Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН)
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, д.2



XXXI

2020

МОЛОДЁЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА-КОНФЕРЕНЦИЯ, ПОСВЯЩЁННАЯ ПАМЯТИ ЧЛЕН-КОРРЕСПОНДЕНТА АН СССР К.О. КРАТЦА

5 - 9 ОКТЯБРЯ
САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИГГД РАН)

XXXI молодёжная научная школа-конференция,
посвящённая памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

5–9 октября 2020 г.
Санкт-Петербург

УДК [55+548/549+504.5](063)
ББК 26.3, 26.21, 1.18
А43

А43 **Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии.** Материалы XXXI молодёжной научной школы-конференции, посвящённой памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца (Санкт-Петербург, 5–9 октября 2020 г) . — Санкт-Петербург: Своё издательство, 2020. — 328 с.

ISBN 978-5-4386-1934-5

В сборник вошли материалы XXXI молодёжной научной школы-конференции «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии», посвящённой памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца, проходившей с 5 по 9 октября 2020 г. в Санкт-Петербурге. Молодыми учёными и их наставниками из академических, учебных и производственных организаций Апатитов, Астрахани, Благовещенска, Воронежа, Екатеринбурга, Казани, Красноярска, Москвы, Новосибирска, Перми, Петрозаводска, Петропавловска-Камчатского, Ростова-на-Дону, Санкт-Петербурга, Симферополя, Сыктывкара, Томска, Улан-Удэ, Черноголовки, а также Киева (Украина), Гомеля (Беларусь), Душанбе (Таджикистан), Таллинна (Эстония) и Хобарта (Австралия) было представлено более 90 докладов, посвящённых как частным региональным вопросам, так и решению проблем, имеющих общенаучное значение. Конференция приурочена к 70-летию ИГГД РАН.

Редакционная коллегия: д. г.-м. н. А.Б. Кузнецов
к. г.-м. н. Т.С. Зайцева
к. г.-м. н. Д.В. Доливо-Добровольский

© Коллектив авторов, 2020
© ИГГД РАН, 2020

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Председатель оргкомитета:
А.Б. Кузнецов – чл.-корр. РАН, директор ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Заместители председателя:
Т.С. Зайцева – к.г.-м.н., зам. дир. по науч. раб. ИГГД РАН
Ю.С. Егорова – к.г.-м.н., председатель СМУ ИГГД РАН

Секретариат оргкомитета:
А.В. Родионова – м.н.с. ИГГД РАН

Члены оргкомитета:
А.В. Березин – к.г.-м.н., ИГГД РАН
Д.В. Доливо-Добровольский – к.г.-м.н., ИГГД РАН
Е.В. Климова – м.н.с. ИГГД РАН
Г.А. Кучеровский – м.н.с. ИГГД РАН
М.В. Стифеева – м.н.с. ИГГД РАН
Е.В. Адамская – м.н.с. ИГГД РАН

Программный комитет:
П.Я. Азимов – к.г.-м.н., ИГГД РАН
И.А. Алексеев – к.г.-м.н., ИНЗ СПбГУ
Н.А. Алфимова – к.г.-м.н., ИНЗ СПбГУ, ИГГД РАН
А.А. Арзамасцев – д.г.-м.н., ИГГД РАН
В.В. Балаганский – д.г.-м.н., ГИ КНЦ РАН
Ш.К. Балтыбаев – д.г.-м.н., ИГГД РАН
А.Б. Вревский – д.г.-м.н., ИГГД РАН
А.Г. Гончаров – к.г.-м.н., ИНЗ СПбГУ, ИГГД РАН
А.Б. Кольцов – д.г.-м.н., ИНЗ СПбГУ
С.А. Светов – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН
С.Г. Скублов – д.г.-м.н., ИГГД РАН
С.Ю. Степанов – к.г.-м.н., ИГГ УрО РАН
О.В. Якубович – к.г.-м.н., н.с. ИГГД РАН

Оглавление

Азарян А.М., Баданина Е.В., Анисимов И.С., Гусева Н.С., Мухаметжанов А.Р., Харитонова М.С. Золотоносная минерализация Седловинной рудной зоны месторождения Кутын, Хабаровский край 11

Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б. Условия образования кальциевого амфибола в апогнейсовых корундсодержащих метасоматитах Беломорского подвижного пояса 14

Анисимов Р.Л., Кириллова П.А., Галанкина О.Л., Балтыбаев Ш.К. Зональность плагиоклазов пироксенит-габбро-диоритового массива Кааламо как отражение процессов фракционирования и смешения магм 17

Ахметова Н.А., Егорова Ю.С. Геохимические особенности палеоархейских мафических гранулитов (метакоматиитов) Побужского комплекса Украинского щита и их сравнение с древними коматиитами других кратонов 21

Барановская А.Ю., Барановская Н.В. Индикаторные свойства элементного состава водных растений семейства рясковые (Lemnaceae) на территории Российской Федерации 25

Башев И.А., Черных А.А., Корнева М.С. Проблемы современной гравиразведки в Северном Ледовитом океане: сравнительный анализ морских и аэросъёмок 27

Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К. Петрохимические критерии появления ставролитсодержащих минеральных парагенезисов при умеренно-низкобарическом среднетемпературном метаморфизме метапелитов (на примере метаморфического комплекса Северного Приладожья) 31

Бородина У.О., Горяйнов С.В., Лихачева А.Ю., Крылов А.С. Поведение цеолитов вайракита и филлипсита при высоких P-T параметрах, соответствующих холодной субдукции литосферных плит 35

Булах М.О., Кошлякова Н.Н. Минералы группы лангбейнита в фумаролах вулкана Толбачик, Камчатка 38

Бычкова Д.А., Федорова Н.Ф. Геофизический контроль разработки сероводородных газоконденсатных месторождений – основа безводной безопасности геосреды 41

Васильева Н.А., Якубович О.В. Особенности миграции радиогенного гелия в арсенопирите 45

Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К. Поздняя стадии развития Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья: реставрация PT-условий по данным изучения минеральных парагенезисов и гранат-биотитовой-(мусковит)-плагиоклаз-кварцевой геотермобарометрии 49

Вихоть А.Н. Оценка воздействия автотранспорта на геологическую среду г. Сыктывкара 54

Владимирова В.А. Сийдра О.И. Фольбортит $Cu_3V_2O_7(OH)_2 \cdot 2H_2O$ 56

Вовчина Т.А. Петрографические особенности экструзивно-субвулканических тел кислого состава лядгейского комплекса хребта Енганепэ (Полярный Урал) 59

Гаврилова А.А., Кузнецов А.Б., Крамчанинов А.Ю. Оценка изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в реках Русской платформы и Кавказского хребта в водосборном бассейне Каспийского моря 62

Григорьев Г.К., Воробьёв Ю.В. Петрофизические характеристики золотоносного даечного комплекса Ветренской площади (Магаданская область) 66

Гузев В.Е., Терехов А.В., Молчанов А.В. Геохронология умереннощелочного лакколита г. Рудной (южная Якутия) 68

Джевахашвили П.С., Баранская А.В., Романенко Ф.А. Геологические и геоморфологические индикаторы колебаний уровня моря в прошлом 71

Джораева А.Н., Панова Е.Г. Минералого-геохимические особенности почво-грунтов мусороперерабатывающего завода МПБО-2 (Янино) 74

Дмитриева А.В., Гордон Ф.А. К вопросу о магматическом источнике позднеархейских гранитоидов Хаутаваарской структуры (Карелия) 76

Долгая А.А. Разработка программного модуля «Химические анализы драгированных пород подводных вулканов Курильской островной дуги» 79

Доржиева О.В., Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Золотов Н.А. Минералого-кристаллохимические характеристики глобулярных слоистых силикатов из оолитовых известняков укской свиты (Южный Урал) 83

Дорохова Е.В., Фролова А.А., Белохвостик Д.М., Перхурова В.А. Геолого-геофизические критерии наличия объектов кимберлитового состава в среднем течении р. Бембези, респ. Зимбабве 85

Евенкова Т.Д., Саломатин А.А., Геттих Н.П., Бондаренко В.В. Особенности подготовки проб органов и тканей рыб и моллюсков для анализа на тяжелые металлы методом атомно-абсорбционной спектрометрии 88

Заентина А.В. Минеральный состав ксенолитов в гранитах южного фланка Даховского выступа (Большой Кавказ) 91

Иванова Е.А., Лукина Н.В., Исаева Л.Г. Пространственная изменчивость поступления древесного опада в сосновых лесах Кольского полуострова 93

Извекова А.Д., Дамдинов Б.Б. Изотопно-геохимические особенности руд Пионерского золоторудного месторождения 97

Климова Е.В., Матреничев В.А., Матреничев Н.В. Эволюция южного края Карельского кратона. Этапы архейских гипергенных изменений 100

Клубов С.М. Гидрохимические исследования природных вод Изборско-Мальской долины в 2018-2019 году 104

Кожанов Д.Д., Большакова М.А. Генезис и развитие R-V углеводородной системы в пределах Рассольнинской площади (Южное Притиманье) 108

Конышев А.А., Русак А.А., Алексеев И.А. Геохимия цирконов из дайки кварцевых порфиров (Салминский батолит) 112

Костромина Н.А., Гусев Е.А., Яржембовский Я.Д., Молодьков А.Н., Максимов Ф.Е. Палинологическая характеристика отложений морских террас островов Карского моря 115

Котов А.А., Смирнов С.З., Низаметдинов И.Р., Максимович И.А. Первые результаты изучения дацитовых пемз позднеплейстоценового кальдерного извержения влк. Менделеева (о. Кунашир) 119

Кругликов Р.Г. Сводная стратиграфо-геоморфологическая схема корреляции архипелага Новая Земля и прилегающих территорий 123

Кубова В.В., Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б. Контуритовые наносы в бассейнах Пауэлл и Джейн, море Уэдделла 128

Кузнецова Е.М., Воробьев Ю.В., Федорова К.С. Радиогеохимическая специализация интрузивных массивов Амгуэмской площади (Чукотский АО) 132

Курбонов Н.Б., Фрумин Г.Т., Норматов И.Ш., Кобулиев З.В., Муминов А.О., Одинаев К.Н. Гидрохимия изотопов водорода (δ^2H) и кислорода (δ^{18}O) поверхностных вод зоны формирования реки Вахш 135

Курбонов Н.Б., Митусов А.В., Кобулиев З.В., Фрумин Г.Т. Динамика изменения химического состава воды озера Искандеркуль и его притоков 141

Кутырев А.В., Сидоров Е.Г., Каменецкий В.С., Сандимирова Е.И., Чубаров В.М. Ассоциация аваруита, пентландита и минералов платиновой группы в дунитах концентрически-зональных массивов Корякии 149

Левашова Е.В., Левашов Д.С. Общие закономерности редкоэлементного состава циркона из щелочных пород 153

Леманова Т.В., Панова Е.Г., Тихомирова И.Ю. Физико-химические особенности свалочного грунта мусороперерабатывающего комбината 157

Лисенков С.А., Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Кукушкин С.Ю. Особенности накопления и миграции химических элементов в почвах нефтегазоконденсатных месторождений севера Западной Сибири 160

Лукманов Р.А., Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Борисов А.П. Литолого-геохимические особенности плейстоцен-голоценовых отложений шельфовых морей Российской Арктики 165

Максимов Г.С. Рентгенодифракционные исследования водных хемогенных отложений 167

Максимович И.А., Смирнов С.З., Котов А.А., Низаметдинов И.Р. Рост основности плагиоклаза как отражение процессов эволюции кислых расплавов на примере вкрапленников из дацитовых пемз Львиной Пасти (о. Итуруп, Курильские острова) 169

Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Кривоногов С.К., Чугуевский А.В., Шавекин А.С. Трансформация химического состава поровых вод как отражение диагенетических преобразований осадков малых озер юга Западной Сибири 172

Мамыкина М.Е. Особенности состава редкометалльных гранитов Белокурихинского массива, Горный Алтай 176

Матлай Л.М. Известковый нанопланктон из кампанских отложений Равнинного Крыма и Присивашья 179

Мезин А.А., Шумскайте М.Й., Чернова Е.С. Комплексное изучение методами диэлектрической спектроскопии и ЯМР-релаксометрии физико-химических свойств нефти 182

Мезина К.А., Мельгунов М.С., Белянин Д.К. Исследование радионуклидного состава снежного покрова Арктической части Западной Сибири ядерно-геофизическим методом 185

Мелихов М.С., Мелихова Д.В., Быстрова И.В., Смирнова Т.С. Экологические проблемы Западной ильменно-бугровой равнины Волжского Понизовья 189

Моляренко В.Л. Эколого-геоморфологические исследования городских территорий 192

Несмеянова А.С., Ушивцева Л.Ф. Геоэкологические риски при строительстве скважин в солеродных бассейнах 196

Павлова М.А., Зархидзе Д.В. Подводные моренные гряды на сейсмоакустических профилях, как основа палеогеографических реконструкций неоплейстоценовых оледенений Новой Земли и сопряженного шельфа 200

Павлова Т.А. Эволюция метаморфических процессов в истории формирования неоархейского Токмовского блока, Волго-Уральский сегмент Восточно-Европейского кратона 204

Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. Коренные источники золота в платиновых россыпях Среднего Урала 208

Паникоровский Т.Л., Яковенчук В.Н., Кривовичев С.В. Кристаллическая структура микропористого титаносиликата сейдит-(Ce) из Ловозёрского щелочного массива, Мурманская область, Россия 211

Перфилова А.А., Сафонова И.Ю., Савинский И.А. Источники и тектонические обстановки формирования терригенных пород Итмурундинского аккреционного комплекса (северное Прибалхашье, центральный Казахстан) 214

Петракова М.Е., Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К. Минералого-геохимические критерии фракционирования и смешения магм при образовании различных типов пород плутона Потудань (Волго-Донской ороген) 218

Петрова Д.И. Тяжелые металлы в подземных водах неогенового комплекса г. Казань 222

Попова Е.А. Вещественный состав песчаной фракции донных осадков в эрозионном канале на хребте Ломоносова с конца МИС 7 по настоящее время 225

Рудмин М.А. Глинистые минералы как перспективные ингибиторы для создания комплексных удобрений контролируемого действия 229

Рудмин М.А. Следы биологической активности при формировании основных компонентов морских ооидовых железных руд 233

Румянцева Н.А., Скублов С.Г., Ваништейн Б.Г. Первые данные об U-Pb возрасте и геохимии ксенокристов циркона из пород хребта Шака (Южная Атлантика) 237

Рябова С.А. Исследование геомагнитных аномалий, приуроченных к Загребскому землетрясению 2020 года 241

Рябова С.А. Акустические эффекты землетрясений на примере мелкофокусного землетрясения в Иране (08.07.2019, mb = 5,7) 244

Савинский И.А., Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Столяров С.С. Геологическое строение и структурные характеристики свиты Горки Улан-Баторского аккреционного комплекса северной Монголии 247

Серебрякова О.А., Серебряков О.И., Серебряков Анд.О., Бычкова Д.А. Геофизические и геоэкологические поиски морских полезных ископаемых 249

Сидельникова О.Ф., Михайлова Ю.А. Особенности химического состава пород пойкилитовой структуры Ловозерского щелочного массива 253

Сидкина Е.С., Конышев А.А., Солдатова Е.А., Догадкин Д.Н., Громяк И.Н. Уран в природных водах района разрабатываемого карьера бутового камня в Питкярантском рудном районе республики Карелия 257

Скрипников М.С., Ветлужских Л.И., Кузнецов А.Б. Ископаемые остатки и Sr-хемостратиграфия хохюртовской свиты, бассейн р. Джида юго-западного Забайкалья 262

Скрипников М.С., Кузнецов А.Б., Ветлужских Л.И., Каурова О.К. Sr-и C-изотопная характеристика карбонатных пород курбинской свиты, Западное Забайкалье 264

Смирнова Ю.Н., Смирнов Ю.В. Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива 266

Солдатова Е.А., Сидкина Е.С., Савичев О.Г., Иванова И.С. Формы миграции и осаждения химических элементов в водах Обского болота (Западная Сибирь) 268

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Петров С.В., Михайлов В.В. Благороднометалльная минерализация в рудах дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала 273

Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В. Геохронология метаморфизованных интрузивных базитов Беломорского подвижного пояса 277

Тагирова А.Р., Алфимова Н.А., Матреничев Н.В. Геохимические особенности пород габброидного массива Корпиярви (Южная Карелия) 279

Темников А.А. Россыпное золото реки Генералка (Свердловская область) 283

Тиличко Д.Ю., Зеленковский П.С., Цехмистер Е.Н., Хохряков В.Р. Эколого-геохимическая оценка состояния почв водосборной площади и донных осадков озера Дго национального парка «Смоленское Поозерье» 287

Токарев В.А. Метод многоканального анализа поверхностных волн (MASW) в инженерных изысканиях 292

Толкунова А.В., Дурягина А.М., Таловина И.В. Применение ПО Thixomet и компьютерной рентгеновской микротомографии при изучении сульфидных медно-никелевых руд 295

Устинова В.В., Егорова С.В. Оливин в метабазитах Келейногубского массива Беломорской провинции: состав, морфология и условия формирования 299

Ферапонтова С.Ю., Баданина Е.В. Типохимизм циркона редкометальных гранитов Саханайского и Дурулгуевского массивов в Восточном Забайкалье 301

Хопта И.С. Геологическое строение и условия формирования рифейских отложений северной части Камско-Бельского авлакогена 303

Шпакович Л.В., Саватенков В.М. Sr-Nd-Pb изотопная систематика пород рифейского офиолитового комплекса и шпинелевых лерцолитов Хангайского ареала, Центральная Монголия 306

Шубина Н.Е., Баданина Е.В., Волкова Е.В., Машкин Д.А. Примесный состав циркона как источник информации об условиях формирования Шумиловского интрузива в Центральном Забайкалье 309

Шушаков М.В. Двустворчатые моллюски мела – основания палеогена юго-западного Крыма в коллекциях Горного музея. Биологическое разнообразие и стратиграфическое распространение 311

Юричев А.Н. Термодинамические условия формирования реститовых ультрамафитов фундамента Западно-Сибирской плиты на территории Томской области 313

Ющенко И.С. Геоэкологическая оценка состояние подземных вод на территории ОАО «Гомельский химический завод» 316

Яббарова Е.Н. Районирование территории города Казани по несущей способности грунтов 319

Яковлев И.В., Мальковец В.Г., Гибшер А.А. Особенности состава литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем по данным исследования перидотитов и шлиховых проб с трубки Комсомольская-Магнитная 321

Якушик М.А., Сафонов О.Г., Козловский В.М., Варламов Д.А., Ван К.В. Геохимические особенности и P-T условия процессов амфиболизации будин эклогитов и эклогитоподобных пород в ТТГ гнейсах Беломорского подвижного пояса (на примере пород р-на г. Куропачья) 325

Золотоносная минерализация Седловинной рудной зоны месторождения Кутын, Хабаровский край

Азарян А.М.[1, 2], Баданина Е.В.[1], Анисимов И.С.[2], Гусева Н.С.[2], Мухаметжанов А.Р.[2], Харитонова М.С. [2]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, adel-sagitova@yandex.ru
[2] АО «Полиметалл Инжиниринг»

Месторождение Кутын расположено в Хабаровском крае России, в 113 км к северо-востоку от известного Албазинского золоторудного месторождения. Рудоносные зоны этого объекта локализованы в эндо- и экзоконтактах позднемелового Биранджинского гранодиоритового массива, залегающего в юрских песчаниках. Золотое оруденение локализовано в серицит-кварцевых метасоматитах, развивающихся по песчаникам и гранодиоритам. Месторождение относится к золотокварцевой убогосульфидной рудной формации (Малых, 2014, 2015).

Нами были изучены представительно отобранные частные пробы Седловинной рудной зоны со средним содержанием золота 3,9 г/т. Минеральный состав изучался методами количественного рентгенофазового анализа с проверкой по химическому составу (АО «Полиметалл Инжиниринг»), оптической микроскопии в отраженном свете в аншлифах, сканирующей электронной микроскопии и рентгеноспектральным энергодисперсионным микроанализом (РЦ СПбГУ «Геомодель»).

Руды Седловинной рудной зоны представлены кварц-карбонат-серицитовыми метасоматитами по песчаникам. Породообразующими минералами являются кварц, альбит, калиевый полевой шпат, серицит, второстепенными – карбонаты, хлорит, акцессорными – турмалин, апатит, рутил и анатаз, сульфиды (преимущественно пирит и арсенопирит).

Исследованиями установлено, что большая часть золота представлена самородной формой пробностью 680‰, что соответствует электруму. Как видно из рис. 1 (а-б), золото ассоциирует с арсенопиритом, тетраэдритом, Ag-тетраэдритом. Для арсенопирита, ассоциирующего с золотом, характерна примесь Sb, составляющая в среднем 1,62 масс. %, в единичных пробах установлена примесь Au – до 0,42 масс. %. Часть самородного золота представлена субмикронной вкрапленностью в гётите и Ca-Fe-арсенате, близком по составу к юкониту (рис. 1 (в-г)). Образование аналогичной смеси вторичных фаз описано в гранодиоритах месторождения золота Би`р Тавилах в Саудовской Аравии (Surour et al., 2012). Вероятно, при окислении первичных золотонесущих минералов (пирит, арсенопирит) рассеянное в них коллоидное и/или изоморфное золото выделяется в собственную фазу.

Помимо самородного золота, отмечаются теллуриды золота – петцит и мутманнит (рис. 1 (д-е)), которые ассоциируют с другими теллуридами (алтаитом, гесситом, штютцитом, теллурантимоном, колорадоитом), а также с арсенопиритом. Для этого арсенопирита характерны футляровидные кристаллы. Как правило, ядерные части не содержат примесей, а внешние обогащены Te. Вероятно, при медленном росте арсенопирит и теллуридная фаза разделяются, при дальнейшем быстром росте (скелетные кристаллы) теллур рассеивается в арсенопирите.

Изучение минеральных парагенезисов – состава выявленных минералов и характера их взаимоотношений, позволяют прийти к выводу о проявлении в золотом оруденении Седловинной рудной зоны месторождения Кутын трёх этапов в формировании золоторудной минерализации. Первый и наиболее широко развитый этап заключается в привносе и отложении самородного золота с Sb-содержащим арсенопиритом. Второй этап, развитый локально, связан с проявлением теллуридной минерализацией. Третий этап проявляется на стадии окисления сульфидов и выделения при этом ранее рассеянного в них золота в самостоятельную фазу субмикронных размеров.

