашкинского месторождения. Казань: Новое знание, **1998**. 225-229 с.

СТРУКТУРА ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА И ХАРАКТЕР НЕФТЕНАСЫЩЕННОСТИ ПОРОД НЕФТЕНОСНОГО КОМПЛЕКСА ВЕРЕЙСКОГО ГОРИЗОНТА НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРСТАНА

Хузина А.Ф., Королёв А.Э.

Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, Казань al.khuzina@mail.ru

На территории Республики Татарстан карбонатно-терригенные комплексы верейского горизонта относятся к регионально нефтеносным отложениям (Муслимов и др., 2007). Согласно результатам буровых работ в них может быть локализовано от 3 до 7 нефтяных залежей пластового типа (Ларочкина, 2013). Количество нефтепродуктивных пластов в залежах определяется в основном мощностью верейского карбонатно-терригенного комплекса. Формирование отложений верейского горизонта происходило в пределах полого наклонного шельфа под влиянием трансгрессивно-регрессивных колебаний вод морского эпиконтинентального палеобассейна (Хузина и др., 2019). Близость береговой линии способствовала поступлению терригенного материала в регрессивную стадию развития палеоморя с образованием глин, алевролитов и песчаников. В прогрессивный период развития верейского палеоморя преобладала карбонатная седиментация с образованием разнофациальных карбонатных пород и известковых мергелей. Таким образом, в разрезах верейского горизонта сформировались потенциальные породы коллекторы и породы флюидоупоры. Пришедшие агрессивные водонефтяные флюиды, избирательно растворив цемент карбонатных пород, создали нефтеносные резервуары пластового типа, разделенные между собой плотными терригенно-глинистыми перемычками (Королев и др., 2014).

В последние годы в связи с истощением нефтяных залежей в девоне и нижнем карбоне нефтеносные комплексы верейского горизонта стали активно вовлекаться в разработку (Тахаутдинов и др., 2015). Учитывая это, в целях повышения нефтеотдачи пластов и подбора эффективных методов их освоения необходимо знать об особенностях структуры порового пространства пород продуктивных интервалов.

Оптико-микроскопическое изучение кернового материала показало, что породы верейского горизонта характеризуются сложной и неоднородной структурой порового пространства. Здесь наряду с первичными межзерновыми порами встречаются поры

вторичного происхождения (каверны и трещины). Учитывая это в пределах карбонатного разреза по структурно-морфологическим признакам можно выделить три основных типа пустотного пространства – поровое, кавернозное и трещинно-кавернозное. Следует сказать, что последние имеют ограниченное распространение.

Поровый тип свойственен мергелям, глинам, алевропесчаникам, литокластовым и пелитоморфным известнякам, а также плотным пакстоунам, не испытавших воздействие агрессивных флюидов и, соответственно, не претерпевших процессов выщелачивания. Все они характеризуются низкими значениями открытой пористости 1,5-6,0%. Проницаемость либо отсутствует, либо составляет $n*10^{-3}$ мкм^2. Пустотное пространство представлено субкапиллярными, межзерновыми каналами. Под микроскопом они практически не просматриваются, что свидетельствует об их размерах соизмеримых с толщиной шлифа (первые сотые доли миллиметра).

Нефтенасыщенность у пород с поровым типом пустотного пространства, как правило, отсутствует. Лишь в некоторых из них отмечается рассеянные выпоты углеводородов, придающих известнякам слабую пятнистую нефтенасыщенность. Наличие пятнистой углеводородной пропитки связано с локальными трещиноватыми зонами (литокластовые известняки), либо с избирательным выщелачиванием карбонатных пород (пакстоунов).

В целом плотная слабопроницаемая структурная матрица вышеназванных известняков обуславливает их хорошие флюидоупорные свойства. Это позволяет рассматривать данные породы в качестве внутриформационных покрышек карбонатных нефтеносных комплексов.

Исключением являются терригенные породы-коллекторы. Так, в алевропесчаниках процессы выщелачивания привели к образованию сообщающейся системы межзерновых каналов порового типа, которое в настоящее время заполнено водонефтяным флюидом.

Кавернозный тип свойственен нефтеносным грейнстоунам и пакстоунам, подвергшимся процессам выщелачивания. Породы содержат 10-20% пустотного пространства. В нефтенасыщенных интервалах пустотное пространство представлено преимущественно вторичными по происхождению кавернами, межзерновыми каналами и трещинами. Вторичные пустоты, образовавшиеся в результате частичного выщелачивания органических остатков и межформенного кальцита цементирующей компоненты, неравномерно распределены в объеме породы. Они образуют обособленные области, разделенные между собой более плотными участками. Сообщение между пористыми участками осуществляется либо по межзерновым каналам (по границам кальцитовых зерен, слагающих межформенное пространство породы), либо по трещинам. Размер каверн варьирует от 0,1 до 2,0 мм. Все пустотное пространство служит емкостью для присутствующих в породе углеводородов.

Характер нефтенасыщенности рассматриваемых карбонатных пород-коллекторов обуславливается их литологическими особенностями и интенсивностью прошедших процессов выщелачивания.

В грейнстоунах преобладает равномерная нефтенасыщенность. Это связано с тем, что данные литотипы подверглись наиболее интенсивному воздействию агрессивных растворов, растворивших большую часть карбонатного цемента пород. Оставшиеся плотно соприкасающиеся друг с другом раковины фораминифер создали каркас устойчивый к литостатическим нагрузкам, предохраняя тем самым породы от уплотнения. В результате этого грейнстоуны приобрели равномерно распределенные в их объеме сообщающиеся кавернозные каналы, заполнение которых и привело к равномерной нефтенасыщенности пород-коллекторов.

В пакстоунах преобладает пятнисто-полосчатая нефтенасыщенность. В большинстве своем подобный характер распределения углеводородов обусловлен

литологической неоднородностью пород. Там, где органические остатки расположены близко и преобладает поровый тип цемента, процессы выщелачивания проявились в должном объеме, там, где раковины удалены друг от друга и преобладает базальный тип цемента, процесс выщелачивания не был реализован. В результате избирательного воздействия на породы агрессивных растворов в известняках сформировалась неравномерная пятнисто-полосчатая кавернозности и, как следствие, аналогичная по характеру нефтенасыщенность.

Трещинный тип встречается значительно реже по сравнению с первыми двумя. Он отмечается в основном в плотных внутриформационных разделах, отделяющих нефтеносные коллектора. По генетическим признакам выделяются две доминирующие системы трещин – тектонические трещины и трещины растворения. Первые характеризуются большой протяженностью, субвертикальным простиранием, отсутствием вторичной минерализации. Вторые, трещины растворения, имеют небольшую протяженность, ориентированы как в субвертикальном, так и субгоризонтальном простирании, интенсивным развитием вторичной кальцитизации. В полостях трещин субгоризонтальной ориентировки содержится глинисто-терригенный материал зеленоватой или темно-бурой за счет углеводородов окраски. Судя по наличию углеводородов, все генетические типы трещин являются каналами фильтрации флюидов.

Как следует из выше сказанного, характер нефтенасыщенности известняков определяется с одной стороны структурно-генетическим типом карбонатных пород, с другой – интенсивностью их вторичного преобразования.

Основные нефтяные залежи приурочены к интервалам, где залегают грейнстоуны, реже пакстоуны. Последние обычно являются нефтеносными, когда они залегают в виде небольших по мощности прослоек среди грейнстоунов. В рассматриваемых породах соприкасающиеся раковины органических остатков создают жесткий, несжимаемый скелет, устойчивый к литостатическим нагрузкам. Поэтому при селективном выщелачивании, обусловленным различной растворимостью структурных элементов известняков, в них создаются долгоживущие, сообщающиеся фильтрационные каналы. Высокая плотность и равномерность распределения полостей выщелачивания в объеме пород является основной причиной равномерной нефтенасыщенности грейнстоунов и пакстоунов. В отдельных нефтеносных интервалах подобный характер флюидонасыщенности может меняться, обычно на пятнисто-полосчатое распределение углеводородов. В одних случаях это связано с развитием в кавернозном пространстве сульфатной минерализации, в других – с вторичной кальцитизацией. В пакстоунах пятнисто-полосчатый характер распределения углеводородов может быть также связан с неравномерным выщелачиванием микритового цемента.