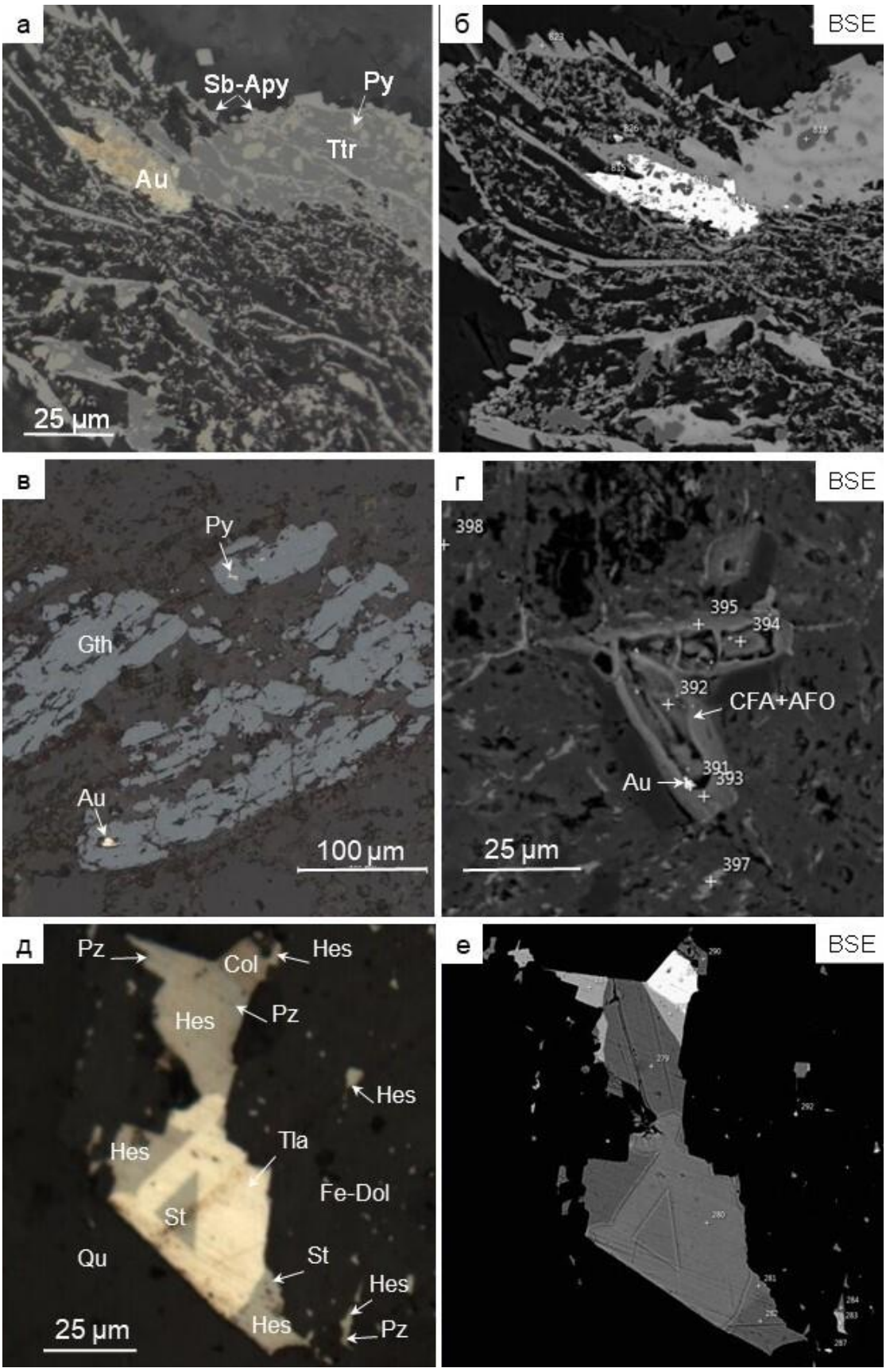


Рис. 1. Золотоносная минерализация Седловинной рудной зоны месторождения Кутын (Au – самородное золото, Sb-Apy – Sb-содержащий арсенопирит, Ttr – тетраэдрит, Pz – петцит, Hes – hessite, Col – колорадоит, Tla – теллурантимон, St – штютцит, Qu – кварц, Fe-Dol – железистый доломит, Gth – гётит, CFA – Ca-Fe-арсенат, AFO – As-содержащий гётит; BSE – изображения в обратно-рассеянных электронах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90102. Исследования проводились с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» Научного Парка СПбГУ.

Список литературы

1. Малых М.Ю. Геолого-структурные особенности золотого оруденения месторождения Кутын // Новое в познании процессов рудообразования. Тез. докл. М.: ИГЕМ РАН, 2014. С. 205-206.
2. Малых М.Ю. Минеральный состав золотоносных кварц-серицитовых метасоматитов месторождений Озерное и Кутын (Хабаровский край) золотокварцевого убогосульфидного типа // Известия вузов. Геология и разведка, 2015. №4. С. 30-34.
3. Surour A.A., Ahmed A.A., Harbi H.M. Yukonite-like alteration products (Ca–Fe arsenate and As-rich Fe-oxyhydroxide) formed by in situ weathering in granodiorite, Bi'r Tawilah gold prospect, Saudi Arabia // Eur. J. Mineral. 2013. V. 25. P. 61–70.

Условия образования кальциевого амфибола в апогнейсовых корундсодержащих метасоматитах Беломорского подвижного пояса

Акимова Е.Ю.[1,2], Кольцов А.Б.[2]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

[2] *Санкт-Петербургский государственный университет, e.akimova@spbu.ru*

Введение. В пределах Беломорского подвижного пояса известно множество мелких проявлений корундсодержащих пород. Проявления зачастую расположены на контакте контрастных по составу пород: кислых (гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы чупинской толщи) и основных (метагаббро, амфиболиты) (Терехов, Левицкий, 1991).

Выделяется два типа корундсодержащих пород в БПП (Терехов, Левицкий, 1991, Серебряков, 2004): апогнейсовый (корундсодержащие породы по крупнозернистым линзовидно-полосчатым кианит-гранат-биотитовым гнейсам) и апобазитовый (корундсодержащие породы по амфиболитам и амфиболовым сланцам, метаультрабазитам).

Большинство авторов поддерживает гипотезу метасоматического генезиса пород с корундом (Терехов, Левицкий, 1991, Серебряков, 2004 и т.д.). Предполагается, что корундсодержащие породы сформировались в результате высокотемпературного высокобарного (600–700ºС, 7–8 кбар) метасоматоза, который выражался в десиликации пород и привносом Mg и K (апобазитовый тип), либо Ca и Na (апогнейсовый тип) (Серебряков, 2004). Петрохимические данные для корундсодержащих пород апогнейсового типа (Серебряков, 2004) свидетельствуют также о выносе калия.

Согласно схеме минеральной зональности (Серебряков, 2004), в случае метасоматитов апогнейсового типа в первой зоне в кианит-гранат-биотитовых гнейсах исчезает кварц, появляется ставролит (кианит замещается ставролит-плагиоклазовыми симплектитами), во второй зоне возникает кальциевый амфибол, а в третьей – натрожедрит (ставролит замещается корунд-натрожедрит-плагиоклазовыми симплектитами) и корунд.

Между тем, признаков замещения какого-либо из минералов кальциевым амфиболом в шлифах не отмечается. Поэтому по петрографическим данным невозможно установить, какие минеральные реакции приводят к формированию амфиболсодержащих ассоциаций в корундсодержащих метасоматитах. Возможно также, что кальциевый амфибол – не новообразованный минерал, а уже существовавший в исходном субстрате, если метасоматическим процессом захватывались амфиболиты или амфиболовые гнейсы на контакте с кианит-гранат-биотитовыми гнейсами.

Методы. Один из эффективных методов для решения вопроса о происхождении кальциевого амфибола в апогнейсовых корундсодержащих метасоматитах – построение и анализ псевдосечений. Псевдосечение построено при помощи программного комплекса Perple_X (версия Perple_X 6.9.0) (Connolly, 2005) для заданного среднего химического состава мигматизированного кианит-гранат-биотитового гнейса (Мыскова и др., 2000). Использована термодинамическая база данных hp02ver.dat. Диаграмма рассчитана при T=650ºC, P=8 кбар (Серебряков, 2004) в условиях присутствия углекислотно-водного флюида с $X(CO_2)$=0.3. Выбраны модели твёрдых растворов (файл solution_model.dat): для моноклинного амфибола – Amph(DPW), для ромбического амфибола – o-Amph, для граната – Gt(HP), для ставролита – St(HP), для биотита – Bi(HGP), для полевого шпата – feldspar, для шпинели – Sp(HP), для ортопироксена – Opx(HP), для клинопироксена – Cpx(HP). Химические потенциалы SiO_2 и Na_2O были предварительно рассчитаны при помощи термодинамического калькулятора frendly.

Результаты. Как видно на полученной диаграмме $\mu(SiO_2)$-$\mu(Na_2O)$ для состава мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов (рис. 1), поле стабильности амфиболсодержащих ассоциаций (например, Pl+Bt+Grt+Cam+Crn) здесь довольно велико, т.е. сильная десиликация со значительным привносом Na_2O могла бы привести к появлению ассоциаций с амфиболом в гнейсах.

Отметим, что значительную часть диаграммы занимают поля ассоциации измененных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи (Pl+Bt+Grt+Ky, Pl+Bt+Grt+St), а также

поля ассоциаций, наблюдающихся в безамфиболовых корундсодержащих породах – Pl+Bt+Grt+Crn, Pl+Bt+St+Crn.

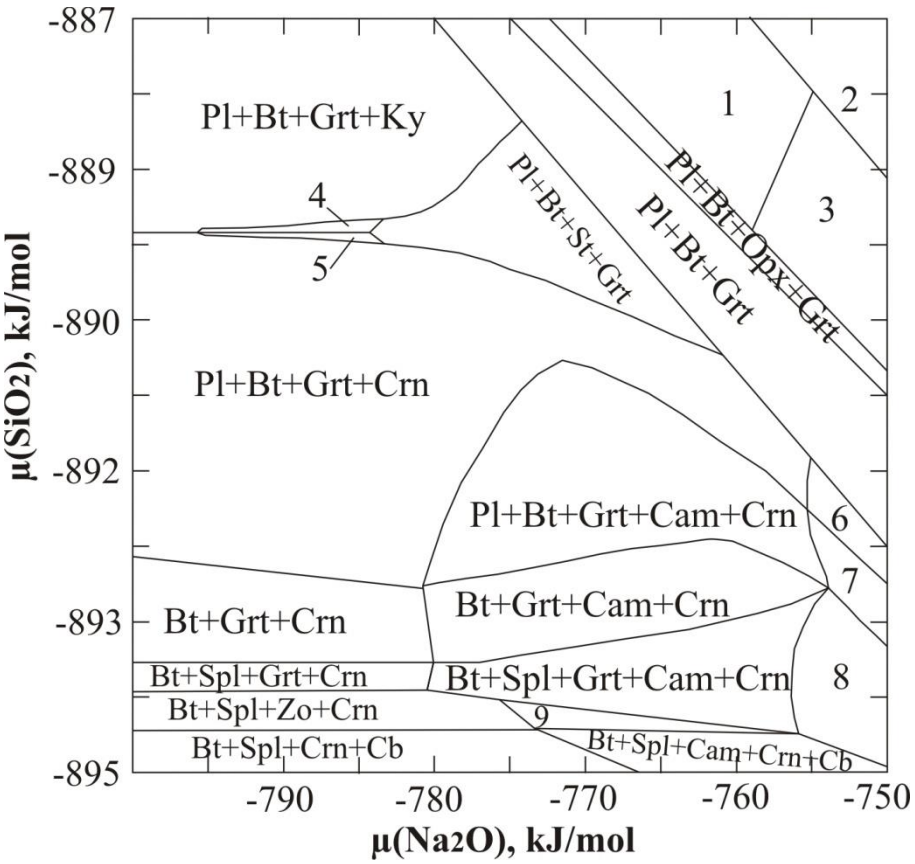


Рис. 1. μ(SiO_2)-μ(Na_2O) псевдосечение для мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи с минеральной ассоциацией Pl+Qz+Bt+Grt+Ky (поле гнейсов выделено серым цветом). Для учёта выноса количество K_2O было уменьшено в исходном составе до 0.9. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – Pl+Bt+Opx, 2 – Pl+Bt+Opx+Cam1+Cam2, 3 – Pl+Bt+Opx+Cam, 4 – Pl+Bt+St+Ky, 5 – Pl+Bt+St+Crn, 6 – Pl+Bt+Spl+Crn, 7 – Pl+Bt+Spl+Cam+Crn, 8 – Bt+Spl+Cam1+Cam2+Crn, 9 – Bt+Spl+Cam+Zo+Crn.

Привнос CaO при этом, вероятно, был ограничен, поскольку привел бы к исчезновению ассоциаций со ставролитом (рис. 2) и появлению основного плагиоклаза в корундсодержащих породах.

Обсуждение результатов и выводы. Анализ псевдосечений для кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи подтверждает, что при десиликации с привносом натрия могут сформироваться ассоциации амфиболсодержащих пород с корундом, особенно в случае мигматизированных разновидностей гнейсов. Вынос калия при этом способствует расширению поля амфиболсодержащих ассоциаций.

Хотя на псевдосечениях поля ставролита и роговой обманки пространственно разобщены, довольно часто в апогнейсовых корундсодержащих метасоматитах роговая обманка сосуществует со ставролитом. Это может объясняться тем, что ставролит и роговая обманка при метасоматозе формируется в разных зонах, и ассоциация Hbl+St в корундсодержащих породах неравновесна.

Следовательно, в моделируемых условиях редкие ассоциации Hbl+St, Hbl+Ky, отмечаемые в корундсодержащих породах разных проявлений (Серебряков, 2004), не могут сформироваться как парагенезис одной метасоматической зоны.

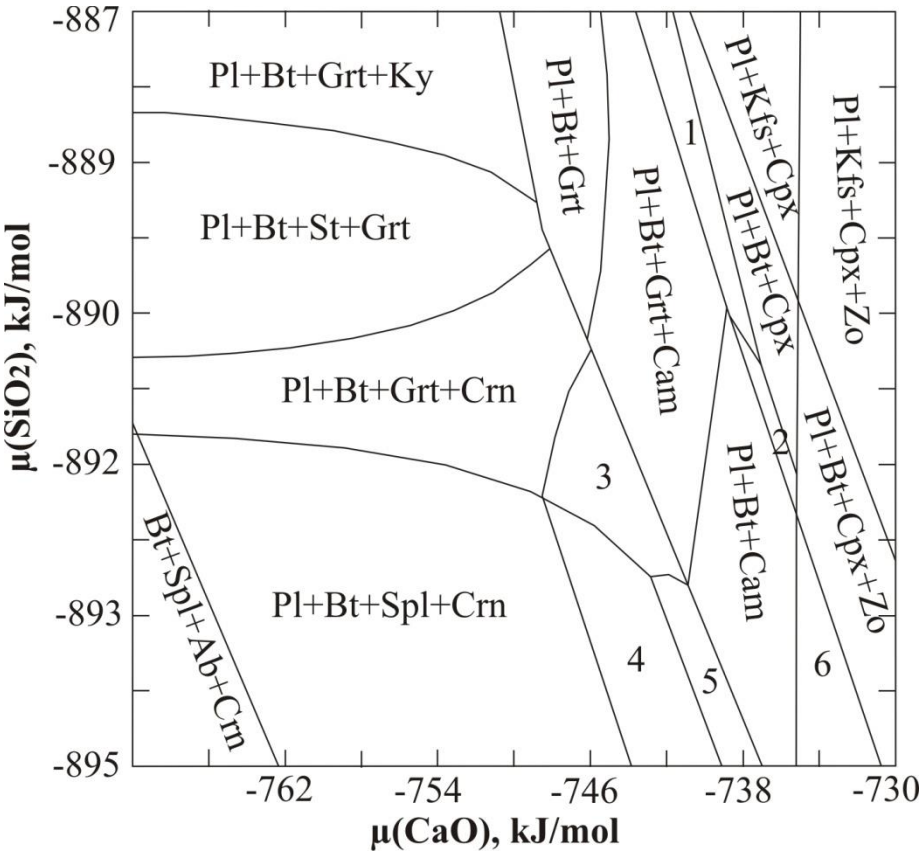


Рис. 2. μ(SiO_2)-μ(CaO) псевдосечение для мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи с минеральной ассоциацией Pl+Qz+Bt+Grt+Ky (поле гнейсов выделено серым цветом). Для учёта выноса количество K_2O было уменьшено в исходном составе до 0.9. Цифрами обозначены ассоциации: 1 – Pl+Bt+Grt+Cpx, 2 – Pl+Bt+Cpx+Cam, 3 – Pl+Bt+Grt+Cam+Crn, 4 – Pl+Bt+Spl+Cam+Crn, 5 – Pl+Bt+Cam1+Cam2+Crn, 6 – Pl+Bt+Cam1+Cam2+Zo.

Список литературы

1. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гнейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных //Литол. и полез, ископ. 2000. № 6. С. 653—664.
2. Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Автореферат кандидатской диссертации. М., 2004. 30 с.
3. 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.
4. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. P. 524–541.

Зональность плагиоклазов пироксенит-габбро-диоритового массива Кааламо как отражение процессов фракционирования и смешения магм

Анисимов Р.Л., Кириллова П.А., Галанкина О.Л., Балтыбаев Ш.К.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, romjulleoanis@mail.ru

Плагиоклаз [Na-Ca]($Al_nSi_mO_8$) – один из наиболее распространённых минералов-твердых растворов в магматических горных породах, который благодаря чуткой изменчивости состава в зависимости от внешних условий и состава магмы широко используется, например, для реконструкции РТХ-условий минералообразования. Одной из примечательных особенностей плагиоклаза является часто встречаемая в нем зональность, как простая – с монотонным понижением или повышением основности (уменьшением или ростом анортитовой молекулы), так и комбинированная – с неоднократными разнонаправленными изменениями содержания Na и Ca по мере роста кристалла. Смешанный тип зональности плагиоклаза выявлен в породах ряда изученных нами интрузий габброидов Северного Приладожья, что дает возможность установить некоторые особенности кристаллизации и постмагматической эволюции этих пород.

Объектом рассмотрения данного сообщения является одна из габброидных интрузий на территории Северного Домена Приладожья, где интрузии принято рассматривать в составе двух комплексов: кааламского и велимякского, что нашло отражение в современной монографии (Ладожская протерозойская структура…, 2020).

Кааламский клинопироксенит-габбронорит-диоритовый комплекс включает одноименный крупный (~80 км^2) массив Кааламо и ряд более мелких (Араминлампи, Ихаланваара, Сури-Суо, Кеккоселька, Винаоя, Кархонланмяки и др.) площадью до первых квадратных километров. В состав комплекса входят также гипабиссальные габбродиорит-тоналитовые интрузии участка Алатту-Пякюля (Ладожская протерозойская…, 2020).

Кааламский массив (КМ) в плане имеет форму овала 12.5х6.5 км северо-восточного простирания. Вмещают интрузию метатурбидиты и сланцы ладожской серии, а также амфиболиты сортавальской серии раннего протерозоя. Контакты массива с боковыми породами секущие, иногда субсогласные. Массив представляет собой дифференцированное клинопироксенит-габбронорит-диоритовое интрузивное тело, образовавшееся на раннеорогенном этапе становления свекофеннид, в несколько фаз интрузивной деятельности (Саранчина, 1949). Однако, некоторыми исследователями Кааламо интерпретируется как плутоническое тело, формирование которого происходило в орогенный период при одноактном внедрении магмы (Интрузивные базит-ультрабазитовые…, 1976).

В КМ выделяются три группы пород, соотносящиеся как интрузивные фазы гомодромной последовательности. К первой фазе относят верлиты, оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты и меланократовые габбро; вторая фаза представлена габброноритами, габбро, меланодиоритами; третья – диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами (Ладожская протерозойская…, 2020).

Для интрузии характерно присутствие многочисленных ксенолитов вмещающих пород. Ксенолиты имеют различные размеры и представлены слюдяными гнейсами и сланцами, амфиболовыми сланцами и органогенными карбонатами. Породы КМ метаморфизованы совместно с супракрустальным комплексом от верхов зеленосланцевой до амфиболитовой фаций (Саранчина, 1949).

Возраст кааламского комплекса определен по кварцевым диоритам массива Кааламо U-Pb методом по циркону как 1888±5 млн лет (Богачев и др., 1999), что в пределах ошибки совпадает с U–Pb возрастом штока Алатту – 1885±3 млн лет (Богачев и др., 1999).

В породах КМ можно выделить несколько генераций плагиоклаза.

– *Плагиоклаз №1 (An80-70). Самая ранняя генерация. Такие плагиоклазы отражают магматическую стадию развития пород. Встречаются как отдельные кристаллы, так и как центральные части, окруженные более кислым плагиоклазом.*

– *Плагиоклаз №2 (An55-50). Вторая генерация характеризуется появлением плагиоклаза среднего состава (поздняя магматическая стадия). Встречаются как самостоятельные зерна или как обрастания плагиоклазов первой генерации.*
– *Плагиоклаз №3 (около An30). Третья генерация, метаморфический плагиоклаз. Как правило встречаются в периферических частях зерен первых двух генераций.*

На рис. 1 показан оптически зональный кристалл плагиоклаза, где наблюдается большое анортитовое ядро, которое раскисляется с небольшой осциляторной (пилообразной) зональностью к краевым частям зерна. Можно предположить, что первым раскристаллизовался плагиоклаз An80. Далее содержание анортита падает до An60-50 и происходит зарождение нового плагиоклаза с осцилляторной зональностью.

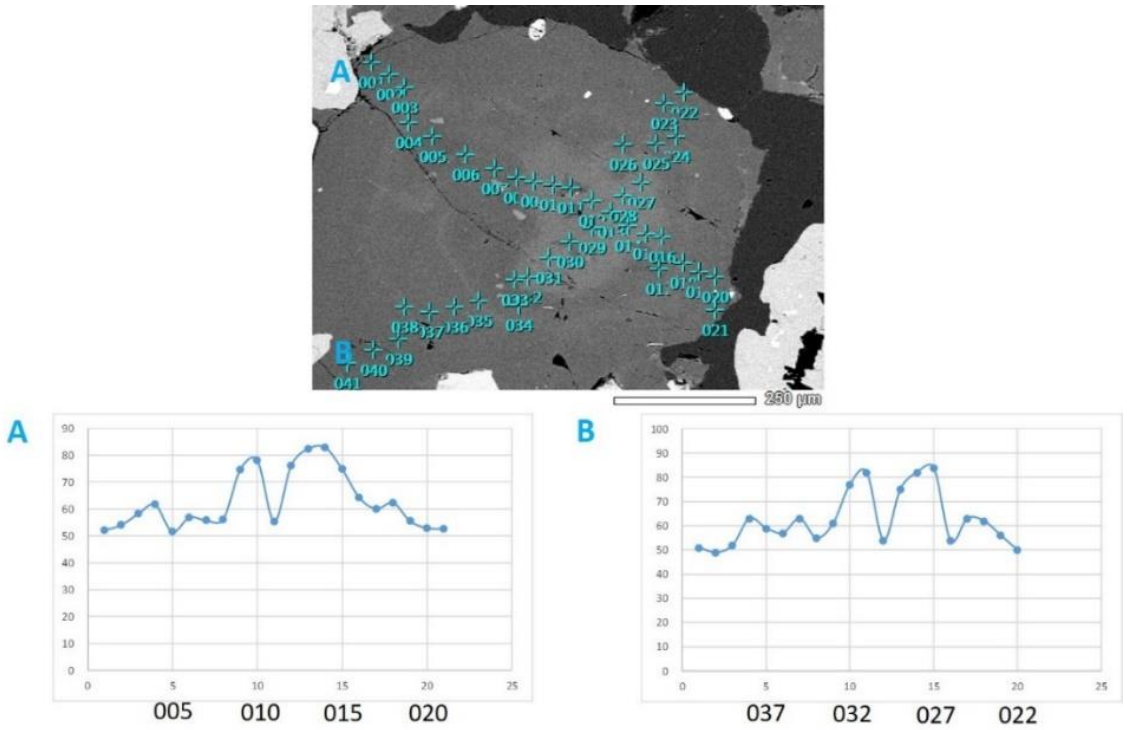


Рис.1. Кристалл плагиоклаза, изображение BSE и микрозондовые профили составов. Ядро – первая генерация плагиоклаза, краевые области – вторая генерация.

В некоторых зернах №50-60 плагиоклазов найдены антипертиты КПШ.