В плотных известняках, где преобладает поровый тип пустотного пространства, условий для внедрения водонефтяных флюидов практически не было. Тонкие, субкапиллярные, извилистые каналы прочно удерживали поровые воды. В результате отсутствия водообмена между водными растворами, находящимися в поровом пространстве пелитоморфных, литокластовых и плотных пакстоунов, и глубинным флюидом здесь практически не проявились процессы выщелачивания. Поэтому у рассматриваемых структурно-генетических разностей карбонатных пород нефтенасыщенность либо полностью отсутствует, либо проявляется в виде редких пятнисто-прожилковых выделений. Последние обычно приурочены к трещинам, секущим плотные известняки в различных направлениях.

Таким образом, различный характер нефтенасыщенности карбонатных пород определяется особенностями строения их пустотного пространства, которое в свой черед задается структурно-генетическим типом известняков и интенсивностью их вторичного преобразования.

Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Морозов В.М., Низамутдинов Н.М., Пронин Н.В. Причины низкой нефтеотдачи верейского горизонта Аканского месторождения // Нефтяное хозяйство, **2014**. №10. С. 57-59.

Ларочкина И.А. Концепция системного геологического анализа при поисках и разведке месторождений нефти на территории Татарстана. Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, **2013**. 232 с.

Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений / Под ред. проф. Р.Х. Муслимова. В 2-х томах. Т.1. Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, **2007**. 361 с.

Тахаутдинов Р.Ш., Валиев Р.Ф., Исмагилов О.З., Новиков М.Г., Давлетов А.Р., Газизов А.М., Миронов В.С. Применение новых технологий ГРП с проппантом в карбонатных коллекторах верейского горизонта среднего карбона на месторождениях с трудноизвлекаемыми запасами на территории Республики Татарстан // Технологии, **2015**. №1 (051). С. 44-54.

Хузина А.Ф., Королёв А.Э. Особенности строения нефтяных залежей в карбонатно-терригенных отложениях верейского горизонта Аканского месторождения // Проблемы геологии и освоения недр : труды XXIII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня рождения академика К.И. Сатпаева, 120-летию со дня рождения профессора К.В. Радугина. В 2-х томах. Том 1. Томск: Изд-во ТПУ, **2019**. 269-271 с.

ВЕРИФИКАЦИЯ ЗАПАСОВ ЧЕРКАШИНСКОЙ СВИТЫ ПЛАСТОВ АС7-9 ПРИОБСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Черепахина А. В.
Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург,
annecherepakhina@mail.ru

Целью верификация запасов Черкашинской свиты Приобского месторождения является ранжирование районов по вовлечению запасов. Выполненные задачи в ходе исследования — это систематизация и анализ исходной информации, верификация подсчётных параметров, локализация запасов и дальнейший подсчет начальных геологических запасов. По результатам работы верифицирована ресурсная база и локализованы запасы УВ по целевым пластам.

Приобское месторождение - гигантское нефтяное месторождением, расположенное в центральной части Западно-Сибирской равнины на поздней стадии разработки (открытие в 1982). Поле геолого-петрофизических характеристик нестационарно и анизотропно. Пласты АС7-8-9 не вовлечены в разработку. В настоящее время месторождение характеризуется низкой текущей выработкой. Становится актуальным вопрос о локализации запасов, не вовлечённых в промышленную разработку по целевым пластам. В работе использованы результаты геофизических исследований скважин и их интерпретация в цифровом виде.