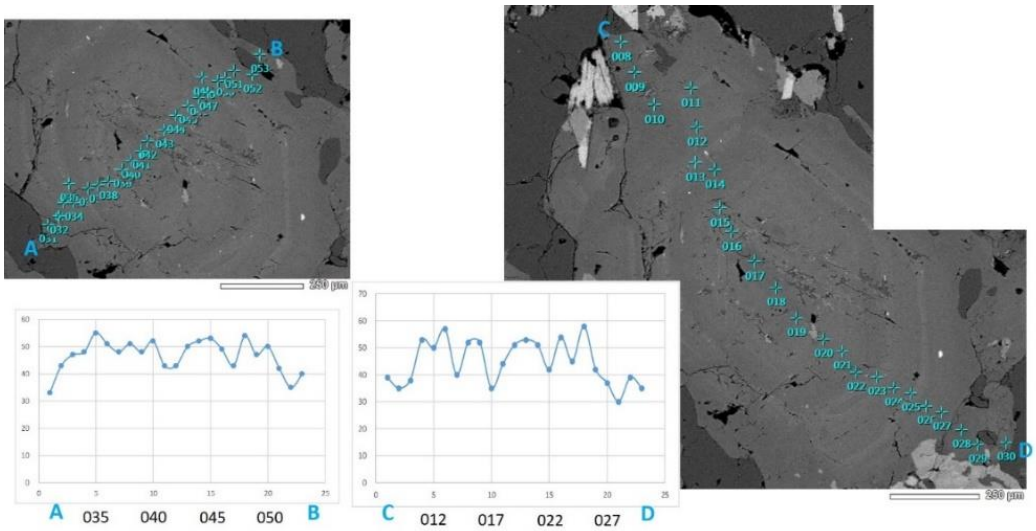


Рис. 2. Кристаллы плагиоклазов, изображения BSE и микрозондовые профили составов. Вторая генерация плагиоклаза.

Встречаются (рис. 2, 3) плагиоклазы, в которых наблюдается плавное снижение анортитовой компоненты к краям. При этом осциляторная зональность с амплитудами изменения анортитовой компоненты доходит до 9%. Отметим, что в сторону вторичных изменений прослеживаются скачки анортитовой компоненты (см. профиль C-D). Сама зона вторичных изменений характеризуется достаточно сильным раскислением плагиоклаза. Кислый плагиоклаз в сочетании со вторичными минералами (цоизит и эпидот), характеризуют процессы соссюритизации в этой части зерна.

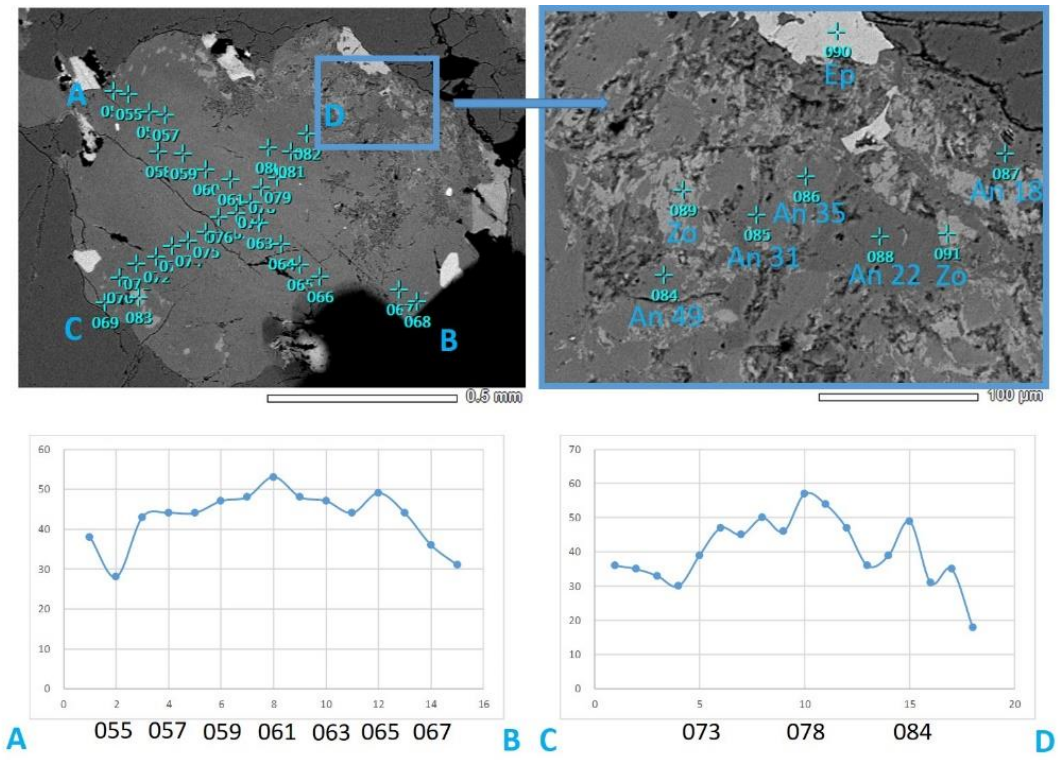


Рис. 3. Кристаллы плагиоклазов, изображения BSE и микрозондовые профили составов. Вторая и третья генерации плагиоклаза.

Осцилляторная зональность (ОЗ) – малопериодические изменения состава плагиоклаза. Амплитуда 2 – 15 %An, длина волны 10-100 нм. Количество колебаний, судя по литературным данным, варьирует от менее 10 до более 100. Часто накладываются на более масштабные, менее регулярные изменения состава. Колебания обычно происходят в группах, для которых амплитуда и длина волны остаются вполне согласованными. Отдельные группы колебаний могут быть разделены резкими нециклическими изменениями состава (Bottinga et al., 1966).

Наиболее убедительным объяснением образования тонкой регулярной ОЗ является теория диффузии-перенасыщения, предложенная Harloff (1927) еще в прошлом столетии. Согласно работе Bowen (1913), кристаллизующийся из расплава плагиоклаз обогащен Ca и Al и обеднен Na и Si относительно расплава (Bowen, 1913). Согласно схеме Harloff (1927), скорость роста плагиоклаза в начале цикла достаточно велика, чтобы уменьшить содержание Ca на границе кристалл-расплав, так что последующая кристаллизация приводит к уменьшению содержания An в плагиоклазе. Тем не менее, снижение содержания Ca также снижает степень перенасыщения относительно поверхности плагиоклаза и, следовательно, скорость роста уменьшается. На этом этапе диффузионный поток Ca к границе кристалла пополняет расплав и цикл повторяется (Harloff, 1927).

В более поздних работах ведущая роль в формировании ОЗ отводится Al. В работе Bottinga et al. (1966) приводятся фактические данные, подтверждающие данную гипотезу. Авторы отмечают, что если рост кристаллов контролируется диффузией, то на границе между магмой и растущим кристаллом должны наблюдаться градиенты концентраций элементов и

такие градиенты могут быть закалены в стекловатых магматических породах и приводят результаты микрозондового исследования океанического базальта, содержащего вкрапленники битовнита и стекловатую основную массу. В ходе исследования были найдены отклонения в концентрации Al, Si, Mg, Fe в стекле на границе с вкрапленниками плагиоклаза. Отсутствие градиента Na и Ca, вероятно, связано с их большей подвижностью по сравнению с Si и Al, а также с их значительно меньшим фракционированием между жидкостью и плагиоклазом по сравнению с Fe и Mg (Bottinga et al, 1966).

Haase et al. (1980) предлагают количественную модель роста плагиоклаза. Рост кристаллов описывается как задача Стефана, а движение частиц в расплаве – уравнением диффузии. В этой модели исследователи предлагают, что росту An благоприятствуют поверхности, обогащенные An, а росту Ab – обогащенные Ab. Этим объясняется резкие изменения составов (Haase et al.,1980).

Таким образом, согласно существующим представлениям ОЗ не связана с глобальными изменениями состава расплава, которые отражали бы, например, процессы смешения магм. Эти процессы, вероятно, отражают нециклические и более значительные скачки содержания An благодаря процессам на границе «кристалл-расплав», что наблюдается в плагиоклазах Кааламского массива. Однако монотонное изменение состава плагиоклаза, сочетающееся с резким переходом к определенному устойчиво-наблюдаемому повсеместно составу плагиоклаза (появление плагиоклаза 2-й генерации), скорее свидетельствует о смешении магм разного состава.

Выводы и заключение. Для пород КМ можно предположить следующую последовательность образования плагиоклазов.

1) Из первоначального состава магмы при понижении температуры ниже ликвидуса плагиоклаза выпал твердый раствор в виде Pl (An80). Далее, в результате, скорее всего, смешения составов двух магм (фракционированной и новой порции расплавов) происходит кристаллизация относительно более кислого плагиоклаза, доходящего до An52, с ОЗ. Таким образом возникают магматический плагиоклаз №1 с ядром An80, и №2 с ядром An50 (именно у них в краевых частях зерен, в районе An50-55, наблюдается чаще всего осцилляторная зональность).
2) Наиболее поздние плагиоклазы (до An30) наблюдаются при перекристаллизации магматических плагиоклазов и отражают стадии поздне- и постмагматических изменений и наложенного регионального метаморфизма.

Благодарности. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ 132-2019-0013) Минобрнауки России.

Список литературы

1. 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.
2. Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука. 1976. 165 с.
3. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2020. 435 с.
4. Саранчина Г.М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР. 1949. № 2. С. 57–80.
5. Bottinga Y., Kudo A., and Weill D. Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase // American Mineralogist. 1966. V. 51. P. 92-806.
6. Bowen N.L. The melting phenomena of the plagioclase feldspars // Am. Jour. Sci. 1913. 35. P. 577-599.
7. Haase C.S. et al. Oscillatory Zoning in Plagioclase Feldspar // Science. 1080. V.209. P. 272-274.
8. Harloff C. Zonal structure in plagioclases // Leidsche Geol. Mededeel. 1927. V.2. P. 99-114.

Геохимические особенности палеоархейских мафических гранулитов (метакоматиитов) Побужского комплекса Украинского щита и их сравнение с древними коматиитами других кратонов

Ахметова Н.А.[1], Егорова Ю.С.[2]

[1]*Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург*

[2]*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, axoxyx2014@gmail.com*

Геологическое положение мафических гранулитов. Побужский гранулитовый комплекс (ПГК) расположен в западной части Украинского щита на юге Днестровско-Бугской провинции (ДБП). 10% выходов гранулитового комплекса на современную поверхность составляют метаморфизованные мафиты, ультрамафиты и метаосадки. Мафические гранулиты, слагают небольшие линзы и дайки в гнейсоэндербитах, составляющих оставшиеся 90 % ПГК. Протолитом мафических гранулитов являлись вулканиты – коматииты, коматиитовые базальты и базальты.

Мафические гранулиты были изучены в карьере Одесский (48°13′ с. ш., 29°59′ в. д.), расположенном на правом берегу среднего течения р. Ю. Буг. Геологическая и общая характеристики состава мафических гранулитов базируются на результатах ранее проведенных исследований (Балтыбаев и др., 2014; Лобач-Жученко и др., 2014а).

В северной части карьера Одесский мафические гранулиты слагают небольшую тектоническую линзу, расположенную среди гнейсоэндербитов. Включения мафических гранулитов в гнейсоэндербитах имеются и в других частях карьера. При детальном изучении разрезов северной линзы в карьере Одесский в гранулитах были обнаружены прослои метаосадков, представленных мономинеральными кварцитами, гранатовыми, гранат-пироксеновыми и магнетит-пироксеновыми кварцитами и гнейсами (Лобач-Жученко и др.,2014б). Участие в строении разреза метаморфизованных осадков указывает на то, что вероятным протолитом мафических гранулитов были вулканические породы. Анализ U-Pb возраста циркона из мафических гранулитов, вмещающих гнейсоэндербитов и прослоев кварцитов установил ***палеоархейский*** возраст вулканогенно-осадочной толщи, фрагменты которой сохранились в Одесском карьере (Балтыбаев и др., 2014; Лобач-Жученко и др., 2019).

Геохимическая характеристика. Все архейские породы Побужского комплекса Украинского щита в разной степени метаморфизованы. Для петро- и геохимического изучения отбирались образцы пород без микро- и макроскопически видимых следов мигматизации, максимально однородные по своим текстурам и структурам. При последующем анализе учитывалось, что наиболее мобильны при метаморфических процессах крупноионные литофильные элементы Cs, Rb, K, Na, Ba, Sr и Eu^{2+}, а наименее подвижны Mg, Cr, Fe, Mn, Ni, Co, Y, Ti, Zr, Nb и РЗЭ (Sossi et al., 2016).

Мафические гранулиты по химическому составу отвечают базальтам, базальтовым коматиитам и коматиитам (табл. 1, рис. 1), метаморфизованным в условиях гранулитовой фации. В данном докладе приводятся результаты изучения геохимии метакоматиитов.

Метакоматииты ПГК содержат: MgO 17.3 – 23.3 мас. %, SiO_2 44 – 49 мас. %, TiO_2 <1 мас. % (0.34 – 1 мас. %), имеют нормальную щелочность ($Na_2O + K_2O$ < 2 мас. %). При этом они распадаются на 2 группы с MgO > 20 мас. % (гр. 1) и MgO < 20 мас. % (гр. 2) (табл. 1). Метакоматииты 2 гр также отличаются повышенным содержанием Al_2O_3, TiO_2, CaO, щелочей, P, REE, LILE, HFSE, при более низких – SiO_2, MgO, FeOt, Cr, Ni, ATM и имеют промежуточный состав между коматиитами и коматиитовыми базальтами (табл. 1-3, рис. 1). Эти различия выражаются в большей степени амфиболизации пород 2 гр. Вероятно, это связано с первичной неоднородностью (дифференциацией) внутри лавового потока, которая была подчеркнута в ходе метаморфизма.

Магнезиальность. В изученных фрагментах вулканогенно-осадочного комплекса отсутствуют высокомагнезиальные разности коматиитов с MgO > 25 мас. %, характерные для большинства архейских базальт-коматиитовых формаций мира (рис. 1). При этом коматииты Побужского комплекса от большинства из них отличаются повышенным содержанием FeOt (рис. 1), и соответственно, пониженными значениями индекса магнезиальности – #mg = 0.69–

0.78 против 0.75–0.87 в коматиитах мира (Sossi et al., 2016). Так как #mg определяется степенью плавления (F) источника коматиитов, можно предположить, что для побужских коматиитов она была ниже, чем для мировых аналогов (□25-40 % по Sossi et al., 2016).

По содержанию FeOt коматииты ПГК сходны с высокожелезистыми коматиитами Урагубской структуры и ЗКП Колмозеро-Воронья (Кольский п-в). На основе результатов экспериментов высокие концентрации FeO в коматиитах могут быть связаны с формированием их первичных расплавов в осевой части плюма при более высоких PT, чем в других архейских зеленокаменных поясах, либо с геохимической неоднородностью архейской верхней мантии (Вревский, 2018).

Таблица 1. Среднее содержание оксидов главных элементов в мафических гранулитах ПГК (Одесский карьер), отвечающих по составу метавулканитам коматиит-базальтовой серии.

порода		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	сум.
коматииты 1гр	n=5	48.44	0.40	6.85	13.05	0.22	22.17	5.72	0.45	0.13	0.09	97.53
коматииты 2гр	n=5	45.46	0.75	10.74	12.73	0.22	18.12	6.91	1.06	0.48	0.13	96.60
коматиитовые метабазальты	n=11	48.05	0.79	12.72	12.02	0.21	11.94	10.98	1.34	0.40	0.07	98.53
толеитовые метабазальты	n=6	49.79	1.36	13.31	12.45	0.20	7.85	9.37	1.83	0.37	0.18	96.70
высоко-Fe метабазальты	n=7	47.76	1.83	13.55	16.0	0.20	6.72	9.48	2.03	0.31	0.21	98.08

Таблица 2. Среднее содержание редких элементов в мафических гранулитах ПГК.

порода		Ni	Cr	Co	V	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Hf	Nb	Ta	Th	U
коматииты 1гр	n=5	724	1832	91	148	2.4	20	26	9	30	0.8	1.6	0.1	1.1	0.1
коматииты 2гр	n=5	291	1338	76	211	14	41	89	20	46	1.3	2.7	0.2	0.6	0.1
коматиитовые метабазальты	n=10	195	575	60	270	6	76	159	18	43	1.5	3.3	0.3	0.8	0.2
толеитовые метабазальты	n=2	63	244	44	242	6	250	408	18	60	1.8	10	0.8	0.7	0.2
высоко-Fe метабазальты	n=7	107	216	53	369	4	141	140	40	119	3	7	0.5	0.7	0.2

Таблица 3. Среднее содержание редкоземельных элементов в мафических гранулитах ПГК.

порода		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
коматииты 1гр	n=4	2.1	4.9	0.7	3.5	1.0	0.3	1.2	0.2	1.5	0.3	1.0	0.1	0.9	0.1
коматииты 2гр	n=4	4.9	11.8	1.8	8.0	2.3	0.7	3.1	0.6	3.6	0.8	2.2	0.4	2.1	0.3
коматиитовые метабазальты	n=8	6.3	15.9	2.3	10.4	2.9	0.8	3.3	0.6	3.7	0.7	2.1	0.3	1.9	0.3
толеитовые метабазальты	n=2	7.2	16.8	2.5	11.5	2.9	1.1	3.5	0.6	3.8	0.8	2.2	0.3	2.0	0.3
высоко-Fe метабазальты	n=5	8.1	21.2	3.4	16.8	5.1	1.5	6.0	1.0	6.9	1.5	4.5	0.7	4.2	0.7

Индекс АТМ (Al_2O_3/TiO_2). По отношению Al_2O_3/TiO_2, коматииты делят на: Al-обедненные (ADK), Al – не обедненные (AUK) и Al – обогащенные (AEK). Среди архейских коматиитов встречены только первые два типа. ADK имеют субхондритовый АТМ □ 10 и суперхондритовое отношение (Gd/Yb)n (пример: часть коматиитов ЗКП Барбертон и Зап. части кратона Пилбара) (рис. 1). Низкие концентрации Al и HREE в ADK объясняются плавлением источника при P – 8–13 кБар в присутствии граната, F □ 30% (Sossi et al., 2016). AUK отличает хондритовый АТМ □ 20 и нефракционированное отношение (Gd/Yb)n. Их состав объясняется плавлением источника при меньших давлениях в отсутствии граната (Sossi et al., 2016).

Коматииты ПГК относятся к Al- недеплетированному типу ((Al_2O_3/TiO_2) = 12–21; $CaO/Al_2O_3 < 1$) также, как и большинство коматиитов мира.

РЗЭ. Коматииты ПГК характеризуются фракционированным распределением РЗЭ: (La/Yb)n =1.2–1.9, (La/Sm)n = 1.1–1.4 (Gd/Yb)n = 1–1.4 и относятся к II гр (5кл) по (Jahn et al., 1982). Коматииты 2й гр при сходном характере распределения отличаются от 1гр более высокими концентрациями всех РЗЭ, сопоставимыми с таковыми в коматиитовых и толеитовых базальтах изученной серии (рис. 1, табл. 3). В спектрах многих образцов коматиитов как ПГК, так и других провинций мира выделяется слабая отрицательная Eu-аномалия, которая объясняется большей мобильностью Eu^{2+} в сравнении с другими РЗЭ при метаморфических процессах (Sossi et al., 2016; Вревский, 2018). Коматииты ПГК отличаются обогащением РЗЭ, особенно ЛРЗЭ, в сравнении со спектрами коматиитов большинства других провинций мира и близки к таковым ЗКП Барбертон (Юж. Африка), для которых предполагается обогащенный мантийный источник (Sossi et al., 2016).

На диаграмме Zr/Y – Nb/Y (Condie, 2005) коматииты ПГК, как и большинство архейских коматиитов лежат около состава PM с незначительным смещением в сторону EM2 (рис. 1), что свидетельствует об их плюмовом происхождении.

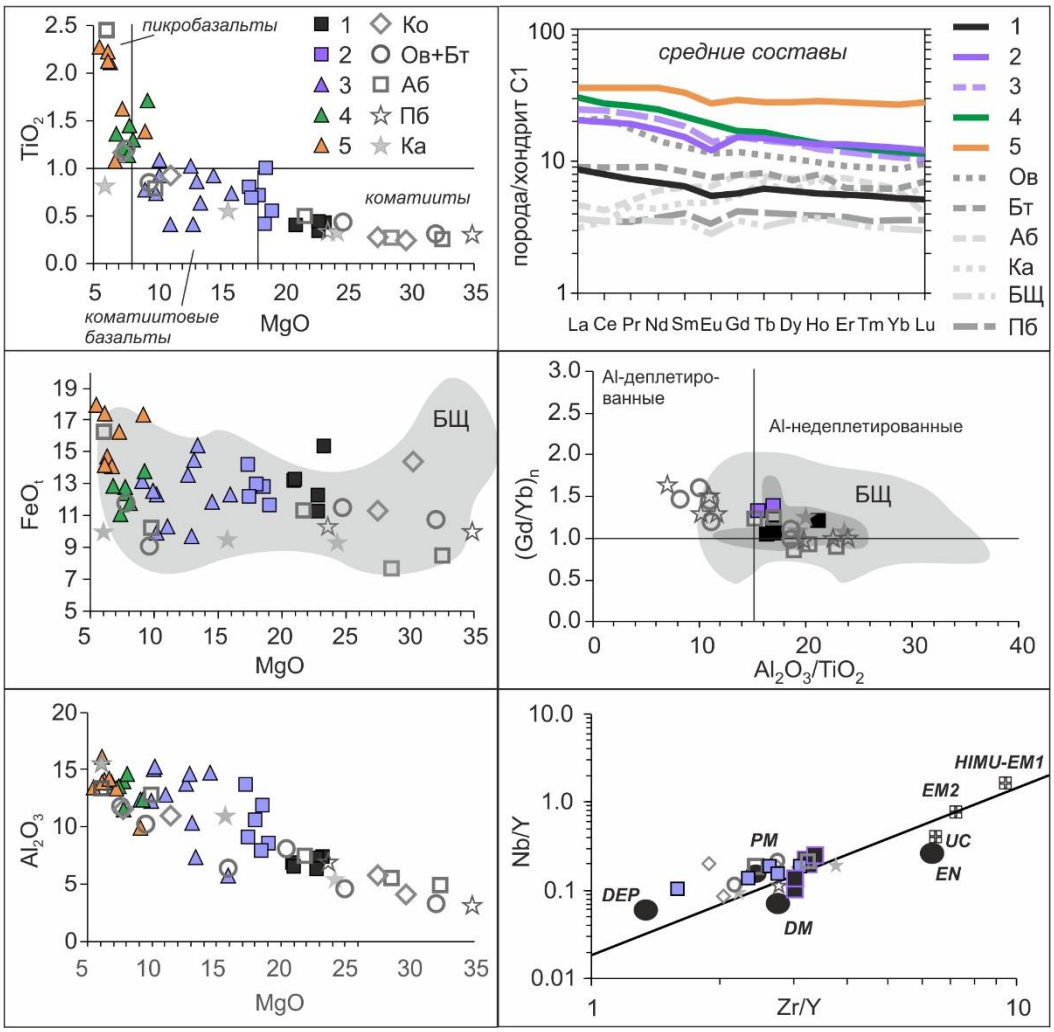


Рис. 1. Геохимические особенности мафических гранулитов ПГК (Одесский карьер) в сравнении с архейскими метавулканитами коматиит-базальтовой серии древних кратонов по данным (Ardnt et al., 2009; Condie, 2005; Hall, 1990; Леснов, 2010; Sossi et al., 2016; Вревский, 2018). Условные обозначения: 1–5 мафические гранулиты Одесского карьера: 1 – коматииты 1 гр., 2 – коматииты 2 гр., 3 – коматиитовые метабазальты, 4 – толеитовые метабазальты, 5 – Fe-метабазальты; Ук – архейские мафические гранулиты ПГК (данные Л.М. Степанюка); Юж. Африка: Ов – провинция Онвервахт (3.5 млрд лет) и Бт – провинция Барбертон (3.45 млрд лет); Австралия: Пб – кратон Пилбара (3.45 млрд лет) и Ка – провинция Камбалда, кратон Илгарн (2.7 млрд лет); Канада: Аб – Мунро Тауншип, пояс Абитиби (2.7 млрд лет); Балтийский щит (БЩ): Ко – Кольский п-в (2.79 млрд лет). На диаграмме Zr/Y–Nb/Y (Condie, 2005): DEP – глубинно деплетированная мантия, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия (“обогащенный компонент”), PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, EM1, EM2 – обогащенная мантия.

Список литературы

1. Балтыбаев Ш.К., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Богомолов Е.С. Возраст и метаморфизм кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита – древнейших вулканитов фундамента Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 33-44.
2. Вревский А.Б. Особенности проявления неоархейских плюмлитосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: I. состав и возраст коматиит-толеитовой ассоциации // Петрология. 2018. Т. 26. №2. С.116-129.
3. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Вревский А.Б. и др. Происхождение кристаллосланцев Поюужского гранулитового комплекса Украинского щита // Региональная геология и металлогения. 2014а. №.59. С. 15-27.
4. Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К. и др. Метаморфизованные осадочные породы Днестровско-Бугской серии палеоархея Украинского щита: состав, возраст, источники // Литология и полезные ископаемые. 2014б. №5. С. 1-18
5. Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Марин Ю.Б. и др. Палеоархейский U–PB (SIMS SHRIMP-II)-возраст мафических гранулитов Побужского комплекса Украинского щита // Доклады академии наук. 2019. Т.484. №3. С. 88-91.
6. Arndt N., Lesher C.M. & Barnes S.J. Brief descriptions of six classic komatiite occurrences Komatiite. In: Komatiite. 2008. P.16–52. doi:10.1017/cbo9780511535550.003
7. Condie, K. C. High field strength element ratios in Archean basalts*:* A window to evolving sources of mantle plumes*?* // Lithos. 2005. V. 79. P. 491-504.
8. Hall R.P., Hughes D.J. Early Precambrian basic magmatism. NY.: Chapman and Hall, 1990. 486 p.
9. Jahn B., Gruau G. & Glikson A.Y. Komatiites of the Onverwacht group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution // Contrib Mineral Petrol. 1982. V. 80. P. 25–40.
10. Lesnov F.P. Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and their Minerals. 2010. 560 p.
11. Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W., Nebel O., Hergt J.M., Campbell I.H., Davies, D.R. Petrogenesis and Geochemistry of Archean Komatiites // Journal of Petrology. 2016. V. 57(1). P. 147-184. doi:10.1093/petrology/egw004

Индикаторные свойства элементного состава водных растений семейства рясковые (Lemnaceae) на территории Российской Федерации

Барановская А.Ю., Барановская Н.В.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия, nata@tpu.ru

В настоящий момент одной из актуальных проблем геоэкологии и экогеохимии является поиск индикаторов состояния окружающей среды, отличающихся универсальностью, объективностью и высокой степенью встречаемости в различных природно-климатических районах. Особое внимание уделяется именно поиску биоиндикаторов, которые могут быть наиболее чувствительнее по отношению к ряду других объектов не живой природы, а также отражать степень влияния эколого-геохимических обстановок среды на живой организм. Поиск подобных индикаторов особенно необходим для урбанизированных территорий, которые могут отличаться высоким техногенный прессингом.

Ряска – водное растение, представляющие большой интерес как со стороны фундаментальных так и прикладных наук уже в течении 50-ти лет. Семейство рясковые имеют повсеместное распространение и отличаются простым морфологическим строением (Landolt, 1987). Рядом исследователей установлена высокая концентрационная способность макрофита по отношению к широкому спектру химических веществ, что позволяет применять растение для отчистки сточных вод (Favas et al., 2016; Sasmaz et al., 2016; Ekperusi et al., 2019). Данный макрофит отличается способностью реагировать на изменение эколого-геохимического состояния окружающей среды посредством изменения собственного элементного состава в широких интервалах значений. К важнейшим особенностям данного биондикатара относится повсеместная встречаемость, быстрый прирост биомассы, а также произрастание на контакте двух сред (вода и воздух) (Favas et al., 2016; 5. Ceschin S., et al., 2016;).

Цель: изучение индикаторных свойств элементного состава водных растений семейства рясковые (Lemnaceae) на территории урбанизированных районов Российской Федерации

Для изучения индикаторных свойств элементного состава ряски, было отобраны пробы рясковых, произраставших на территории 48-ми регионов Российской Федерации. Пробы отбирались во время вегетационного периода растения с 2013 по 2018 гг. Количественное определение 29 химических элементов в исследуемом макрофите осуществлялось методом инструментального нейтронно-активационного анализа на Томской исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т (аналитик с.н.с А.Ф. Судыко) и атомно-абсорбционной спектрометрии в лаборатории ядерно-геохимических методов исследования Отделения геологии Томского политехнического университета.

По результатам исследования определен средний элементный состав ряски на территории Российской Федерации, а также региональные особенности элементного состава макрофита на территории Томской области.

По результатам статистической обработки полученных аналитических данных, выявлено, что содержание всех исследуемых элементов в ряске отличаются неоднородностью распределения на исследуемой территории, что может говорить о высокой степени чувствительности данного растения к элементному составу окружающей среды, которая отличается частой сменой геохимической ситуации

Определена высокая взаимосвязь элементного состава ряски с местом ее произрастания. Выявлено, что наиболее широкий спектр элементов, концентрации которых превышают средние значения по России характерны для высоко урбанизированных территорий, характеризующиеся высокой антропогенной нагрузкой, в то время как влияние природного фактора определяется повышенными значениями одного или нескольких элементов в ряске.

В данной работе изучены индикаторные соотношения химических элементов в исследуемом растении. Так например наиболее высокие значения Th/U характерны для Волгограда, Магнитогорска, Санкт-Петербурга, Томска, Уровска и Красноярска (Рис. 1.). При этом элементный состав ряски большинства городов представлен ториевой природой.

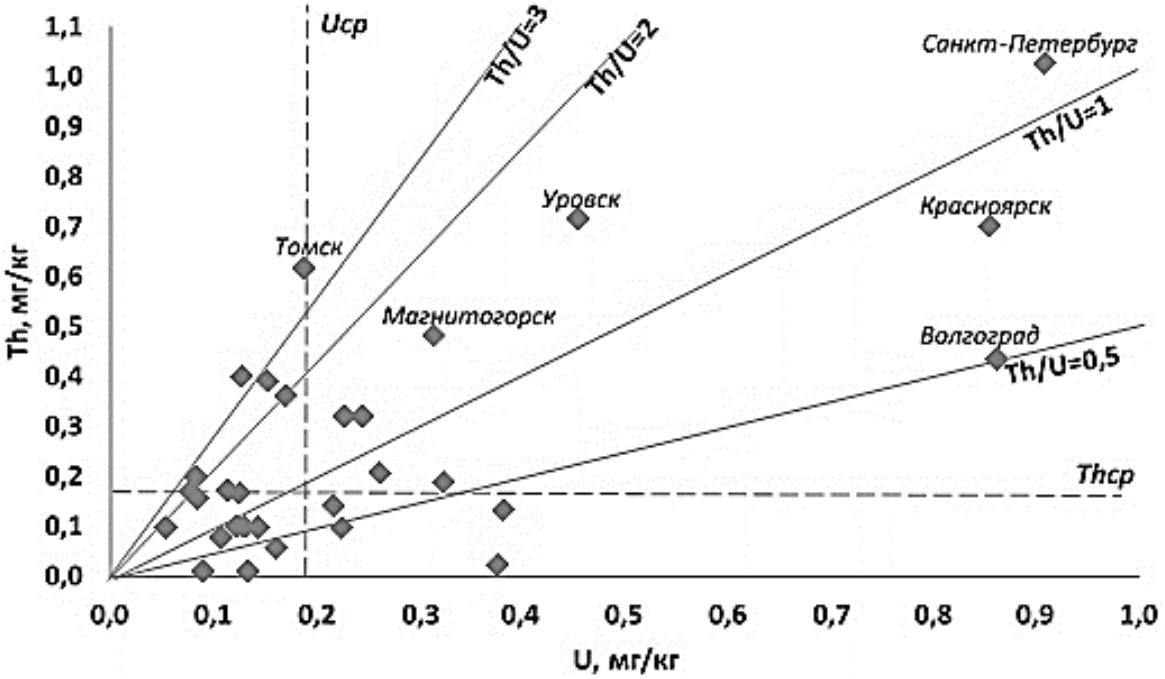


Рис. 1. Th/U в ряске на территории России

Относительно региональной специфики элементного состава ряски на территории Томского региона, стоит отметить, что особый интерес привлек Александровский район Томской области, который характеризуется повышенными содержаниями серебра, рубидия, золота и урана в ряске. Данный район расположен в северной части региона и имеет высокую нефтегазаностность. Южная часть, а именно Томский район характеризуется наиболее повышенным содержанием широкого спектра химических элементов в исследуемом растении, в том числе редкоземельных и радиоактивных.

По результатам данного исследования, были изучены особенности элементного состава ряски урбанизированных районов Российской Федерации. Показано, что состав растений семейства рясковых несет значительную информацию об особенностях эколого-геохимического состояния окружающей среды и может служить индикатором техногенной и природной составляющей воздействия на исследуемые объекты.

Список литературы

1. Landolt E., Kandeler R. Biosystematic investigations in the family of duckweeds (Lemnaceae), Vol. 4: the family of Lemnaceae – a monographic study, Vol. 2 (phytochemistry, physiology, application, bibliography) //Veroeffentlichungen des Geobotanischen Instituts der ETH, Stiftung Ruebel (Switzerland). – 1987;
2. Favas P. et al. Biogeochemistry of uranium in the soil-plant and water-plant systems in an old uranium mine //Science of the Total Environment. – 2016. – Т. 568. – С. 350-368;
3. Sasmaz M., Obek E., Sasmaz A. Bioaccumulation of uranium and thorium by *Lemna minor* and *Lemna gibba* in Pb-Zn-Ag tailing water //Bulletin of environmental contamination and toxicology. – 2016. – Т. 97. – №. 6. – С. 832-837;
4. Ekperusi A., Sikoki F., Nwachukwu E. Application of common duckweed (*Lemna minor*) in phytoremediation of chemicals in the environment: State and future perspective //Chemosphere. – 2019. – Т. 223. – С. 285-309;
5. Ceschin S., Crescenzi M., Iannelli M. Phytoremediation potential of the duckweeds *Lemna minuta* and *Lemna minor* to remove nutrients from treated waters //Environmental Science and Pollution Research. – 2020. – С. 1-9.

Проблемы современной гравиразведки в Северном Ледовитом океане: сравнительный анализ морских и аэросъёмок

Башев И.А.[1], Черных А.А.[1], Корнева М.С.[1]

[1] ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга» e-mail: Ignat_Bashev@mail.ru

Введение. Изучение гравитационного поля Земли в Арктике позволяет решать ряд важных задач фундаментальной науки и геологоразведки. Долгое время основным методом исследования поля силы тяжести в Северном Ледовитом океане (СЛО) являлись авиадесантные и набортные гравиметрические съёмки, имеющие определённые недостатки, по большей части, связанные с низким объёмом покрытия территорий. В последние десятилетия в России стало активно развиваться направление аэрогравиметрии. Ряд работ, проведённых над акваторией (Конешов и др, 2014; Могилевский и др., 2011), показывают высокую эффективность данного вида съёмок. Однако, для оценки перспектив дальнейшего использования метода необходимо проанализировать материалы, полученные в результате различных видов гравиметрических измерений.

Исходные материалы. В связи с низким покрытием акватории СЛО аэрогравиметрическими съёмками, выбор анализируемого материала был ограничен. В частности, из ФГБУ «Росгеолофонд» были получены материалы, новейших аэрогеофизических съёмок в Восточно-Сибирском море (Тарарухина и др., 2013-Ф; Миледин и др., 2014-Ф, Корчагин и др., 2015-Ф, Левин и др., 2017-Ф). Ранее данная область уже была исследована авиадесантными и набортными съёмками. В частности, в специалистами НИИГА проведены масштабные авиадесантные работы в Арктическом регионе (Литинский и др., 1965-Ф; Гапоненко и др., 1966-Ф), а специалистами ГУГК выполнены съёмки в рамках программы «Мировая Гравиметрическая Съемка» (Ласточкина и др., 1990-Ф; Курицын и др., 1993-Ф). Морская набортная гравиразведка осуществлялась, по большей части, на юге Восточно-Сибирского моря специалистами ОАО «ДМНГ» (Петровская и др., 2012). Так же следует упомянуть цифровую модель аномального гравитационного поля DTU15 (АГП), созданную в результате обработки спутниковых альтиметрических данных и покрывающую всю акваторию СЛО (Andersen et al., 2010, 2013, 2014). Подобная разнородность материалов на одной площади позволяет провести тщательный и глубокий анализ всех видов гравиметрических материалов.

Сравнительный анализ. В первую очередь, были собраны и подробно изучены основные характеристики вышеперечисленных съёмок (масштаб, точность, годы выполнения), указывающие на их качество. Эта информация первостепенна при анализе. Сопоставление результатов съёмок производилось как в пунктах наблюдения гравиметрических данных, так и на уровне цифровых моделей (ЦМ).

При первичном анализе, были построены графики АГП, полученные по данным морской набортной съемки (Петровская и др., 2012). В дальнейшем, результаты указанной съёмки были сопоставлены с аэроданными, данными ЦМ DTU15, а также с результатами авиадесантных работ. Были рассчитаны разности и среднеквадратичные отклонения (СКО) между аэро- и набортными данными, выполнена визуальная оценка всех графиков АГП.

По результатам первичного анализа выделено несколько основных особенностей:

- вдоль части профилей результаты набортной гравиразведки детальнее, чем аэрогравиметрические, авиадесантные и ЦМ DTU15;
- значения СКО между набортными и аэросъёмками варьирует в пределах 0.8-3 мГал, однако на отдельных участках наблюдаются значительные расхождения до 6 мГал;
- наблюдаются систематические расхождения графиков с существенным снижением амплитуды набортной гравиметрии.

Дальнейшее исследование проводилось с использованием увязанных маршрутных и точечных данных и итоговых ЦМ, созданных по результатам аэрогравиметрических и традиционных морских (набортных и авиадесантных) съёмок. В первую очередь была выполнена сравнительная оценка разных ЦМ АГП. Сравнение проводилось посредством

визуальной оценки изучения разностной ЦМ (Рис. 1), расчётом средних значений разности, СКО и построением гистограммы распределения значений данной ЦМ. Для её создания ЦМ по морским данным была пересчитана на высоту аэросъёмок (300 м).

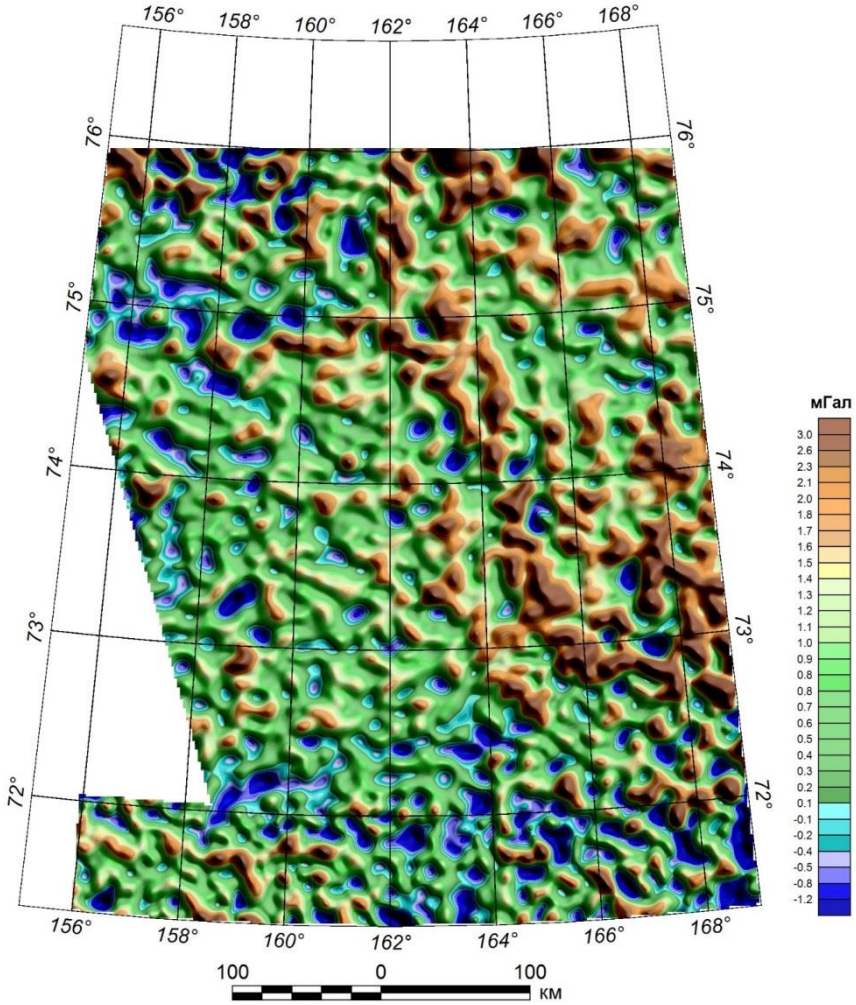


Рис. 1. ЦМ разности аэро- и морских гравиметрических съёмок на высоте 300 м.

Анализ гистограммы распределения значений разностной ЦМ показал, что на большей части исследуемой площади значения варьируют в пределах -0.88 до 2.32 мГал (~88 % от всех значений) при среднем значение разности около 0.89 мГал. Зоны наибольших расхождений наблюдаются в северной части площади (от -3.8 до 6 мГал) и в юго-восточной (от -3 до 8 мГал). Стоит отметить, что данные расхождения коррелируют с областями высокоамплитудных аномалий, которые, вероятно, так же оказывают влияние на сходимость результатов съёмок (Конешов и др., 2014). В результате, среднеквадратичная ошибка (СКО) разностных ЦМ по 829 475 точкам составила ±1.98 мГал.

Так же анализ был проведён по площади отдельных аэрогравиметрических съёмок. Для сопоставления были использованы ЦМ АГП с расчётом среднего расхождения и СКО отдельно для каждой съёмки. Результаты представлены в таблице 1.

Таблица 1.

Автор и год аэрогравиметрической съёмки	Масштаб съёмки	Количество точек наблюдения	СКО, мГал
Корчагин и др., 2015	1:500 000	92294	1.93
Левин и др., 2017	1:400 000	692905	1.54
Тарарухина Н.М., 2013	1:200 000	96433	1.46
Миледин и др., 2014	1:200 000	157276	1.79

Далее было проведено сопоставление ЦМ в точках наблюдения набортных гравиметрических съёмок. Для этого был сделан выбор в пользу профилей, максимально пересекающих области разномасштабных аэрогравиметрических работ. Методика анализа так же заключалась в расчёте разности и СКО между аэро- и морскими данными, пересчитанными на средний уровень аэросъёмок – 300 м. В качестве альтернативного вида данных была использована ЦМ АГП DTU15.

Демонстрируемые результаты на одном из профилей набортной съёмки (Рис. 2), пересекающем площади аэрогравиметрических съёмок масштаба 1:200 000, в целом, показывают высокую корреляцию данных. Однако, расхождения до 1.5 мГал наблюдаются на центральном участке профиля. В аэрогравиметрических данных так же, как и в набортных прослеживаются крупные (>7 км) аномалии поля силы тяжести, но с несколько повышенной амплитудой (выше на 0.5-0.7 мГал). Аномалии меньших размеров, в аэроданных, к сожалению, не фиксируются: при их наличии, они не подтверждаются морскими данными. Расчёты СКО так же показали высокую сходимость анализируемых данных ±0.54 мГал. Эта оценка не превышает погрешности аэрогравиметрических съёмок (±0.65-0.67 мГал). Максимальные значения расхождений не превышают 3.08 мГал.

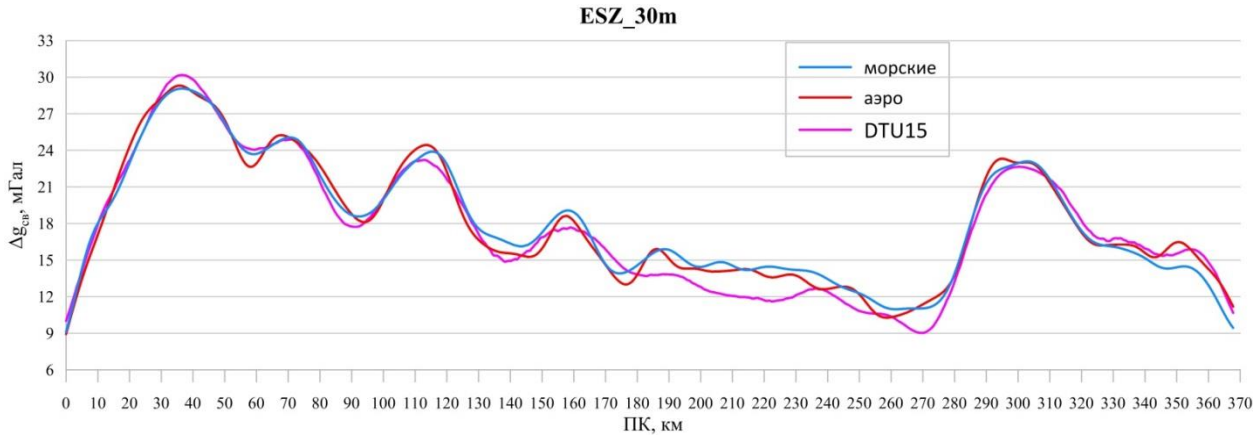


Рис. 2. Графики АГП в свободном воздухе по морским, аэро- и спутниковым данным вдоль профиля набортной съёмки ESZ_30m (Петровская и др., 2012).

В целом, на остальных профилях наблюдается схожая ситуация: СКО не превышает погрешности самих съёмок, а средние значения разности колеблются в пределах 0.26-2.16 мГал. Стоит отметить, что амплитуды крупных аномалий (>7 км) по данным аэрогравиметрических съёмок на большинстве профилей оказались выше, чем по данным морских на 1.2-2 мГал. Уже системной выглядит проблема детальности аэросъёмок.

Выводы. Всестороннее изучение ЦМ АГП по аэро- и морским данным, показало, что расхождения между ними невысоки (в среднем 1-2 мГал). На значительной площади исследования АГП слабо отличается как визуально, так и по результатам проведённого анализа, изменяясь в пределах от 0.2 до 2.2 мГал. Однако, в отдельных областях, расхождение полей может достигать 8 мГал. Этот факт связан, по большей части, с плотностью покрытия авиадесантными съёмками. В частности, межпрофильное расстояние аэрогеофизических съёмок варьирует в пределах от 2 до 5 км, а расстояние между точками наблюдения авиадесантных съёмок составляет ~15 км.

После детального изучения графиков АГП можно заключить, что аэросъёмка имеет высокую сходимость с морскими съёмками. Однако, как уже отмечено выше, минимальный размер аномалий в ЦМ АГП по аэроданным, подтверждаемый данными морской съёмки по маршрутам составляет ~5-7 км. Аномалии с меньшим размером, скорее всего, не имеют геологической природы. В то же время, профили набортной съёмки имеют существенно меньшую плотность сети (межпрофильное расстояние ~40 км) в сравнении с аэрогравимертрической съёмкой (2-4 км).

В итоге, авторами был сделан предварительный вывод, что аэроданные хорошо подходят в качестве исходных данных для создания региональных цифровых моделей масштаба 1:1 000 000 и 1:500 000 за счёт плотности и регулярности сети наблюдений, однако при создании более детальных геофизических основ существует вероятность потери полезной информации о структуре поля или получение ложных аномалий, не имеющих геологической природы. Тем не менее, для окончательного вывода требуется накопление статистики по результатам сравнения морских и аэроданных в СЛО, что на данный момент затруднено ограниченным количеством самих материалов.