Пласт АС7 формировался в мелководном шельфе (восточная часть месторождения) с продолжающейся регрессией моря. С востока на запад наблюдается слабая тенденция увеличения общих толщин и одновременно уменьшение в разрезе содержания песчаного материала. Изучения пласта в пределах эксплуатационных участков показало, что

распределение коллекторов по площади имеет локальный характер. Таким образом для пласта характерна невыдержанность толщин по площади. Объемы коллекторов распределяются между северным и южным лицензионными участками примерно в равном соотношении. Фильтрационно-емкостные свойства пласта АС7 исследованы на пяти образцах керна двух скважин (275Р и 259Р). По заключениям в результате интерпретации ГИС в районе скважины 275 Р пласты АС7 пласт маломощные. Продуктивный пласт АС7 недостаточно изучен: глубинных проб нефти, а также испытаний на приток при бурении новых скважин не осуществлялось. Характеристики нефти пласта АС7 приняты по аналогии с пластом АС9 - нефть средней плотности, маловязкая, малосмолистая, парафинистая и сернистая (Технологическая схема, 2013). Различие между картами, утвержденными в ГКЗ и мониторинга нет, ввиду отсутствия карт по мониторингу. Однако если строить карты по результатам ГИС, то внутри контура нефтеносности произойдут изменения, т.к. не учтены новые скважины или неверная интерпретация (рис. 1).

Впоследствии на основании обновленной петрофизической модели и переинтерпретации всего фонда скважин, можно предположить, что строение пласта на остальной площади намного более неоднородно, чем представляется на современном этапе освоения. В целом, по результатам ревизии, площадь нефтеносности по пласту АС7 уменьшилась на 70% от величины балансового значения.

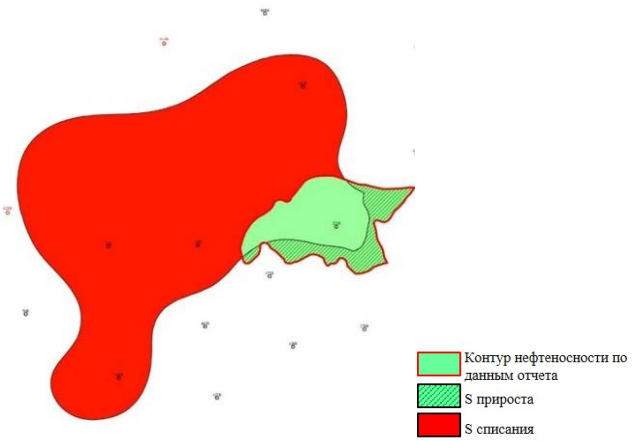


Рис. 1 Сопоставление параметра площади нефтеносности по пласту АС7

К моменту формирования пласта АС8 кромка палеошельфа сместилась западнее изучаемой площади. Таким образом, формирование данного пласта и вышележащих отложений происходило в относительно спокойных шельфовых условиях. Пласт заглинизирован на большей части месторождения. Единственная линза коллекторов пласта АС8 вскрыта скважинами 443frl, 473prb, 275frl, 52frl в пределах южной приобской площади. Размер линзы порядка 12х6 км. Максимальная эффективная толщина 2 м в скважине 473prb (Подсчет запасов, 2009). Для пласта характерна невыдержанность толщин по площади. В целом, по результатам пересмотра подсчетного параметра по пласту АС8 площадь нефтеносности увеличились на 12% от величины балансового значения (рис. 2).