Список литературы

1. Гапоненко Г.И., Витязев А.П., Донец Е.Г., и др. Отчет Полярной геофизической экспедиции за 1966. Л., НИИГА, 1966
2. Конешов В.Н., Дробышев Н.В., Железняк Л.К., Михайлов П.А., Макушин А.В., Непоклонов В.Б., Погорелов В.В., Соловьев В.Н., Спесивцев А.А., Дробышев М.Н., Вязьмин В.С, Аэрогравиметрическая съёмка в Арктике, ИФЗ РАН, Москва, Россия, 2014
3. Корчагин О.А., Атаков А.И., Черников К.С. и др. Отчет по Гос.контракту № 01/18/82-8 от 21.08.14 г. Москва, АО "Росгео", 2016
4. Курицын Г.В., Гапоненко Г.И. и др. Государственные гравиметрические карты масштаба 1:1 000 000 листы R-1,2; S-57,58; S-59,60 // г. Ломоносов, ПМГРЭ, 1993 г.
5. Ласточкина Н.Н. и др. Государственные гравиметрические карты масштаба 1:1 000 000 листы R-59,60; T-53,54; T-55,56 // г. Ломоносов, МГРЭ, 1990 г.
6. Левин Ф.Д., Иванова М.А., Миледина И.О и др. Комплексная аэрогравимагнитная съемка на участке недр "Восточно-Сибирский-1" // Москва, АО "ГНПП Аэрогеофизика" , 2017
7. Литинский В.А., Левин Д.В., Малявкин А.М., Шимараев В.Н. Гравиметрическая и магнитометрическая съемки западной части Восточно-Сибирского моря и Новосибирских островов // Л-д, 1965 г., Фонды «ВНИИОкеангеология».
8. Могилевский В.Е., Контарович О.Р., Аэрогравиметрия – инновационная технология в геофизике // Разведка и охрана недр, с. 10, 2011
9. Миледин А.К., Агеев С.Н., Буш В.А. и др. Комплексная аэрогеофизическая (аэромагнитная, аэрогравиметрическая) съёмка масштаба 1:200 000 Чукотской площади // Москва, ЗАО “ГНПП «Аэрогеофизика»”, 2014
10. Петровская Н.А., Грецкая Е.В., Зайцев В.А. Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов в Восточно-Сибирском море // Южно-Сахалинск, 2012 г., ОАО "Дальморнефтегеофизика"
11. Тарарухина Н.М., Миледин А.К., Буш В.А. и др. Комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1:200 000 Северо-Восточной площади // Москва, ЗАО “ГНПП «Аэрогеофизика»”, 2013
12. Andersen, O.B., Knudsen, P., Kenyon, S., and Holmes S. Global and Arctic Marine Gravity Field From Recent Satellite Altimetry (DTU13) // Extended Abstract, 76th EAGE Conference Extended Abstracts, 2014

Петрохимические критерии появления ставролитсодержащих минеральных парагенезисов при умеренно-низкобарическом среднетемпературном метаморфизме метапелитов (на примере метаморфического комплекса Северного Приладожья)

Борисова Е.Б.[1,2], Балтыбаев Ш.К.[1,2]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, jenyaborisova98@gmail.com*

[2] *Санкт-Петербургский государственный университет*

Железо-магнезиальный ставролит $(Fe^{2+},Mg,Zn)_2Al_2[(Si,Al)O_4]_4O_4[OH]_2$ является типичным метаморфическим «индекс-минералом» высокоглиноземистых пород, в частности пелитов, и имеет ограниченное PT-поле устойчивости в среднетемпературных метаморфических комплексах, благодаря чему он стал применяться при геологическом картировании метаморфических зон с конца XIX века (для выделения т.н. «ставролитовой зоны метаморфизма» по Barrow, 1893).

Природные данные (Кориковский, 1979; Ballèvre et al., 1989; Chopin et al., 2003 и др.), а также экспериментальные калибровки (Comodi et al., 2002 и др.) дают информацию о стабильности ставролитсодержащих парагенезисов в интервале давлений (P) от 1-2 до ~32 кбар и температур (T) от 450 до ~700°C. При этом температурная область устойчивости ставролита и его парагенезисов наиболее широкая в интервале P от 3 до 8 кбар, а при повышении P ≥ 10-11 кбар она быстро сужается, и ее состав сдвигается в сторону более магнезиального члена этого твердого раствора.

Изученные нами ставролитсодержащие породы широко распространены в Северном Приладожье (юго-восточное окончание Свекофеннского орогенного пояса), где они представляют части разреза раннепротерозойских метаосадков ладожской серии. В этом районе описана региональная метаморфическая зональность с северо-востока на юго-запад со сменой минеральных парагенезисов: андалузитовых, силлиманит-мусковитовых, силлиманит-калишпатовых, кордиерит-калишпатовых − и до высокотемпературных гранат-кордиерит-калишпатовых (Балтыбаев и др., 2000). При этом “ставролитовая зона” соответствовала метаморфическим минеральным парагенезисам от силлиманит-мусковитовых до кордиерит-калишпатовых. Наблюдения показали, что появление ставролитовых парагенезисов в вышеуказанной зональности определяется не только изменением T и P, но и вариациями состава протолита. Для решения вопроса влияния химического состава протолита на метаморфический минеральный парагенезис при одних и тех же P и T были отобраны образцы метапелитов различного состава из среднетемпературной зоны Северного Приладожья и предпринята попытка определить некие соотношения главных породообразующих химических компонентов в породах (“петрохимических модулей”), ориентируясь на которые можно было бы прогнозировать присутствие или отсутствие ставролита в метаморфической породе.

Химические составы пород ладожской серии характеризуют осадочную природу протолита, при этом соотношения содержаний петрогенных элементов иные, в отличие от магматических пород. При SiO_2 57–76 мас. % породы ладожской серии имеют повышенные содержания Fe_2O_3общ (8.37–2.42 мас. %), MgO (3.41–1.21 мас. %), TiO_2 (1.14–0.30 мас. %), пониженные CaO (2.38–0.51 мас. %) и Na_2O (4.29–1.44 мас. %) и характеризуются преобладанием MgO над CaO (MgO/CaO=1–4) (Ладожская протерозойская…, 2020). Выборка из 34 химических составов образцов пород ладожской серии была нанесена на классификационную диаграмму Н.П. Семененко (Ефремова, Стафеев, 1985), применяемую для установления первичной природы и химической классификации метаморфических пород (рис. 1). Координатами являются петрохимические коэффициенты, выраженные в процентном молекулярном содержании (сумма A+C+FM пересчитана на 100%):

- Глиноземистости $A=100*Al_2O_3/(Al_2O_3+MgO+CaO+2Fe_2O_3+2FeO)$
- Известковистости $C=100*CaO/(Al_2O_3+MgO+CaO+2Fe_2O_3+2FeO)$
- Ферромагнезиальности $FM=100*(MgO+Fe_2O_3+FeO)/(Al_2O_3+MgO+CaO+2Fe_2O_3+2FeO)$

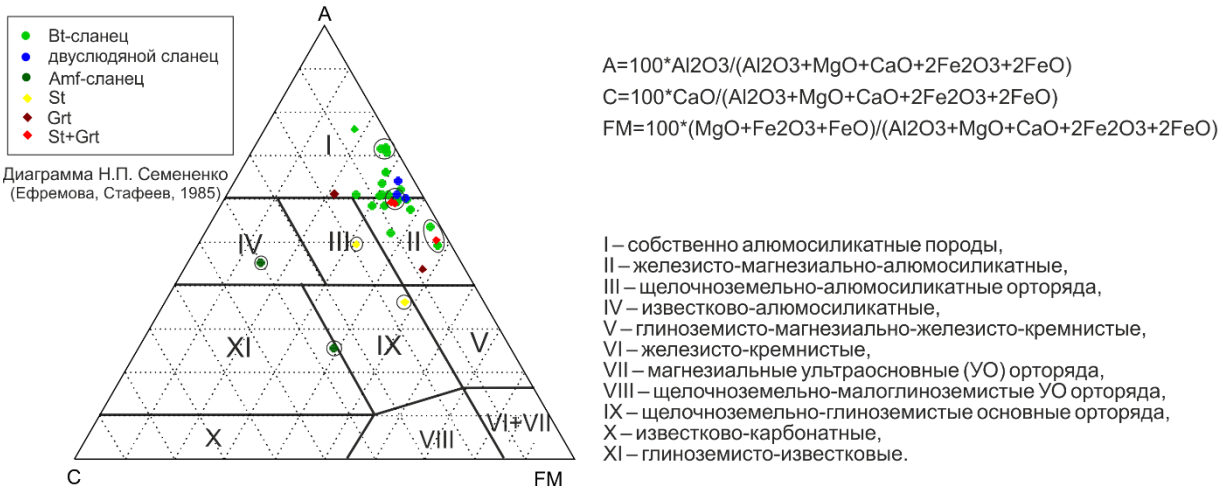


Рис. 1. Классификационная диаграмма Н.П. Семененко (Ефремова, Стафеев, 1985) для метаморфических пород с нанесенными составами пород ладожской серии. Минеральный состав показан разными символами и цветами

Большинство образцов относится к собственно алюмосиликатным и железисто-магнезиально-алюмосиликатным породам, при этом концентрируясь на границе этих двух полей. 4 образца заметно выбиваются из общего распределения (более известковые и магнезиально-железистые) – это амфиболовые и ставролитовые сланцы. В случае с амфиболовыми сланцами скорее всего протолит содержал большее количество вулканогенного материала (обогащены CaO, FeOt, MgO). Примечательно, что ставролитовый сланец имеет сильно пониженное содержание SiO2 – 49.84 мас. %, при Al2O3 – 16.68 мас. %, а также сильно повышенные значения FeOt – 17.22 мас. % и MgO – 4.81 мас. %.

Были выделены средние составы для каждого поля, а также дополнительный состав для образцов, попадающих в пограничную область I и II полей. В итоге получено 7 составов, отражающих разновидность пород ладожской серии, для каждого из которых рассчитаны различные петрохимические модули с пересчетом на атомные количества (табл. 1).

В минералогическом плане разновидности пород ладожской серии представлены биотитовыми (Bt), двуслюдяными (Bt-Ms), а также порфиробластовыми Grt-содержащими, St-содержащими, Grt-St-содержащими и амфиболовыми (Amf) сланцами (рис. 2).

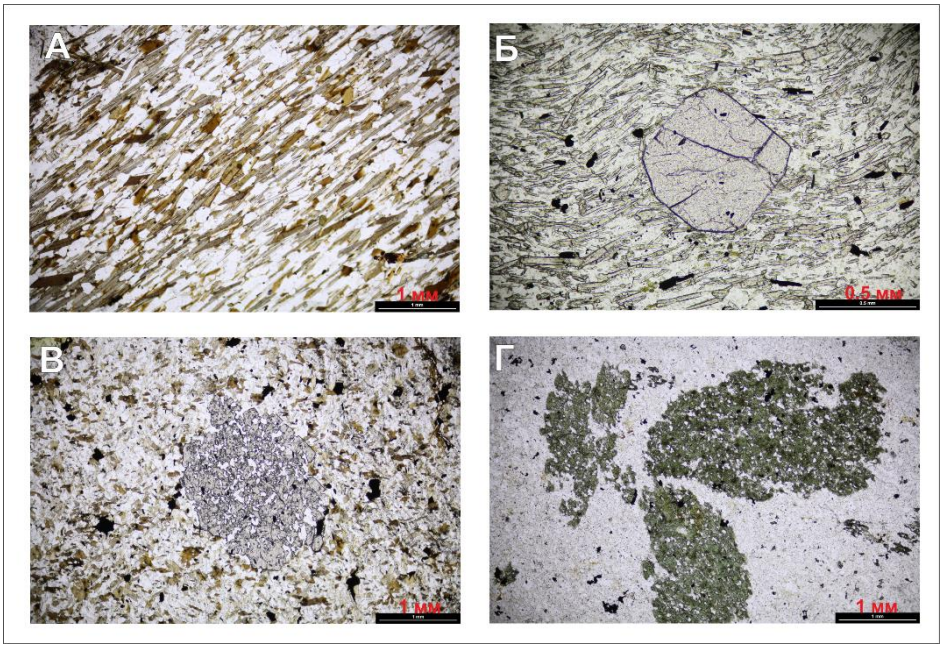


Рис. 2. Петрографические шлифы некоторых разновидностей пород ладожской серии в проходящем свете: А – Bt сланец, Б – Grt-Bt сланец, В – St-Bt сланец, Г – Amf сланец

Таблица 1. Средние составы разновидностей пород ладожской серии и их петрохимические модули.

Средние химические составы и петрохимические модули пород ладожской серии							
	I	**м/у I и II**	**II**	**III**	**IV**	**IX**	**XI**
кол-во образцов	3	3	3	1	1	1	1
минералогия	Bt	Bt/Bt+Ms	Bt/St+Grt	St	Amf	St	Amf
SiO2	61.82	61.70	63.51	61.11	71.91	49.84	49.93
TiO2	0.50	0.85	1.05	0.95	0.50	2.07	1.25
Al2O3	21.91	18.29	14.73	17.22	13.65	16.68	14.26
FeO	5.41	6.85	8.65	7.39	2.88	15.49	13.02
Fe2O3	0.60	0.76	0.96	0.82	0.32	1.73	1.45
Fe2O3t	6.02	7.61	9.61	8.21	3.20	17.22	14.47
MnO	0.06	0.11	0.06	0.04	0.13	0.06	0.22
MgO	2.10	2.81	3.65	2.72	1.10	4.81	6.90
CaO	0.54	1.40	0.48	4.35	7.34	4.00	8.37
Na2O	1.66	2.34	1.41	1.40	0.96	0.44	3.66
K2O	5.40	3.82	3.07	2.51	0.37	3.42	0.34
P2O5	0.00	0.14	0.09	0.06	0.12	0.10	0.12
Al/Si	0.63	0.52	0.41	0.50	0.34	0.59	0.50
Fe/(Fe+Mg)	0.59	0.58	0.57	0.60	0.59	0.64	0.51
(Mg+Fe)/Si	0.13	0.17	0.21	0.18	0.06	0.43	0.45
K/(K+Na)	0.68	0.52	0.59	0.54	0.20	0.84	0.06
(Ca+Na)/K	0.51	1.08	0.76	1.58	12.16	0.69	27.06
Al/(Ca+K+Na)	0.81	0.66	0.81	0.64	0.53	0.69	0.34

Рассчитанные величины ключевых отношений породообразующих элементов позволяют сделать ряд заключений:

1) Благоприятным для появления ставролита является состав протолита с индексом глиноземистости Al/Si=0.50-0.59 и выше, повышенной железистости: Fe/(Fe+Mg)=0.60-0.64, а также повышенным содержанием Ca относительно других щелочей (Na, K) (Ca+Na)/K=0.69-1.58.

2) При более низком содержании Al_2O_3 и соответственно более низком индексе глиноземистости Al/Si=0.34-0.50 и сильно повышенной известковистости (Ca+Na)/K=12.16-27.06 (при очень низком K_2O) развиваются амфиболовые сланцы. Для таких пород предполагается протолит, богатый вулканогенным материалом. Отметим, что по эмпирическим наблюдениям, в таких породах может появиться ставролит при очень высокой их магнезиальности.

Таким образом, несмотря на вполне определенный узкий PT-интервал (450-700°C, 3-8 кбар) существования железо-магнезиального ставролита, повышенные значения модулей глиноземистости (Al/Si), железистости (Fe/(Fe+Mg)) и известковистости (Ca/(Na+K)) относительно средних составов метапелитов играют ведущую роль в появлении ставролита в среднетемпературных метапелитовых минеральных парагенезисах.

Благодарности. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ 132-2019-0013) Минобрнауки России.

Список литературы

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 198 с.
2. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.
3. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
4. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
5. 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.
6. 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.

7. 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.
8. 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.

Поведение цеолитов вайракита и филлипсита при высоких P-T параметрах, соответствующих холодной субдукции литосферных плит

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

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр. Коптюга 3, 630090, Новосибирск, Россия, borodinauo@igm.nsc.ru

[2] Институт физики им. Л.В. Киренского СО РАН – Обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО РАН, Академгородок 50, стр. 38, 660036, Красноярск, Россия

In-situ-методом КР спектроскопии исследовано поведение цеолитов вайракита и филлипсита при *P-T* условиях «холодной» субдукции плит, что соответствует началу погружения океанической плиты или дну океана вблизи геотермальных источников. Филлипсит, сжатый в водной среде, сначала не испытывает полиморфных превращений, а при дальнейшем повышении *P-T* параметров аморфизуется (при T>400 °C, P>2 ГПа) и частично растворяется в водной среде. Вайракит, сжатый в водной среде, при увеличении *P-T* параметров не испытывает полиморфных превращений до температуры T=250 °C и давления P=0.4 ГПа. При 300-450 °C и P>0.4 ГПа спектр КР почти исчезает, что вызвано аморфизацией вайракита. При этом цеолит вайракит частично растворяется, и другой цеолит филлипсит вырастает из флюида при 450 °C и P=1 ГПа. Наблюдаемое образование филлипсита из вайракита может объяснить широкую распространенность этого минерала в морских осадках. Показана большая *P-T* устойчивость филлипсита по сравнению с вайракитом.

Введение. Изучение *in situ*-методом поведения минералов при одновременно высоких *P-T*-параметрах представляется важным для моделирования процессов минеральных превращений в зонах субдукции литосферных плит. Особый интерес представляют минеральные процессы в водной среде в областях «холодной» субдукции, что соответствует началу погружения океанической плиты или дну океана вблизи геотермальных источников (Pawley et al., 2011; Schmidt, Poli, 2014; Rupke, 2004). Цеолиты вайракит $Ca[Al_2Si_4O_{12}]\cdot 2H_2O$ и филлипсит $Ca_3[Al_6Si_{10}O_{32}]\cdot 12H_2O$ – возможные участники такого погружения (Ращенко и др., 2012).

Целью работы было *in situ*-исследование методом КР возможных незакаливаемых фаз вайракита и филлипсита и продуктов их разложения при одновременно высоких *P-T* водной среды (до P=3 ГПа и T=450 °C). Причем, вайракит при росте *P-T*, как предполагалось согласно фазовой диаграмме, полученной ex-situ–методами, может разлагаться на лавсонит и кварц (Ращенко и др., 2012).

Методика. Были исследованы образцы вайракита $Ca[Al_2Si_4O_{12}]\cdot 2H_2O$ (Таупо, Новая Зеландия) и филлипсита (Капо ди Бове, Италия). Высокие давления и температуры создавались резистивно нагреваемом аппаратом с алмазными наковальнями HT-DAC (Diacell μScope, EasyLab). Спектры КР возбуждались излучением Ar-лазера (514.5 нм) и регистрировались спектрометром T64000 (Horiba Jobin Yvon) с разрешением 2 $см^{-1}$.

КР-спектры исходных образцов вайракита и филлипсита, записанные на воздухе, представлены на рис. 1.

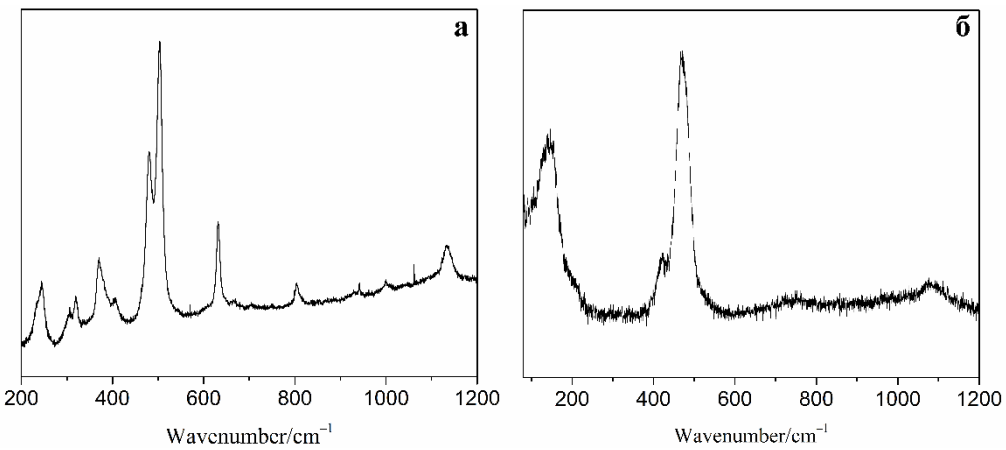


Рис. 1. КР-спектры исходных образцов вайракита (а) и филлипсита (б) при атмосферных условиях.

Результаты и обсуждение. Спектры КР вайракита, записанные при различных *P-T*-условиях, представлены на рис. 2. Вайракит, сжатый в водной среде, при увеличении *P-T* параметров не испытывает полиморфных превращений до температуры *T*=250 °C и давления *P*=0.4 ГПа. При 300-450 °C и *P*=1 ГПа спектр КР кристаллического вайракита почти исчезает, появляется слабое гало в области ~400-600 см$^{-1}$, что свидетельствует об аморфизации, которая оказалась частично обратимой.

Кристаллы вайракита $Ca_3[Al_6Si_{12}O_{36}]\cdot 6H_2O$ частично растворялись (с уменьшением блоков на 20-40 % за 4 часа при 450 °C), затем из флюида вырастали кристаллы другого цеолита филлипсита $Ca_3[Al_6Si_{10}O_{32}]\cdot 12H_2O$ (рис. 1а). Его спектр почти совпадает со спектром Ca-филлипсита (Сасбак на Рейне, Германия), использованного для идентификации минерала. Наблюденное нами образование филлипсита в системе вайракит-вода, хотя и является неожиданным (т.к. ожидалось появление лавсонита), согласуется с данными по тралению океанического дна, где были обнаружены цеолиты филлипсит (Ca-Na-форма) и анальцим (Na-форма). Филлипсит кристаллизовался в области верхней барической границы устойчивости вайракита, что скорее связано с быстрой кинетикой этого перехода. Вероятно, что реакция разложения вайракита на лавсонит и кварц не наблюдалась по причине ее низкой кинетической способности.

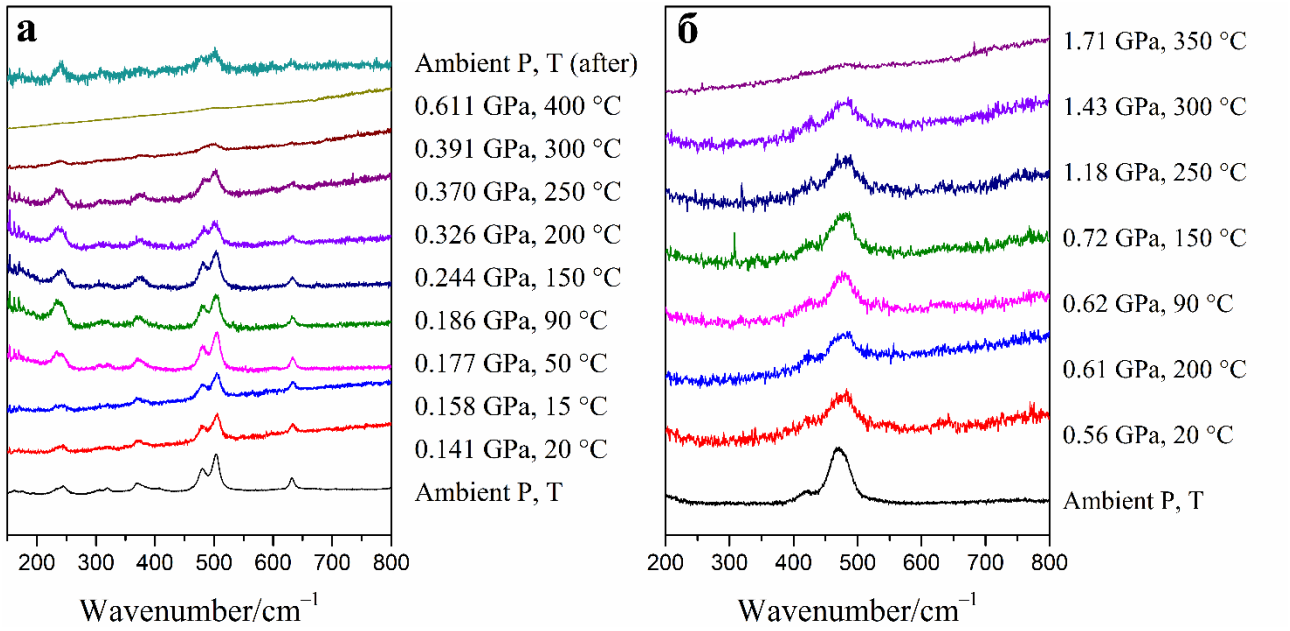


Рис. 2. (а) КР-спектры образца вайракита, полученные при атмосферных условиях; в водной среде в аппарате DAC при параметрах 0.1-0.6 ГПа, 20-400 ºС; при атмосферных условиях после эксперимента; (б). КР-спектры филлипсита, полученные при атмосферных условиях и в водной среде в аппарате DAC при параметрах 0.5-1.7 ГПаб 20-350 ºС.