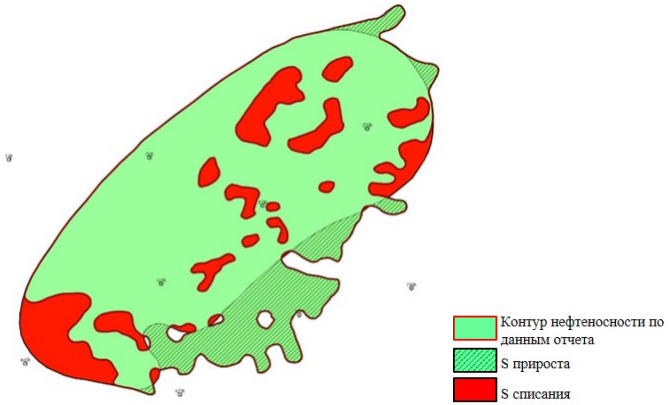


Рис. 2 Сопоставление параметра площади нефтеносности по пласту АС8

Пласт АС9 расчлененный и неоднородный с крайне низкой прогнозностью распространения коллекторов и ФЕС. Вскрыто несколько линз шельфового генезиса. Размеры наибольшей из них порядка 14 вдоль длинной оси северо-западного направления и от 4 до 14 км в поперечном направлении. Максимальная эффективная толщина составляет 2,7 м. Скважинами южного и, частично, центрального эксплуатационного участков, а также разведочным бурением в этой области установлены несколько небольших по площади и мощности залежей. Из них наиболее представительна линза, вскрытая скважиной 475vsh, где эффективные толщины достигают 5,8 м, а в среднем составляют около 3 м. Пласт АС9, охарактеризованный керном в 4-х скважинах (12312, 16485, 30956, 607г), представлен алевролитами мелкозернистыми глинистыми и аргиллитами, отмечаются небольшие прослои песчаника, преимущественно с карбонатным цементом. Продуктивные, насыщенные углеводородом, прослои отсутствуют.

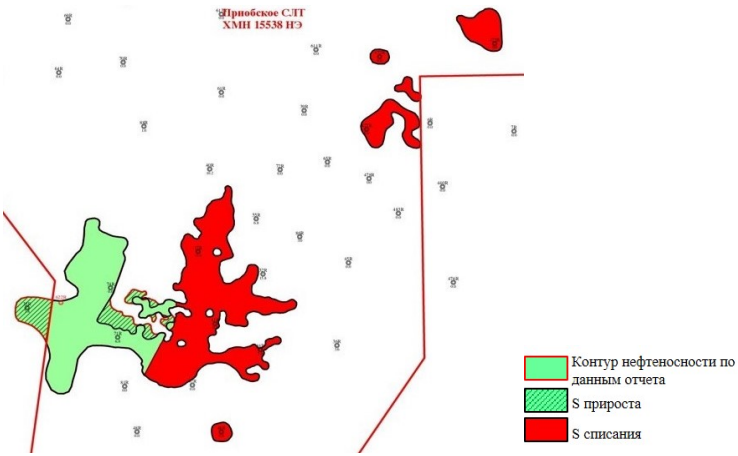


Рис. 3 Сопоставление параметра площади нефтеносности по пласту АС9

Параметры пористости, нефтенасыщенности, проницаемости приняты по данным ГИС (Оперативный подсчет запасов, 2018). По результатам пересмотра площади распространения коллекторов по пласту АС9 от величины балансового значения уменьшились на 60% (рис. 3). Кандидаты под испытания попадают в планируемые нефтенасыщенные толщины.

Пересмотр распространения подсчётных параметров выявил уменьшение площади залежи за счет эксплуатационного бурения в зоны отсутствия коллекторов. На основании эксплуатационного бурения и сейсмофациального анализа были скорректированы границы залежи.

Оперативный подсчет начальных геологических и извлекаемых запасов нефти и растворенного газа по итогам поисково-разведочного и эксплуатационного бурения Южной части Приобского месторождения. Тюмень: ФАУ «ЗапСибНИИГГ», **2018**.

Подсчет запасов нефти и газа Приобского месторождения. Уфа: ООО «РН-УфаНИПИнефть», **2009**.

Технологическая схема опытно-промышленной разработки южной части Приобского нефтяного месторождения. Санкт-Петербург: ПАО «Газпромнефть», **2013**.

ТЕХНИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ ПО ОСВОЕНИЮ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С БАЖЕНОВСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Шемелина О.Н.

Тюменский индустриальный университет, Тюмень, onshemelina@mail.ru

Баженовская свита - горизонт горных пород, выявленных в центральной части Западной Сибири на глубинах 2500–3000 м. Распространена на территории около 1 млн кв. км, при этом имеет сравнительно небольшую толщину от 10 до 40 м. По смелым оценкам геологов, ресурсы нефти в пластах баженовской свиты только на территории Западной Сибири составляет 100–170 млрд тонн.

Освоение месторождений с баженовскими отложениями является актуальной проблемой в нефтяной индустрии. Первоочередная задача заключается в выборе наилучших технических решений при дальнейшей разработке. Одной из особенностей баженовской свиты является узкое окно бурения - соотношение пластового и внутрискважинного давления. При небольшом отклонении от оптимальных величин при бурении скважины велика вероятность обвала стенок скважины впоследствии к невыполнению задачи, поставленной перед бурящейся скважиной; увеличить затраты времени и средств сверх норм, предусмотренных в проекте.

Основные породообразующие компоненты «бажена» это глины, кремнезем, кероген и карбонаты. Геологическое строение бажена представляет собой два основных блока пород. Первый блок это нефтематеринские породы, которые содержат кероген (полимерные органические материалы, которые расположены в таких породах, как нефтеносные сланцы, и являются одной из форм нетрадиционной нефти. Согласно теории появления органических нефтяных материалов, остатки растений и морских организмов под воздействием высоких температур и давления преобразуются в первую очередь в кероген, затем в битум и, наконец, в нефть и газ), а второй блок это породы-пропластки, содержащие легкую нефть (около 30 % от всей мощности баженовской свиты). (Гришкевич и др, 2017)

Разработка баженовской свиты осложнена неравномерным распределением коллекторских свойств пласта по площади и разрезу, поэтому разработка достоверной геологической модели залежей нефти является главной задачей стоящей перед геологами.

Баженовская свита это верхнеюрско-нижнемеловые (верхневолжско-валанжинские) нефтематеринские карбонатно-глинисто-кремнистые отложения, аномально обогащенные керогеном.

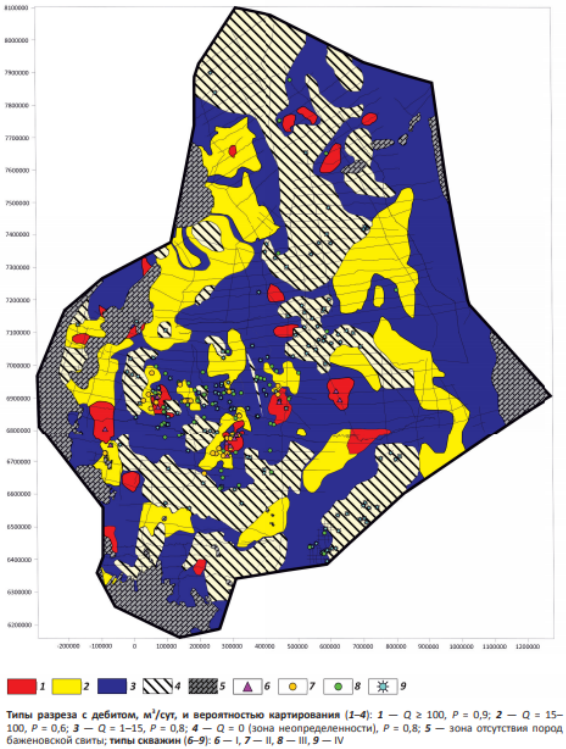


Рис. 1 Карта типов геологического разреза нефтегазопродуктивных баженовских отложений Западной Сибири

Наиболее однородные свойства, такие как общая толщина и литологический состав, характерны для разрезов с содержанием органического вещества ($C_{орг}$) более 5 % и глинистостью не более 30 %. Нижняя граница баженовских отложений - абалакская и георгиевская свиты, верхняя - существенно глинистые породы фроловской свиты.