Филлипсит, сжатый в водной среде, при увеличении *P-T* параметров (до температуры *T*~300 °C и давления *P*~1.43 ГПа) сначала не испытывает полиморфных превращений (рис. 2б). При 350 °C и *P*=1.7 ГПа полосы КР-спектра начинают уширяться, а при 400 °C и *P*=2 ГПа спектр КР почти исчезает, и появляется широкое гало в области ~300-600 см$^{-1}$, что может свидетельствовать об аморфизации филлипсита (Goryainov et al., 2020).

Таким образом, филлипсит, сжатый в водной среде, не испытывает полиморфных превращений при увеличении *P-T* параметров до *T*~300 °C и *P*~1.43 ГПа, а при их дальнейшем повышении аморфизуется и частично растворяется в водной среде. Вайракит, сжатый в водной среде, при увеличении *P-T* параметров (до 0.4 ГПа, 250 °C) не испытывает полиморфных превращений. При дальнейшем росте *P-T* спектр КР почти исчезает, что свидетельствует об аморфизации вайракита, которая оказалась частично обратимой. Кристаллы вайракита частично растворялись с последующим образованием цеолита филлипсита из флюида. Наблюдаемое образование филлипсита из вайракита при *P-T* параметрах в области верхней

барической границы устойчивости вайракита может объяснить широкую распространенность этого минерала в морских осадках. Вероятно, что филлипсит кристаллизуется из океанического солевого раствора при умеренных *P-T*. Изучение системы филлипсит-вода продемонстрировало большую *P-T* устойчивость филлипсита по сравнению с вайракитом.

Список литературы

1. Goryainov S.V., A.S. Krylov, A.Yu. Likhacheva. In-situ Raman analysis of the stability and transformations of wairakite and phillipsite zeolites at simultaneously high P-T parameters.// High Pressure Research. 2020, (in press)
2. Pawley A.R. et al., Contrib. Mineral. Petrol. 2011, 162, 1279.
3. Rupke L., Earth Planet. Sci. Lett., 2004, 223, 17.
4. Schmidt M.W., Poli S., In: Treatise on Geochemistry. (Eds. Holland H.D., Turekian K.K.) (2nd edition). Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 2014, p. 669.
5. Ращенко С.В. и др., Ж. структ. химии. 2012, 53, S46.

Минералы группы лангбейнита в фумаролах вулкана Толбачик, Камчатка

Булах М.О.[1], Кошлякова Н.Н.[1]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, aregon27@mail.ru

Введение. На сегодняшний день группа лангбейнита включает пять минералов – лангбейнит $K_2Mg_2(SO_4)_3$, манганолангбейнит $K_2Mn_2(SO_4)_3$, кальциолангбейнит $K_2Ca_2(SO_4)_3$, ефремовит $(NH_4)_2Mg_2(SO_4)_3$ и ферроефремовит $(NH_4)_2Fe^{2+}{}_2(SO_4)_3$. Все они представлены кубическими модификациями с пространственной группой $P2_13$. Относительно распространенным из них можно считать только лангбейнит $K_2Mg_2(SO_4)_3$, который часто встречается в морских эвапоритовых толщах. Однако на соляных месторождениях он достаточно чист в химическом отношении и не представляет интереса с точки зрения изоморфных замещений. Другая обстановка, в которой образуются минералы этой группы – вулканические фумаролы. Так, лангбейнит известен на некоторых вулканах Центрально-Американской дуги (Stoiber, Rose, 1974) и Исландии (Balić-Žunić et al., 2016), манганолангбейнит – на Везувии (Zambonini, Carobby, 1924), ефремовит и ферроефремовит – в фумаролах Флегрейских полей (Russo et al., 2017; Kasatkin et al., 2019). Между тем, литературные сведения об особенностях эксгаляционных сульфатов группы лангбейнита достаточно скудны.

В фумаролах Толбачика распространены два представителя группы – лангбейнит, присутствие которого здесь было установлено еще в первые годы после Большого трещинного Толбачинского извержения (далее – БТТИ) 1975 – 1976 гг. (Вергасова, Филатов, 1993), и недавно открытый в эксгаляциях фумаролы Ядовитой кальциолангбейнит (Pekov et al., 2012). Толбачик является единственным объектом, где лангбейнит и кальциолангбейнит встречаются совместно, что позволяет изучить как онтогенические особенности, так и изоморфизм между этими минералами.

Материалы и методы. Образцы были отобраны в ходе полевых работ 2013 – 2018 гг. из фумарол Арсенатная и Ядовитая на Втором конусе Северного Прорыва БТТИ. Количественные данные по химическому составу минералов и изображения в отраженных электронах получены на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ с помощью сканирующего электронного микроскопа «Jeol» JSM-6480LV и энергодисперсионного спектрометра «Inca Energy-350», при постоянном токе электронного зонда 7±0.005 нА.

Результаты. Лангбейнитовая минерализация развита в зонах, где температура находится в пределах 180 – 450. Список ассоциирующих минералов достаточно широк и включает эксгаляционные арсенаты, As-содержащий санидин, афтиталит, метатенардит, ангидрит, арканит, разнообразные медные сульфаты и оксосульфаты, гематит, тенорит. Лангбейнит и кальциолангбейнит наблюдаются в виде бесцветных, розоватых, желтоватых, зеленоватых или серых (за счет включений) массивных корок и кристаллических агрегатов. Отдельные кристаллы имеют тетраэдрический или псевдооктаэдрический габитус (рис. 1а); величина редко достигает 1 мм. Преобладающее число индивидов характеризуется трещиноватыми или кавернозными поверхностями граней, округлыми, сглаженными ребрами (рис. 1б). Хорошо ограненные кристаллы лангбейнита до 0.2 мм встречаются на поверхности корок, а также более крупных грубых кристаллов кальциолангбейнита (рис. 1в, г).

Как видно на диаграмме (рис. 2), кальций входит в состав лангбейнита ограниченно: в изученных образцах количество CaO не превышает 3.5 мас. % (0.26 а.ф. Ca). При этом содержание MgO в кальциолангбейните варьирует в пределах 2.7 – 6.5 мас. % (0.30 – 0.70 а.ф. Mg); в работе (Pekov et al., 2012) приводятся и более высокие значения. Однако в ряде случаев присутствие Mg не фиксируется микрозондовым анализом. Как показали рентгеноструктурные исследования, безмагниевый кальциолангбейнит представлен ромбической модификацией с пространственной группой $P2_12_12_1$ (структурный тип $K_2Cd_2(SO_4)_3$). Согласно (Speer, Salje, 1986), синтетическая кубическая модификация $K_2Ca_2(SO_4)_3$ переходит в ромбическую при температуре 184ºC, но открытый на Толбачике Mg-содержащий кальциолангбейнит сохраняет кубическую структуру и при комнатной

температуре. Таким образом, можно предположить, что полиморфному переходу препятствует значительная примесь Mg в составе $K_2Ca_2(SO_4)_3$.

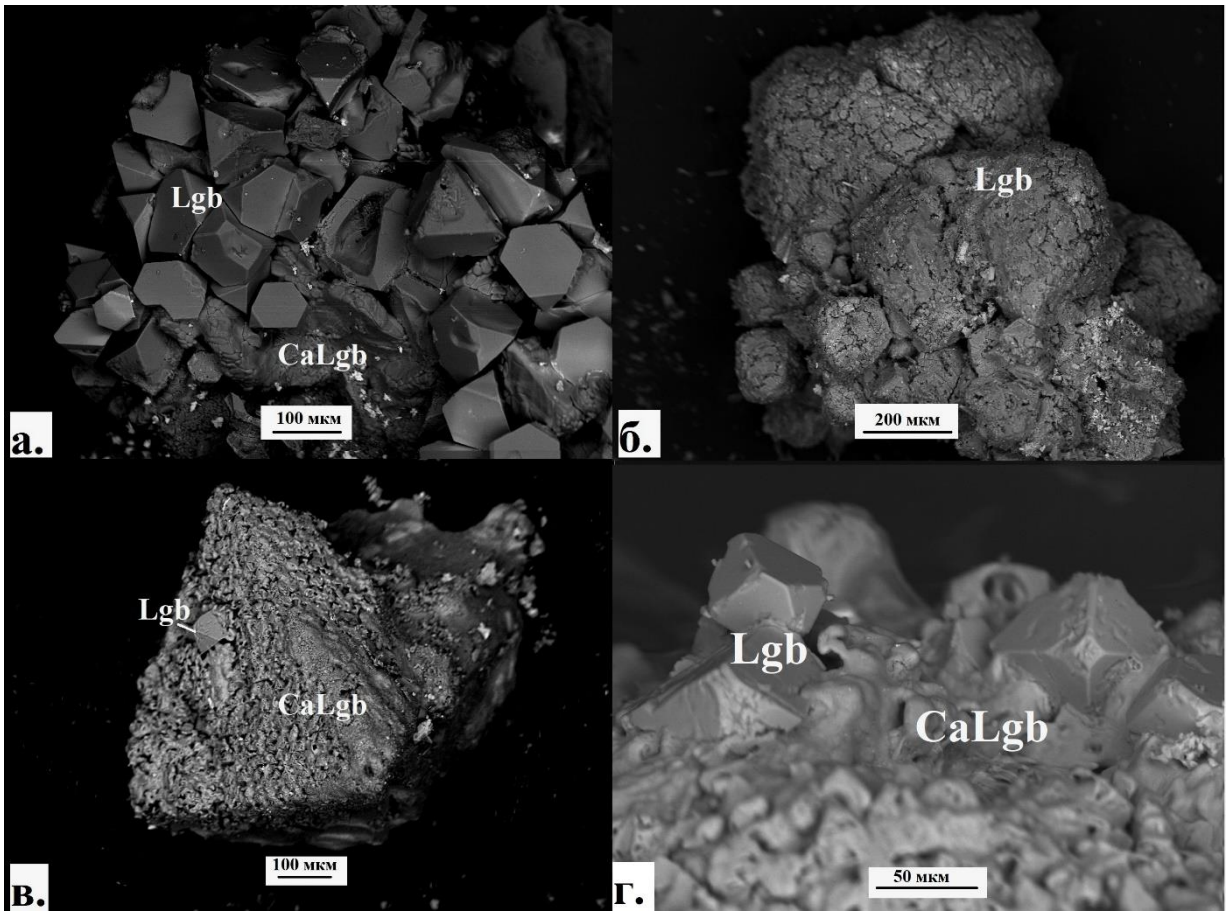


Рис. 1. а-б – Формы выделения лангбейнита (Lgb) и кальциолангбейнита (CaLgb) (пояснения в тексте). Фото в отраженных электронах.

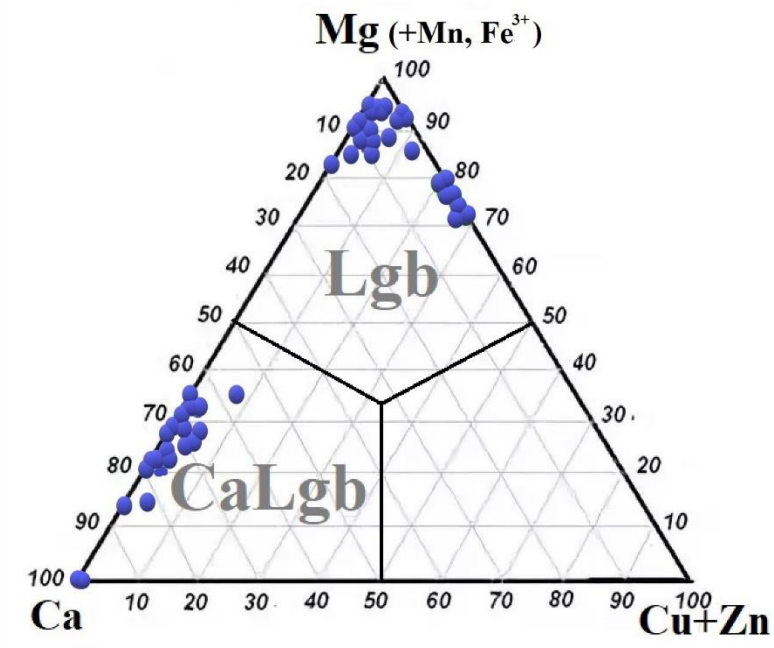


Рис. 2. Соотношения катионов в октаэдрической позиции в лангбейните (Lgb) и кальциолангбейните (CaLgb) из фумарол Арсенатная и Ядовитая.

Прочие примеси представлены Rb_2O (до 1.3 мас. %), Na_2O (до 3.0 мас. %), MnO (до 0.6 мас. %), а также CuO и ZnO. Количество последних варьирует и в сумме редко превышает 2.5 мас. %, однако в нескольких образцах лангбейнита концентрация ZnO достигала 9.3 мас. %, а CuO – 5.2 мас. %. В редких случаях в составе отмечаются Al_2O_3 и Fe_2O_3 (до 1 мас. %).

Выводы. В фумаролах Толбачика впервые обнаружена ромбическая модификация кальциолангбейнита, по химическому составу соответствующая конечному кальциевому члену ряда $K_2Mg_2(SO_4)_3$ – $K_2Ca_2(SO_4)_3$. Эксгаляционные представители группы лангбейнита характеризуются своеобразным набором элементов-примесей, включающим халькофильные элементы – Cu и Zn.

Благодарности. Авторы выражают благодарность И. В. Пекову за руководство и предоставленные материалы. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 19-17-00050 (Кристаллохимия и генетическая минералогия оксосолей и оксидов – продуктов поствулканической фумарольной активности).

Список литературы

1. Вергасова Л.П., Филатов С.К. Минералы вулканических эксгаляций – особая генетическая группа (по материалам Толбачинского извержения 1975-1976 гг.) // Записки Всероссийского Минералогического Общества. 1993. № 4. С. 68-76.
2. Balić-Žunić T., Garavelli A., Jakobsson S.P., Jonasson K., Katerinopoulos A., Kyriakopoulos K., Acquafredda P. Fumarolic minerals: an overview of active European volcanoes. In K. Nemeth (Ed.), Updates in Volcanology – From Volcano Modelling to Volcano Geology. 2016. P. 267-322.
3. Kasatkin A.V., Plášil J., Škoda R., Campostrini I., Chukanov N.V., Agakhanov A.A., Karpenko V.Y., Belakovskiy D.I. Ferroefremovite, IMA 2019-008. CNMNC Newsletter No. 50 // Mineralogical Magazine. 2019. V. 31.
4. Pekov I. V., Zelenski M.E., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Chukanov N.V., Belakovskiy D.I., Pushcharovsky D.Yu. Calciolangbeinite $K_2Ca_2(SO_4)_3$, a new mineral from the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Mineralogical Magazine. 2012. V. 76(3). P. 673-682.
5. Russo M., Campostrini I., Demartin F. I minerali di origine fumarolica dei Campi Flegrei: Solfatara di Pozzuoli (Napoli) e dintorni // Micro, 2017. V.17. P. 122-192.
6. Speer D., Salje E. Phase transitions in langbeinites I. Crystal chemistry and structures of K-double sulfates of the langbeinite type $M^{++}{}_2K_2(SO_4)_3$, M^{++} = Mg, Ni, Co, Zn, Ca // Physics and Chemistry of Minerals, 1986. V. 13. P. 17-24.
7. Stoiber R.E., Rose W.I. Fumarole incrustations at active Central American volcanoes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1974. V. 38. P. 495-516.
8. Zambonini F., Carobbi G. Sulla presenza, tra i prodotti dell'attuale attivita del Vesuvio, del composto $Mn_2K_2(SO_4)_3$ // Prendiconti della Regia Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche di Napoli. 2017. V. 30. P.123-126.

Геофизический контроль разработки сероводородных газоконденсатных месторождений – основа безводной безопасности геосреды

Бычкова Д.А., Федорова Н.Ф.

Астраханский государственный университет, serebryakov-74@mail.ru

Введение. Практическое использование методов скважинной геофизики для контроля за разработкой месторождения получило приоритет на большинстве средних и крупных нефтегазовых месторождений, как в мире, так и в России. В России создана широкая сеть региональных и ведомственных сервисных промысловых и геофизических предприятий, которые активно используют средства промыслово-геофизического контроля (ПГК). Выбор комплекса исследований при ПГК определяется стоящей геолого-промысловой задачей. В эксплуатационных скважинах наиболее широко распространено использование ядерных (радиометрических), термических и гидродинамических методов и способов измерений (Ягафаров А.К и др., 2011).

Согласно «Правилам разработки газовых и газоконденсатных месторождений», контроль за вторжением пластовых вод в залежь в процессе разработки осуществляется комплексом промыслово-геофизических, гидрогеологических и гидрохимических методов. Для этого за контуром и внутри залежи бурят наблюдательные пьезометрические и геофизические скважины. Замеряя в них пластовое давление, отбирая глубинные пробы жидкости, судят об изменениях положения газоводяного контакта (ГВК), рассчитывают продвижение воды в залежь.

Астраханское газоконденсатное месторождение (АГКМ) эксплуатируется с 1986 года, характеризуется весьма сложной гидродинамической обстановкой, обусловленной по мнению ряда ученых, ограниченностью Астраханского свода с юга глубинными разломами бортовой части впадины, с юго-запада и северо-запада – Сарпинским мегапрогибом, с востока и северо-востока разломами, флексурами, сбросами Актюбинской зоной поднятий. Эти тектонические барьеры являются и гидродинамическими барьерами на пути движения подземных вод.

Астраханское газоконденсатное месторождение в составе пластового флюида содержит кислые компоненты: сероводорода до 30% мол, диоксида углерода до 15% мол. АГКМ приурочено к известнякам среднего карбона. Карбонатные разрезы данного месторождения отличаются чрезвычайной пестротой, в них практически нет глинистых прослоев и они неоднородны (Федорова Н.Ф. и др., 2013).

Наибольшая неоднородность строения присуща породам с широким спектром литофациальной принадлежности, с высокой степенью преобразованности. В этих условиях породы отличаются сложным и неоднородным строением порового пространства, отмечается присутствие крупных пор в плотной микропористой матрице. Низкие фильтрационно-емкостные свойства обуславливают принадлежность этих пород к трещинно-поровым и реже поровым коллекторам.

Широким развитием пользуются разрывные нарушения и зоны тектонической трещиноватости. В условиях интенсивной трещиноватости и активного растворения и выщелачивания вдоль трещин в плотной матрице этих разностей появляются каверны (Косачук Г.П. , 2004).

В породах продуктивной толщи месторождения в основном отмечаются две системы субвертикальных прямолинейных и ветвящихся трещин. Их ширина составляет 0,1-0,3 мм, при этом сообщаемость трещин весьма значительная. (Федорова Н.Ф., 2019). Нарушения приурочены к наиболее приподнятой части Астраханского свода – Аксарайскому валу.

Связь разрывных нарушений с формой структурных поверхностей подсолевых отложений отчетливо выявлена вдоль северной периклинали Аксарайского вала, где по отражающему горизонту IП (кровля башкирского яруса C_2) на отметках -4000 -4400 м изогипса имеет сложную конфигурацию. Здесь отдельные изменения образуют систему локальных изгибов, обращенных с одной стороны внутрь Аксарайского вала, а с другой – подчеркивает флексурообразные выступы в северном и северо-восточном направлениях.

Истинные углы падения плоскостей разрывных нарушений изменяются в широких пределах от 14 до 70°, но преобладают значения 30-40°.

Газодинамические расчеты показывают, что продуктивная толща имеет вертикальную проницаемость, что обеспечивает геодинамическую связь всего разреза. Это служит основанием для вскрытия и эксплуатации месторождения единой сеткой скважин. По мере падения пластового давления и сближения общих депрессий в скважинах с критическими депрессиями различных пластов постепенно в работу подключаются все более плотные разности пород. Вследствие этого эффективная толщина залежи постепенно увеличивается.

Имея такое сложное геологическое строение, месторождение требует и особого контроля при его разработке. Месторождение введено в эксплуатацию при начальном пластовом давлении 61,2 МПа и пластовой температуре 108,0-110,0 °С. Анализ изменения пластового давления по площади свидетельствует о том, что дренированием охвачена вся залежь.

Для контроля за положением ГВК и величинами пластовых давлений на месторождении существует фонд наблюдательных скважин – №№ 54, 60, 83-Н, 15-А, 102, 623Н, 304, 314.

Изучение гидродинамической характеристики вскрытых объектов и процессов газодинамических исследований скважин позволяет установить особенности режима залежи, контролирующие условия разработки Астраханского ГКМ. Характер и объем притоков пластовых вод обуславливают количественную оценку дренирования подошвенных вод на различных стадиях разработки. Масштабы обводнения залежи влияют на систему разработки месторождения и степень извлечения газа и конденсата.

Механизм обводнения Астраханской анизотропной залежи сложнее, чем залежей пластового или массивного водоплавающего типа. В связи с резкой и повсеместной расслоенностью коллекторов непроницаемыми участками вторжение краевых пластовых вод в залежь при разработке по напластованию пород осуществляться не должно. Непосредственно под ГВК располагаются уплотненные доломитизированные известняки, исключающие активное вертикальное вторжение подошвенных пластовых вод в залежь.

При разработке Астраханского ГКМ воды, выносимые из скважин в составе пластовой смеси, представляют собой сложную смесь вод, в состав которой входят: собственно конденсационная вода, находящаяся в пластовых условиях в парообразном состоянии; остаточная (порово-капиллярная) вода в пустотах продуктивного паста; фильтрат бурового раствора; продукты соляно-кислотных обработок пласта.

Динамику обводнения скважин подошвенными водами можно проследить по некоторым скважинам месторождения. Скважина 407 введена в эксплуатацию в 1996 г со среднегодовым дебитом 334 тыс. м^3/сут. Затем дебит стал незначительно уменьшаться. И уже в 1998 г. в скважине появился ВГФ в количестве 48 см^3/м^3 при Рпл = 58,7 МПа.

В следующем 1999 г. дебит составил 196 тыс.м^3/сут, а ВГФ = 104 см^3/м^3 при почти неизменном давлении (Рпл = 58,5 Мп). В последующие годы ВГФ в скважине неизменно увеличивался: в 2000 г. ВГФ был равен 212 см^3/м^3 , а в 2002 г. ВГФ уже составлял 216 см^3/м^3.

Скважина 451 введена в эксплуатацию в 1995 г. со среднегодовым дебитом 264 тыс. м^3/сут. ВГФ в скважине появился в 1998 г. в количестве 7 см^3/м^3 при дебите 318 тыс. м^3/сут. В последующие годы ВГФ стал увеличиваться и высоких значений 26 см^3/м^3 достиг в 2003 г. при дебите 306 тыс. м^3/сут. Давление с начала разработки упало до 52,7 Мпа. Затем в скважине стало падать пластовое давление, а значения ВГФ – то уменьшались, то увеличивались.

Скважина 253 введена в эксплуатацию в 1995 г. со среднегодовым дебитом 130 тыс. м^3/сут. И в этом же году ВГФ в скважине составил 15 см^3/м^3. При эксплуатации данной скважины дебиты с каждым годом увеличивались и при этом увеличивался ВГФ. В 2001 г. он был равен 60 см^3/м^3, в 2005 – 133 см^3/м^3, а в 2006 г. – 102 см^3/м^3. По некоторым скважинам месторождения наблюдается прогрессирующее обводнение их продукции подошвенной водой. Смешивание в различной пропорции этих вод определяет разнообразие химического состава так называемых «техногенно-конденсационных» вод.