Закономерности распределения нефти в баженовской свите определяются начальными концентрациями керогена в породах и его катагенетической зрелостью.

Пористость пород баженовской свиты обусловлена двумя процессами: диагенезом пород и крекингом. Диагенез пород - постседиментационные процессы преобразований рыхлых осадков в осадочные горные породы (окремнение, карбонатизация) - не зависит от степени катагенеза органического вещества (ОВ) и по-разному проявляется в различных литотипах. Крекинг твердого ОВ (керогена) по мере роста катагенеза с образованием жидких и газообразных флюидов сопровождается разрушением пород и образованием «органической» пористости из-за увеличения объема ОВ. (Копилевич и др, 2016)

Перспективность баженовских отложений определяется геохимическими исследованиями. Термобарические параметры (давление и температура),

характеризующие степень катагенеза высокоуглеродистых отложений битуминозного типа, в значительной степени определяют упругие свойства среды. Аномальные давления являются следствием, а не причиной естественной продуктивности баженовской свиты. (Монастырев и др, 2017).

По данным ГИС и сейсморазведки метода общей глубинной точки (МОГТ) устанавливаются спектрально-временные показатели (содержание Сорг, дебит нефти, пластовое давление температура) (Рисунок 1).

Всего выделено четыре типа геологического разреза баженовских отложений:

I тип характеризуется $Q \geq 100$ м^3 /сут;

II тип - Q = 15–100 м^3 / сут;

III тип - Q = 1-15 м^3 / сут;

IV тип - Q = 0 (сухие).

К I и II типу относятся Салымское, Приразломное и Красноленинское месторождения. (Саулина и др, 2017)

В заключение следует отметить, что полученная карта типов геологического разреза баженовской свиты позволяет с большой долей достоверности локализовать перспективные зоны развития баженовских отложений, что в свою очередь скажется на степени точности оценки ресурсов, условий размещения детальных сейморазведочных работ МОГТ, бурения разведочных и эксплуатационных скважин, геологической и экономической эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в этих отложениях.

Гришкевич В.П., Лагуина С.В., Панина Е.В., Долматова С.С., Лаптей А.Г., Торопов Э.С., Стариков В.С., Хорошев Н.Г., Блинкова А.В. Геомеханическая модель формирования аномальных разрезов баженовской свиты : физическое моделирование и практическое применение // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, **2017**. №3. С. 33-47.

Копилевич Е.А., Сурова Н.Д., Скворцов М.Б., Кузнецов Г.В. Возможности прогноза продуктивных зон баженовской свиты по анализу спектрально-временных атрибутов // Геофизика, **2016.** № 1. С. 81–90.

Монастырев Б.В., Козак В.Б., Бозаев А.И., Монастырев С.Б., Кощеев А.Г., Михайлова Н.А., Щербаков С.В. Прогноз зон продуктивности баженовской свиты по комплексу сейсмических и скважинных данных / Горные ведомости, **2017**. № 2(150). С.42-52.

Саулина Ж.С., Михайлова Н.А., Качкин А.А. Выделение перспективных интервалов в "нормальных" разрезах баженовской свиты // Горные ведомости, **2017**. № 2(150). С.70-78.

Научное издание

Всероссийская молодежная геологическая конференция памяти В. А. Глебовицкого

Компьютерная верстка:
А. А. Караман
В.А. Владимирова
С.А Калашникова
А.Р. Тагирова
Е.Б. Борисова
А.К. Шагова
В.А. Прокопец

Подписано в печать 11.03.2020. Формат 60 × 84 $^{1}/_{16}$.
Бумага офсетная. Гарнитура Cambria. Печать цифровая.
Усл. печ. л. 27,9. Тираж 50 экз. Заказ № 1153.

Отпечатано в Издательстве ВВМ.
198095, Санкт-Петербург, ул. Швецова, 41.