В составе пластовой смеси ряда скважин на АГКМ (в разные годы это разное количество скважин) выносится различное количество подошвенной воды. Критерием по которому эту

воду можно отнести к подошвенной, является сходство ее химического состава и физических свойств с составом и свойствами воды, полученной из скважины-пьезометра, вскрывшей продуктивный пласт на 112 м ниже газоводяного контакта, а также из разведочной скважины Ширяевская-1 из интервала 4180-4158 м.

При эксплуатации месторождения было установлено, что основные пути движения подошвенной воды к скважинам следующие: в скважинах, вскрывших ГВК, подъем подошвенной воды по системе трещин в призабойной зоне скважин, а также по цементному камню за колонной; в скважинах, не вскрывших ГВК, по трещиноватым участкам пород между ГВК и забоями скважин.

Изучение процессов формирования солевого состава пластовых вод месторождения свидетельствует о преобладании процессов десульфатизации этих вод и о выпадении в результате этих процессов карбонатов кальция и магния на границе «вода-залежь». Это привело к доломитизированному запечатыванию сероводородной залежи снизу и вторичному залечиванию трещин и пор в зоне ГВК. В результате чего резко снизилась активная гидродинамическая связь подошвенных вод с залежью. В тоже время сероводородно-углеводородные компоненты свободных газов взаимодействуют с карбонатами газовмещающих пород, что приводит к регрессивному эпигенетическому преобразованию коллекторов.

Результаты опробования скважин подтверждают выводы о низкой проницаемости пород в зоне ГВК и ниже. В пределах контура залежи дебиты подошвенных вод меняются от 2,2 $м^3$/сут до 4,5-4,8 $м^3$/сут. За внешним контуром залежи дебиты краевых вод достигали 6,4 $м^3$/сут. Эти результаты свидетельствуют об отсутствии активного водонапорного режима в залежи. Естественно, в таких условиях эксплуатационными скважинами в первую очередь дренируются газоносные высокопроницаемые пласты, расположенные в верхних частях продуктивного разреза.

При наличии изотропных участков коллекторов возможен и вертикальный прорыв воды в залежь благодаря вторичной пористости в виде микротрещин. Из-за развития значительной сети вертикальных трещин внутри продуктивной толщи может осуществляться катастрофическое обводнение отдельных участков месторождения, в особенности центральных.

Способы борьбы с обводнением скважин на АГКМ – их регламентированные остановки и эксплуатация на возможно минимальных дебитах, во избежание подтягивания подошвенной воды. На месторождении имеется положительный опыт эксплуатации таких обводненных скважин. В обводненных скважинах специалистами проводится специальный комплекс работ, который включает в себя: оценку технического состояния НКТ и эксплуатационной колонны; определение профиля притока пластового флюида в скважину; выявление участков поступления воды.

Геофизические исследования по контролю за эксплуатационными и наблюдательными скважинами Астраханского газоконденсатного месторождения являются одним из важных звеньев очень сложной технологической цепи в плане поддержания их работоспособности и обеспечения экологической безопасности. Одна из наиболее актуальных проблем – диагностика технического состояния НКТ и эксплуатационной колонны. При изучении профиля притока анализируются данные термометрии, полученные в остановленной и действующей скважине. Также проводится комплексная интерпретация имеющихся геолого-геофизических данных с целью выявления возможных источников поступления воды: кривая пористости по данным НГК и АК сопоставляется с величинами пористости, рассчитанными по замерам ННК.

В процессе разработки Астраханского ГКМ накоплен большой объем информации по пластовым водам месторождения. Из всего эксплуатационного фонда скважин были выделены скважины: работающие с конденсационной водой; с признаками пластовой воды; с пластовой водой. Эти и другие мероприятия позволяют обеспечивать надежный контроль при разработке Астраханского месторождения.

Список литературы

1. Косачук Г.П. Нефтегазоносность Астраханского свода // Серия: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. – М: Обз. Информация, 2004. – 98 с.
2. Федорова Н.Ф. Условия формирования коллекторских свойств подсолевых отложений Прикаспийской впадины // Астраханский вестник экологического образования. – 2019. – № 3 (51). – С. 44-50.
3. Фёдорова Н.Ф. и др. Организация эколого-динамического мониторинга на Астраханском газоконденсатном месторождении // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. – 2013. – № 9. – С. 29–37.
4. Ягафаров А.К и др. Геофизический и гидродинамический контроль методов воздействия на залежи и технического состояния скважин при капитальном ремонте. Тюмень. – Издательско-полиграфический центр «Экспресс». – 2011. – 234 с.

Особенности миграции радиогенного гелия в арсенопирите

Васильева Н.А.[1], Якубович О.В.[1,2]

[1] Институт наук о Земле, СПбГУ, Университетская наб. д. 7/9, Санкт-Петербург, 199034, nadezda.vasv@gmail.com

[2] ИГГД РАН, наб. Макарова д.2, Санкт-Петербург, 199034

Введение. Пирит является перспективным минералом для датирования U-Th-He методом (Yakubovich et al., 2020). Сохранность гелия в других изученных сульфидах и сульфосолях: пирротин, борнит, теннантит, сфалерит и тетраэдрит значительно ниже (Якубович и др., 2019). Задача этого исследования – понять применим ли арсенопирит для датирования U-Th-He методом изотопной геохронологии. Интерес к этому минералу связан с тем, что он является частым спутником золоторудной минерализации, и, как и пирит часто содержит примесь урана (Баранов, Вертепов, 1966). В основе U-Th-He метода лежит α-распад. Большинство радиогенного ^{4}He производится из ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, а также их промежуточными дочерними элементами в цепи распада (Rutherford, 1907). Гелий – очень подвижный элемент, который даже при небольшом увеличении температуры начинает постепенно или резко выделятся.

Целью работы являлось понять применим ли арсенопирит для датирования U−Th−He методом. Задачи данной работы состояли в том, чтобы определить миграционные параметры гелия в арсенопирите, измерить концентрацию радиогенного гелия, сопоставить измеренную концентрацию радиогенного гелия в арсенопирите с концентрацией захваченного («первичного») гелия в сульфидах.

Объект исследования. В качестве объекта исследования было выбрано 4 образца арсенопирита навесками от 0,5 до 1,2 мг из золоторудного месторождения Олимпиада, Енисейский кряж, и 1 образец навеской 2,0 мг из золоторудного месторождения Наталка, Яно-Колымская складчатая система.

Арсенопирит – минерал сложных сульфидов группы арсенопирита. Каждый атом Fe окружен тремя атомами S и тремя атомами As, расположенными по вершинам искаженного октаэдра. Атомы As окружены по вершинам искаженных тетраэдров тремя Fe и одним S, атомы S – по вершинам тетраэдров тремя Fe и одним As. S и As связаны в радикалы в радикалы S–As с весьма укороченным расстоянием S – As, что свидетельствует о ковалентной связи между ними (Бетехтин, 2007).

Арсенопирит является одним из наиболее распространенных первичных минералов мышьяка в рудных месторождениях. В типичных гидротермальных, жильных и метасоматически образовавшихся месторождениях он выделяется в широком диапазоне температур стадии минералообразования (Бонштедт-Куплетская, Чухров, 1960).

Уран принадлежит к числу элементов, обладающих большой миграционной способностью. Окисленный до шестивалентного состояния уран легко переходит в гидротермальные растворы. Вместе с ураном в гидротермальный раствор переходит часть сульфидов молибдена, железа, золото и кремниевая кислота в виде коллоидных растворов. Двигаясь по трещинам, гидротермальные растворы поступают в область более низкого давления и постепенно охлаждаются. Под влиянием снижающегося давления и температуры, а также в результате сложного химического взаимодействия с вмещающими породами из гидротермальных растворов осаждаются кварц – SiO_2, пирит – FeS_2, арсенопирит FeAsS, настуран xUO_2 yUO_3, молибденит – MoS_2, самородное золото. Они постепенно заполняют трещины, образуя жилы (Тураев, Жерин, 2005).

В результате микрорадиографического анализа было установлено, что высокое (более 0,01%) содержание урана в сульфидах обусловлено микровключениями урановых минералов (окислов урана). В сульфидах с более низким содержанием урана (менее 0,01%) устанавливается равномерно рассеянное распределение урана. Последнее может быть обусловлено адсорбцией урана сульфидами во время их кристаллизации, а не расположением урана в решетке сульфидов (Баранов, Вертепов, 1966). Средняя длина пробега α-частицы при распаде урана, тория и членов их радиоактивных семейств составляет ~15 мкм. Это означает,

что весь гелий, образованный в таких включениях, имплантируется в кристаллическую решетку «вмещающего» этого включение арсенопирита.

Метод исследования. Миграционные параметры определялись на масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М.

Для определения количества и особенности миграции ^{4}He в арсенопирите был произведен ступенчатый отжиг. Его суть заключается в измерении количества выделяющегося гелия при последовательном повышении температуры. Время отжига на каждой ступени было постоянным и составляло 350 сек. Одновременно автоматически высчитывалось количество импульсов и рисовалась диаграмма выделения газов.

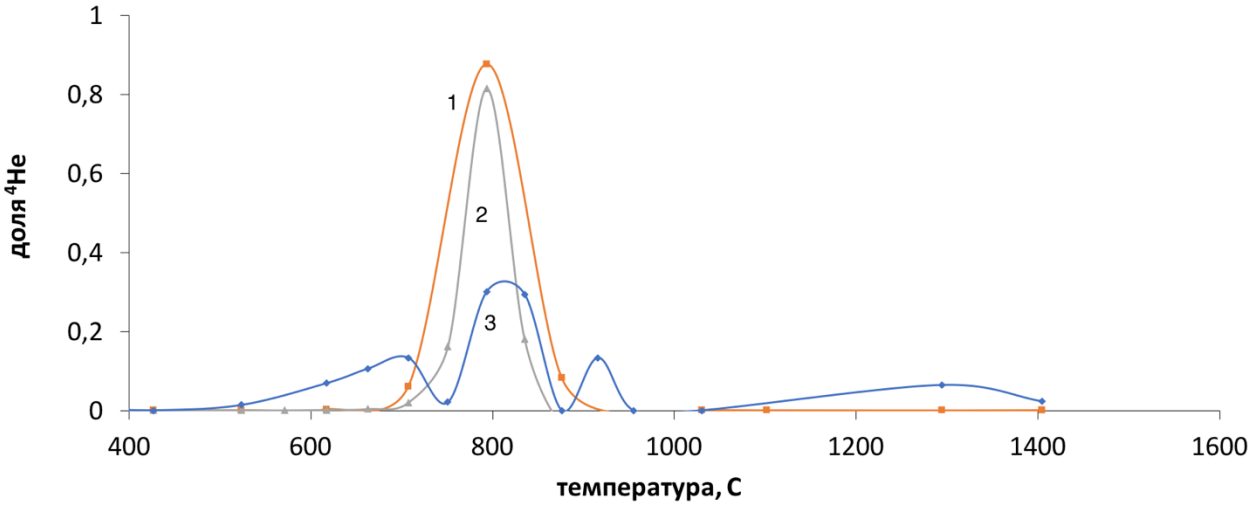


Рис. 1. Кинетика выделения гелия из арсенопирита месторождений Олимпиада (обр. 1, 2) и Наталкинское (обр.3).

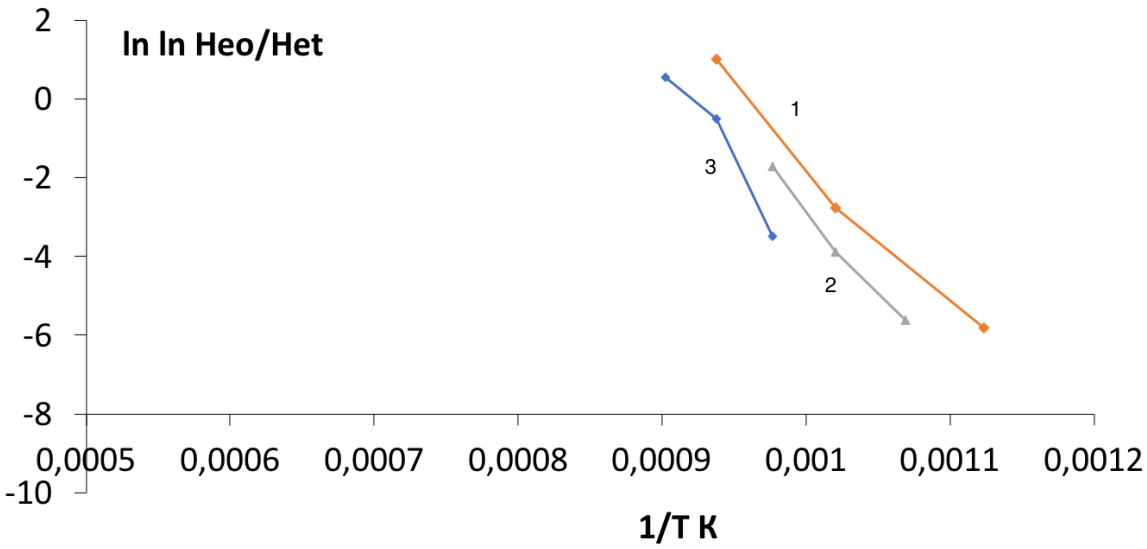


Рис. 2. Результаты математической обработки спектров кинетики выделения радиогенного гелия, представленных на рис. 1. Для построения графика Аррениуса использовались только те ступени, на которых количество выделившегося гелия было надежно измерено.

По полученным данным строились кривые кинетики выделения радиогенного гелия из арсенопирита (рис. 1) и график Аррениуса в системе координат $lnln(He_0/He_t)$ и 1/T (рис. 2). Переход от графика термодесорбции к графику Аррениуса состоял из математической обработки.

$$lnln\frac{He_0}{He_t} = lnk_0 + lnt - \frac{E}{RT},$$

где k_0 – частотный фактор, E – энергия активации миграции, R – газовая постоянная, T – абсолютная температура, He_0 – суммарное количество атомов гелия, находящегося в одном энергетическом положении, He_t – количество выделившегося к этому моменту времени атомов гелия из данного энергетического положения, t время отжига на каждой ступени (Shukolyukov et al., 2009).

Эта преобразованная формула основывается на представлении об односкачковой модели миграции гелия. Домен кристаллической структуры природных минералов, где образуется атом радиогенного изотопа, является настолько дефектным, что для мигрирующего атома достаточно осуществить один прыжок, чтобы перейти в подвижное состояние. Из-за этого поведение мигрирующего радиогенного атома формально аналогично поведению атомов во время простых химических взаимодействии (Shukolyukov et al., 2009).

Результаты и обсуждение. По графику термодесорбции (рис. 1) видно, что пики одинаковых отжигов арсенопирита из обоих месторождений находятся на одной и той же температуре. Большая часть гелия выделяется при температуре 600-700℃, когда арсенопирит начинает распадаться на пирротин при повышенном содержании серы и мышьяк или на пирит и леллингит (Бонштедт-Куплетская, Чухров, 1960).

Меньшие пики (рис. 1), вероятно, указывают либо на газово-жидкие включения, либо на включения других минералов в образце, например, стибнита, барьерита, включения которых описаны в арсенопирите из месторождения Олимпиада. Косвенно связь низкотемпературного пика для ряда образцов с газово-жидкими включениями подтверждается резким увеличением содержания водорода в камере масс-спектрометра, которая фиксируется в росте количества иона HD, имеющим массу 3.

Энергия активации радиогенного гелия в арсенопирите из месторождения Олимпиада ~ 80 ккал/моль, частотный фактор ~ $1{,}6\times 10^{15}$ $с^{-1}$. Миграционные параметры радиогенного гелия в арсенопирите из месторождения Наталка имеют высокие значения: энергия активации – 152 ккал/моль, частотный фактор – $2{,}1\times 10^{28}$ $с^{-1}$. Полученные значения миграционных параметров прогнозируют высокую сохранность радиогенного гелия в арсенопирите.

Концентрации измеренного радиогенного гелия в арсенопирите из Олимпиадного месторождения варьируют: $(1{,}2\text{-}15{,}6)\times 10^{-5}$ ($см^3$ $^4He/г$), из Наталкинского месторождения: $0{,}016\times 10^{-5}$ ($см^3$ $^4He/г$).

Концентрация первичного гелия в сульфидах из современных черных курильщиков, как правило, не превышает 10^{-8} $см^3/г$ (Stuart et al., 1994). Они формируются высокотемпературными флюидными потоками, в составе которых есть гелий. Получается, в арсенопирите из месторождения Олимпиада в 1000 раз радиогенного гелия больше, чем захваченного («первичного»). Значит, вероятно, вкладом захваченного гелия в нем можно пренебречь.

Выводы. Концентрации радиогенного гелия в арсенопирите достаточны для надежного U-Th-He датирования. Результаты ступенчатого отжига прогнозируют высокую термическую сохранность гелия в этом минерале. Таким образом, арсенопирит является перспективным минералом для U-Th-He датирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект номер 19-77-00097

Список литературы.

1. Баранов Е., Вертепов, Г. 1966. “Концентрация урана в сульфидах как индикатор возможной урановой минерализации.” Атомная Энергия 20 (2): 170–71.
2. Бетехтин А. Г. Курс минералогии : учебное пособие / А. Г. Бетехтин. М. : КДУ, 2007.
3. Минералы. Справочник. Том 1. Самородные элементы. Интерметаллические соединения. Карбиды, нитриды, фосфиды. Арсениды, антимониды, висмутиды. Сульфиды. Селениды / Ред. Бонштедт-Куплетская Э.М., Чухров Ф.В. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 617 с.
4. Тураев Н.С., Жерин И.И. Химия и технология урана: Учебное пособие для вузов/ М. ЦНИИАТОМИНФОРМ, 2005, 407с
5. Якубович О.В., Гедз А.М., Викетьев И.В., Котов А.Б., Гороховский Б. М.. 2019. “Миграция радиогенного гелия в кристаллической решетке сульфидов и возможности их изотопного датирования.” Петрология 27 (1): 1–22. https://doi.org/10.1134/S0869590318050084

6. Rutherford, E. 1907. Die Radioaktivitit. Berlin: Springer. 595 p.
7. Shukolyukov Y. A., Fugzan, M. M., Paderin, I. P., Sergeev, S. A., Krylov, D. P. (2009). Geothermochronology based on noble gases: I. Stability of the U-Xe isotopic system in nonmetamict zircons. Petrology, 17(1), 1–24. https://doi.org/10.1134/S0869591109010019
8. Stuart, Finlay M., G Turner, Duckworth R.C., and Fallick A.E.. 1994. “Helium Isotopes as Tracers of Trapped Hydrothermal Fluids in Ocean-Floor Sulfides.” Geology 22 (9): 823–26.
9. Yakubovich O., Podolskaya M., Vikentyev I., Fokina E., Kotov A. 2020. “U-Th-He Geochronology of Pyrite from the Uzelga VMS Deposit (South Urals)— New Perspectives for Direct Dating of the Ore-Forming Processes.” Minerals 10 (629): 1–20. https://doi.org/10.3390/min10070629

Поздняя стадии развития Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья: реставрация PT-условий по данным изучения минеральных парагенезисов и гранат-биотитовой-(мусковит)-плагиоклаз-кварцевой геотермобарометрии

Вивдич Э.С.[1], Балтыбаев Ш.К.[2]

[1] Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Санкт-Петербургский горный университет», emily.vivdich@yandex.ru

[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

На территории Северного Приладожья обнажаются докембрийские метаморфические и плутонические породы, слагающие разрезы протерозойских и архей-протерозойских толщ, где первые, к югу, юго-западу, входят в состав Свекофеннского подвижного пояса (СПП), а вторые – в структуры Карельского кратона (КК), занимающие обширные площади к северу и северо-востоку. Непосредственное сочленение вышеуказанных протерозойских и архей-протерозойских толщ рассматривается как надвиговая зона, получившая название Мейерской (Балтыбаев и др., 1996; 2000). Она протягивается в субширотном направлении не менее чем на 40 км при ширине около 20 км и мощности 6-8 км (рис. 1).

В северной части Мейерской зоны (МЗ), в толщах автохтона, присутствуют окаймленные гнейсовые купола (Хавус, Вуорио и т.п.), отсутствующие южнее, на площади развития пород Свекофеннского пояса. Наличие архейских гранито-гнейсов в этих купольных структурах, которые хорошо выделяются геологическими и геофизическими методами картирования, позволяет точно провести юго-западную границу Карельского кратона. Таким образом, важное тектоническое значение МЗ заключается в том, что она является геологическим выражением сочленения двух крупных структур Фенноскандинавского щита: окраинных зон СПП и КК.

В круг задач данного исследования входили: а) петрографическое изучение пород (гранат-слюдистых гнейсов) автохтонного и аллохтонного блоков МЗ, б) выбор «сквозных» минеральных ассоциаций и парагенезисов, на основании которых можно получить сведения о PT-режиме формирования зоны сочленения, в) выбор термобарометрического инструмента. Выполнение этих задач направлено на реставрацию поздней стадии развития Мейерской надвиговой зоны, или, иными словами, на выяснение тектоно-метаморфической эволюции зоны сочленения СПП и КК.

Петрографические наблюдения показали, что в аллохтонном и автохтонном блоках изученной МЗ широко распространены гранат-биотитовый и гранат-двуслюдяной минеральный парагенезисы. Учитывая, что относительно недавно (2015 год) были разработаны взаимосогласованные минеральные инструменты одновременной термометрии и барометрии для таких парагенезисов, они и были применены для реставрации PT-параметров пород надвиговой зоны.

Минеральные термометры и барометры. В настоящее время существует около 30 версий гранат-биотитового термометра, среди которых версия Holdaway (2000) дает наименьшую абсолютную ошибку (±25℃) при воспроизведении экспериментальных температур Ferry, Spear (1978) и Perchuk, Lavrent'eva (1983) в широком диапазоне температур от 550 до 950℃.

Абсолютная погрешность гранат-алюмосиликат-плагиоклаз-кварцевого (GASP) барометра (Holdaway, 2001) оценивается в ±0.8 кбар при воспроизведении экспериментально оцененных давлений (Hays, 1966; Hariya & Kennedy, 1968; Goldsmith, 1980; Gasparik, 1984; Koziol & Newton, 1988).

Вышеуказанные термометр (Holdaway, 2000) и GASP барометр (Holdaway, 2001) были использованы By с коллегами (Wu et al., 2004) при разработке новых гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого (GBPQ) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового (GBMP) (Wu, 2014) барометров.

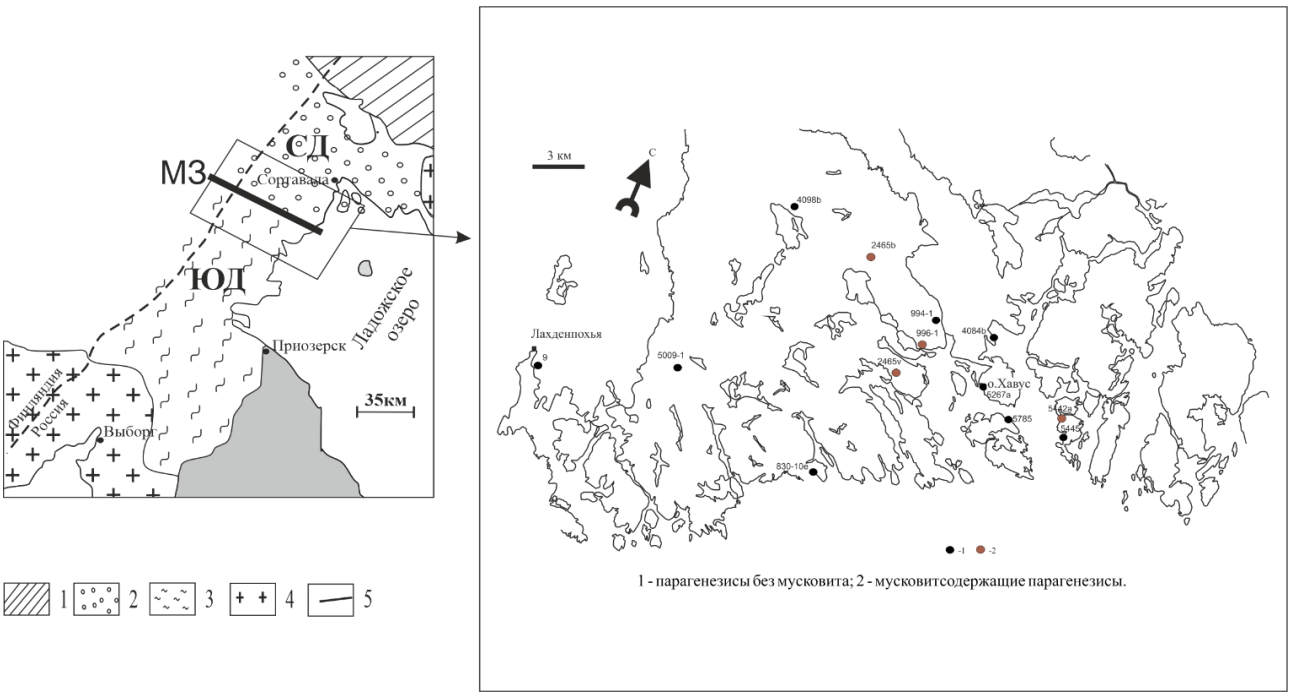


Рис. 1. Схематическая карта Мейерской надвиговой зоны (врезка) и места отбора мусковитовых и безмусковитовых минеральных парагенезисов. ЮД, СД – Южный и Северный домены (Балтыбаев и др., 2000). 1 – Карельский кратон, 2 – метаморфические комплексы перикратонной зоны (окраина КК), 3 – высокотемпературные породы Свекофеннского пояса, 4 – граниты-рапакиви, 5 – положение шовной зоны (сместителя) Мейерского надвига.

Важно отметить, что GBPQ и GBMP геобарометры основаны на минеральных реакциях без участия силикатов алюминия. Таким образом, эти барометры применяют в тех случаях, когда в метапелитах отсутствуют силикаты алюминия (силлиманит, андалузит или кианит) и широко используемый гранат-Al-силикат-плагиоклаз-кварцевый (GASP) барометр (Holdaway, 2001) не может быть применен.

GBPQ барометр основан на следующих реакциях Mg и Fe равновесия (Hoisch, 1990, 1991):

$$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 3K(Mg_2Al)(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 = 6CaAl_2Si_2O_8 + 3KMg_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 \quad (1)$$

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 3K(Fe_2Al)(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 = 6CaAl_2Si_2O_8 + 3KFe_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 \quad (2)$$

Для барометра GBPQ применяется модель «среднего» граната (Holdaway, 2000), которая выведена по моделям активности граната Berman, Aranovich (1996), Ganguly et al. (1996) и Mukhopadhyay et al. (1997). Коэффициенты активности гроссуляра, пиропа и альмандина в гранате были получены с помощью формулировки Mukhopadhyay et al. (1993), принятой Holdaway (2000, 2001), а модель активности плагиоклаза по (Fuhrman & Lindsley, 1988). Коэффициенты активности флогопита, истонита, аннита и сидерофиллита в биотите были описаны с помощью параметров Маргулеса для неидеального смешения в биотите, выведенных Holdaway (2000) при калибровке гранат-биотитового термометра, и согласно модели симметричного четверного твердого раствора Mukhopadyay et al. (1993).

Уравнения зависимости давление-состав, используемые в барометре GBPQ, выглядят следующим образом:

$$P(1)(bars)[1 - 0.081(-6Fb + Mgb + 2Cab)] = -24450.7 + 40.238\,T(K) + 59256.2X_{Fe}^{bio} + 5173.9\left(X_{Mg}^{bio} - X_{Al}^{bio}\right) + 6393.4X_{Ti}^{bio} + 0.081\left[T(K)\left(-R\,lnK_{(1)}^{ideal} - 6Fa + Mga + 2Caa - 788.7X_{Fe}^{bio}\right) - 6Fc + Mgc + 2Cac\right] \quad (3)$$

$$P(2)(bars)[1-0.081(-6Fb+Feb+2Cab)]=-19871.0+30.75\,T(K)+66622.5\left(X_{Fe}^{bio}-X_{Al}^{bio}\right)+1363.1X_{Mg}^{bio}-74704.2X_{Ti}^{bio}+0.081\left[T(K)\left(-R\,lnK_{(2)}^{ideal}-6Fa+Fea+2Caa-840.9X_{Fe}^{bio}+52.2X_{Mg}^{bio}+840.9X_{Al}^{bio}+1111.2X_{Ti}^{bio}\right)-6Fc+Fec+2Cac\right] \quad (4)$$

где Caa, Cab, Cac, Fea, Feb, Fec, Mga, Mgb и Mgc являются полиномиальными выражениями для конечных членов граната.

Барометр GBPQ применим для *PT* условий 1.0 –11.4 кбар и 515–878°C для метапелитов с диапазоном составов минералов X_{gros}> 3% в гранате, X_{an}> 17% в плагиоклазе и X_{Al}^{bio}> 3% в биотите.

Барометр GBMP основан на реакциях равновесия между конечными элементами граната, биотита, мусковита и плагиоклаза (Hodges & Crowley, 1985; Hoisch, 1990):

$$3CaAl_2Si_2O_8+KFe_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2=Fe_3Al_2Si_3O_{12}+Ca_3Al_2Si_3O_{12}+KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 \quad (5)$$

$$3CaAl_2Si_2O_8+KMg_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2=Mg_3Al_2Si_3O_{12}+Ca_3Al_2Si_3O_{12}+KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 \quad (6)$$

В основу GBMP барометра положены модели активности граната и слюд, аналогичные вышеописанным для GBPQ.

Уравнения зависимости давление-состав P(1) и P(2), которые используются в барометре GBMP, имеют следующий вид:

$$P(1)(bar)[1+0.151(3Fb-Feb-Cab)]=T(K)\left\{17.757+0.151\left[R\,lnK_{D(1)}^{ideal}+Fea+Caa-3Fa+(1-X_{Fe}^{Bt})(3.68X_{Mg}^{Bt}+238.585X_{Al}^{Bt}+370.39X_{Ti}^{Bt})\right]\right\}-5397.1-(1-X_{Fe}^{Bt}-X_{Mg}^{Bt})(13200.1X_{Al}^{Bt}+18989.6X_{Ti}^{Bt})+51220.3X_{Al}^{Bt}X_{Ti}^{Bt}+0.151\left[Fec+Cac-3Fc-(1-X_{Fe}^{Bt})(5333.0X_{Mg}^{Bt}+209850.0X_{Al}^{Bt}+310990.0X_{Ti}^{Bt})\right] \quad (7)$$

$$P(2)(bar)[1+0.158(3Fb-Mgb-Cab)]=T(K)\left\{18.175+0.158\left[R\,lnK_{D(2)}^{ideal}+Mga+Caa-3Fa+3.68X_{Fe}^{Bt}\left(1-X_{Mg}^{Bt}\right)-238.585X_{Fe}^{Bt}X_{Al}^{Bt}-370.39X_{Fe}^{Bt}X_{Ti}^{Bt}\right]\right\}-244.1-(1-X_{Fe}^{Bt}-X_{Mg}^{Bt})(13555.2X_{Al}^{Bt}+14693.3X_{Ti}^{Bt})+46451.4X_{Al}^{Bt}X_{Ti}^{Bt}+0.158\left[Mgc+Cac-3Fc+209850.0X_{Fe}^{Bt}X_{Al}^{Bt}-5333.0X_{Fe}^{Bt}\left(1-X_{Mg}^{Bt}\right)+310990.0X_{Fe}^{Bt}X_{Ti}^{Bt}\right] \quad (8)$$

где Caa, Cab, Cac, Fea, Fb, Feb, Fc, Mga, Mgb и Mgc являются полиномиальными выражениями для конечных членов граната.

GBMP барометр применим для 1-14 кбар и 450-840ºC. Содержание трехвалентного железа в гранате, биотите и мусковите составляет 3 мол.%, 11.6 мол.% (Holdaway, 2000) и 0 мол.% от общего железа, соответственно. Погрешность барометра GBMP оценивается в ±1.2 кбар с учетом погрешности исходной температуры и аналитических погрешностей химического состава участвующих фаз.

Результаты геотермобарометрии. Термобарометрические расчеты позволили вывить PT-условия формирования изученных пород и ряд закономерностей (табл. 1). В первую очередь следует отметить, что мусковитсодержащие парагенезисы, кроме возможности применения к ним гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового (GBMP) барометра (Wu, 2014), имеют некоторые температурные и барометрические особенности, отличающие их от парагенезисов без мусковита. Диапазон возможных давлений этих парагенезисов ограничен интервалами 1.1-2.6 кбар (GBPQ(a)), 0.9-3.2 кбар (GBPQ(b)), 0.9-2.6 кбар (GBMP(a)), 0.8-3.2 кбар (GBMP(b)) при значениях температуры от 500 до 590°C. Иным образом обстоит дело с безмусковитовыми парагенезисами. Так, интервалы диапазона давлений увеличиваются до 1.4-5.5 кбар (GBPQ(a)) и 1.1-5.8 кбар (GBPQ(b)) при диапазоне температур 500-625°C.

Таблица 1. Результаты геотермобарометрии пород Мейерской зоны

№ образца	Grt-Bt, °C	GBPQ (a), кбар	GBPQ (b), кбар	GBMP (a), кбар	GBMP (b), кбар
9	630	3.9 – 4.4	3.5 – 4.4		
5445	580	4.8 – 5.3	4.7 – 5.4		
5785	527	1.4 – 1.9	1.3 – 2.2		
4098b	520	2.2 – 2.7	2.0 – 3.0		
5009-1	625	4.1 – 4.8	4.0 – 4.9		
5267a	500	1.4 – 2.2	1.1 – 2.3		
830-10e	615	4.4 – 5.0	3.9 – 5.1		
994-1	600	5.0 – 5.5	5.0 – 5.8		
2465b	590	2.1 – 2.4	2.0 – 2.7	2.4 – 2.6	2.2 – 3.2
2465v	550	2.0 – 2.3	2.0 – 2.7	2.0 – 2.1	1.8 – 2.9
5442a	500	1.1 – 1.6	0.9 – 2.0	1.1 – 1.3	1.3 – 2.3
996-1	505	1.6 – 1.8	1.7 – 2.3	0.9 – 1.0	0.8 – 1.7

Результаты термобарометрии свидетельствуют о более низком барическом режиме (1-2 кбар) образования мусковитовых парагенезисов, что согласуются с петрографическим наблюдениями: мусковит чаще всего обнаруживает себя как наложенный минерал, формирующийся после биотита. Более высокотемпературный (биотитовый) парагенезис гнейсов сформировался при несколько повышенном давлении (2-5 кбар). В целом, согласно полученным данным, эволюция МЗ зоны на поздней стадии характеризуются постепенным спадом давления при температуре окружающей среды около 500-600°С. Таким образом, формирование изученных минеральных парагенезисов происходило на фоне постепенного уменьшения глубины минералообразования от 10-15 км до 3-6 км.

Благодарности. Авторы благодарят Д.В. Доливо-Добровольского (ИГГД РАН) за предоставленный замечательный набор геотермобарометров, реализованный в его программе PTQuick. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ 132-2019-0013) Минобрнауки России.

Список литературы

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353-356.
2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. С. 200.
3. Berman R. G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833–855.
4. Berman R. G., Aranovich, L. Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $FeO–MgO–CaO–Al_2O_3–TiO_2–SiO_2$ // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126. P. 1–24.
5. Ferry J. M., Spear, F. S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1978. V. 66. P. 113–117.
6. Fuhrman M.L., Lindsley, D.H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // American Mineralogist. 1988. V. 73. P. 201–215.
7. Ganguly J., Cheng W., Tirone M. Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126. P. 137–151.
8. Gasparik T. Experimental study of the subsolidus phase relations and mixing properties of pyroxene in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. P. 2537–2545.
9. Goldsmith J.R. Melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures // American Mineralogist. 1980. V. 65. P. 272–284.
10. Hariya Y., Kennedy G.C. Equilibrium study of anorthite under high temperature and high pressure // American Journal of Science. 1968. V. 266. P. 193–203.
11. Hays J. F. Lime–alumina–silica // Carnegie Institution of Washington Yearbook. 1966. V. 65. P. 234–239.

12. Hodges K. V., Crowley P. D. Error estimation in empirical geothermometry and geobarometry for pelitic systems // American Mineralogist. 1985. V. 70. P. 702–709.
13. Hoisch T. D. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1990. V. 104. P. 225–234.
14. Hoisch T. D. Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase, and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. V. 108. P. 43–54.
15. Holdaway M. J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 881–892.
16. Holdaway M. J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet–biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1117–1129.
17. Koziol A. M., Newton, R.C. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz geobarometer // American Mineralogist. 1988. V. 73. P. 216–223.
18. Mukhopadhyay B., Basu S., Holdaway M. J. A discussion of Margules-type formulations for multicomponent solutions with a generalized approach // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57. P. 277–283.
19. Mukhopadhyay B., Holdaway M. J., Koziol A. M. A statistical model of thermodynamic mixing properties of Ca–Mg–Fe^{2+} garnets // American Mineralogist. 1997. V. 82. P. 165–181.
20. Pattison D. R. M. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole, Scotland // Journal of Geology. 1992. V. 100. P. 423–446.
21. Perchuk L. L., Lavrent'eva L. Y. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite–garnet–biotite. In: Saxena S. K. (ed.) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Advances in Physical Geochemistry. 1983. V. 3. P. 199–239.
22. Wu C. M., Zhang J., Ren L. D. Empirical garnet–biotite–plagioclase–quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // Journal of Petrology. 2006. V. 45. № 9. P. 1907-1921.
23. Wu C. M. Revised empirical garnet–biotite–muscovite–plagioclase geobarometer in metapelites // Journal of Metamorphic Geology. 2015. V. 33. P. 167-176.

Оценка воздействия автотранспорта на геологическую среду г. Сыктывкара

Вихоть А.Н.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, vikhot.anna@mail.ru

В настоящее время при исследовании геологической среды городов в условиях плотной городской застройки приходится сталкиваться с источниками динамических нагрузок. Одним из основных источников вибраций в данном случае выступает автотранспорт. Вибрационное воздействие от автотранспорта оказывает негативное влияние на состояние строительных конструкций и фундаментов существующих зданий и, как следствие, вызывает деформации грунтов оснований и ухудшает их свойства. Такие деформации в механике грунтов являются главной формой разрушения. Различается 3 фазы изменений грунтов: уплотнение, сдвиг и разрушение. На территории г. Сыктывкара уплотнение в грунтах тонкозернистых и мелкозернистых песков наступает при ускорениях вибрации 0,003g, среднезернистых – при 0,016g, для глин значение несколько выше – 0,02g (Лютоев, Вихоть, 2019).

По результатам многочисленных исследований автотранспорт генерирует в пределах города колебания с частотами от 2-5 до 60-70 Гц, иногда до 200 Гц. Рассмотрим результаты измерения вибрационного поля, создаваемого движущимся автотранспортом в г. Сыктывкаре.

В большей части публикаций и различных строительных нормах и правилах в качестве нормируемого параметра принимается скорость колебания грунта. Она нормируется в зависимости от типа сооружения, основной частоты вибрационного воздействия, характера возможных повреждений и т.д. В ходе работы определялись основные параметры вибрационного поля, достаточно полно характеризующие вибрационную энергию (Вознесенский, 2001; Капустин, Монахов 2012). Такими параметрами являются: максимальная виброскорость и максимальное виброускорение. Диапазоны изменений данных параметров оказались весьма значительны: от тысячных до десятых долей для виброускорения и от тысячных долей до целых значений для виброскорости, поэтому представим анализ результатов в логарифмическом масштабе по закону Вебера-Фехнера: $A = 20\lg(A/A_0)$; $V = 20\lg(V/V_0)$ с учетом поправки на непостоянство вибрации. V_0 и A_0 – опорные значения виброскорости и виброускорения, $5*10^{-8}$ м/с и 10^{-6} м/с^2 соответственно.

Для проведения работ использовалась широкополосная цифровая сейсмическая станция ZET 048-C. Сейсмоприемник BC-1313 встроен в станцию с трехосной измерительной системой, с диапазоном частот 0,3 – 400 Гц по ускорению, 0,048 – 63,69 Гц по скорости и 0,0076 – 10,14 Гц по смещению. Номинальная чувствительность – 0,5 В/(м/с^2), максимально измеряемое значение ускорения – 5 м/с^2, интегральный шум в рабочем диапазоне – не более $4*10^{-5}$ м/с^2.

Для качественной интерпретации результатов оценки транспортного вибрационного воздействия применялось построение схемы методом изолиний по трем компонентам x, y, z (рис. 1).

Количественная интерпретация при измерении виброскорости показала, что основная часть исследуемой территории является областью со средним уровнем воздействия вибрации (46 – 72 дБ по (Локшин, Чеснокова, 1992): по компоненте x – 65% территории, по компоненте y – 66%, по компоненте z – 86%. Здесь возможны незначительные и незатухающие осадки фундаментов зданий в слабых грунтах и незначительные осадки в плотных грунтах. Область с отсутствием регулярного автотранспортного движения или область воздействия низкого уровня вибрации занимает от 11 до 34%: по компонентам y и z – 11% и по компоненте x – 34%. Условия территории, эксплуатирующейся при уровне вибрации более 72 дБ, являются условиями высокого уровня вибрационного воздействия на геологическую среду. Наиболее ярко выражены такие значения по компоненте y – на 23% исследуемой территории на 5 локальных участках.

Количественная интерпретация при измерении виброускорения показала, что вся исследуемая территория является областью со средним уровнем воздействия вибрации (31 –

77 дБ) с некоторыми участками высокого уровня (более 77 дБ): по компоненте x – 20%, по компоненте y – 21%, по компоненте z – 43%.

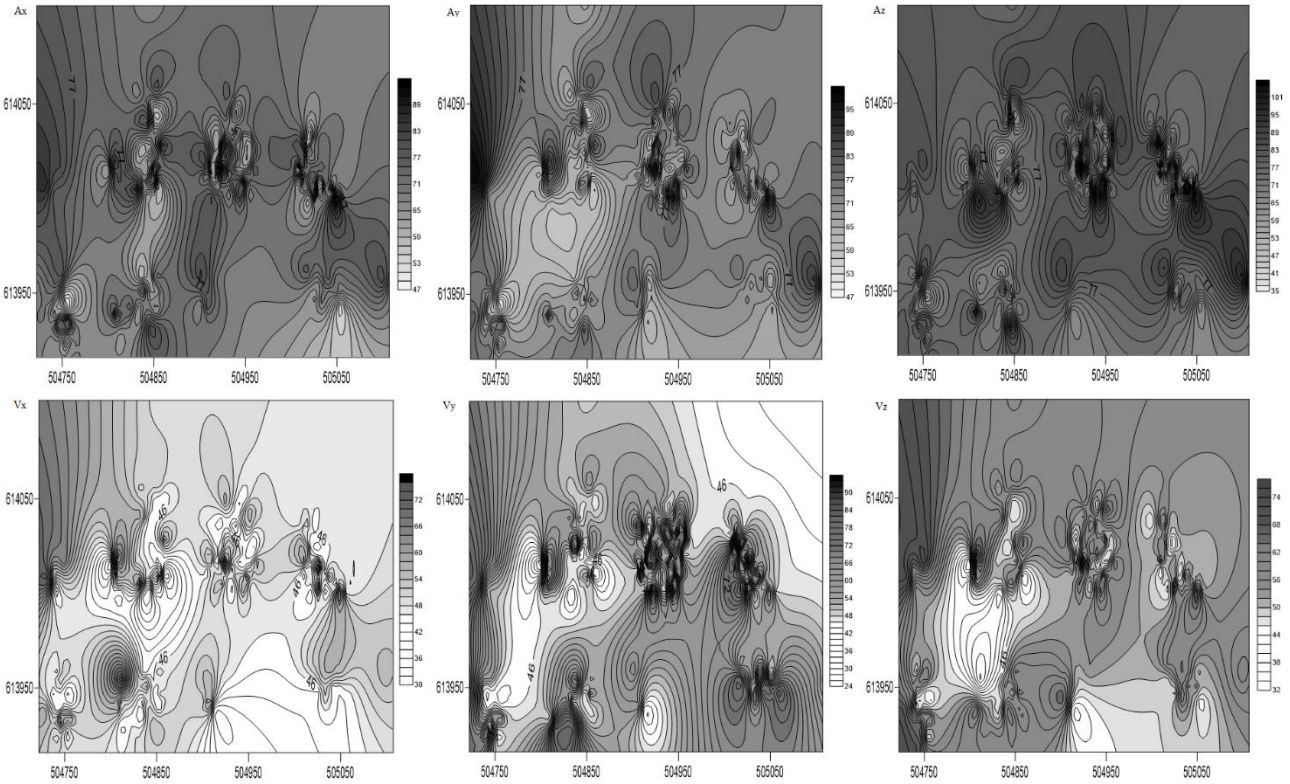


Рис.1. Схема вибрационного поля г. Сыктывкара по трем компонентам, дБ:

A – виброускорение, V – виброскорость

Таким образом, с учетом поправки на непостоянство вибрационного воздействия зарегистрированные на фундаментах зданий уровни вибраций в основном находятся в диапазоне средних значений. Это свидетельствует о том, что при наличии в геологическом разрезе динамически неустойчивых грунтов действие техногенных вибраций может способствовать развитию деформаций этих грунтов и фундаментов зданий, которые на них находятся. Геологическое строение исследуемой территории представлено ледниковыми отложениями gIIpč с прослоями озерно-ледниковых песчаных отложений lgIIpč с низкой степенью обводненности и аллювиальными отложениями II надпойменной террасы a^2IIIbz-p, представленных обводненными песками и супесями. Для снижения вероятности проявления таких процессов можно рекомендовать мероприятия по ограничению скорости движения автотранспорта, обустройству противовибрационных экранов, упрочнению грунтового основания автодороги и фундаментов зданий особенно при проектировании новых строительных сооружений.

Список литературы

1. Вознесенский Е.А. Энергетический подход в динамике грунтов // Вестн. МГУ. 2001. Сер. 4. №2. С. 76-78.
2. Капустин В.В., Монахов В.В. К вопросу об экспериментальной оценке воздействия вибрационных нагрузок на грунтовые массивы // Геотехника. 2012. №3. С. 4-14.
3. Локшин Г.П., Чеснокова И.В. Транспортные магистрали и геологическая среда (оценка техногенного воздействия). – М.: Наука, 1992. 112 с.
4. Лютоев В.А., Вихоть А.Н. Влияние оползневых процессов и природно-техногенной микросейсмичности на геологическую среду города Сыктывкара. Сыктывкар, 2019. 84 с.

Фольбортит $Cu_3V_2O_7(OH)_2 \cdot 2H_2O$

***Владимирова В.А.*[1] *Сийдра О.И.*[123]**

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, vladimirovav.sbk.1998@yandex.ru*
[2] *Центр наноматериаловедения, Кольский научный центр, г. Апатиты.*
[3] *Институт химии силикатов РАН, г. Санкт-Петербург.*

Изучение кристаллических структур минералов, их физических свойств, зависимостей от параметров внешней среды помогают восстановить последовательность минералообразования, проследить характер и процесс эволюции минеральных фаз в зависимости от температуры или давления. Данное исследование посвящено изучению температурного поведения минерала фольбортит $Cu_3V_2O_7(OH)_2 \cdot 2H_2O$.

Образец исследуемого фольбортита был отобран из месторождения Тюя-Муюн, Киргизия. Фольбортит является водным диванадатом меди, встречается как вторичный минерал зоны окисления ванадий-урановых проявлений. Форма выделения фольбортита в исследуемом образце представляет собой тонкопластинчатые прозрачные кристаллы светло-зеленого цвета. Отдельно стоит отметить, что кристаллы фольбортита весьма хрупкие, что затруднило процесс отбора пробы и подготовки шайбы для количественного химического анализа.

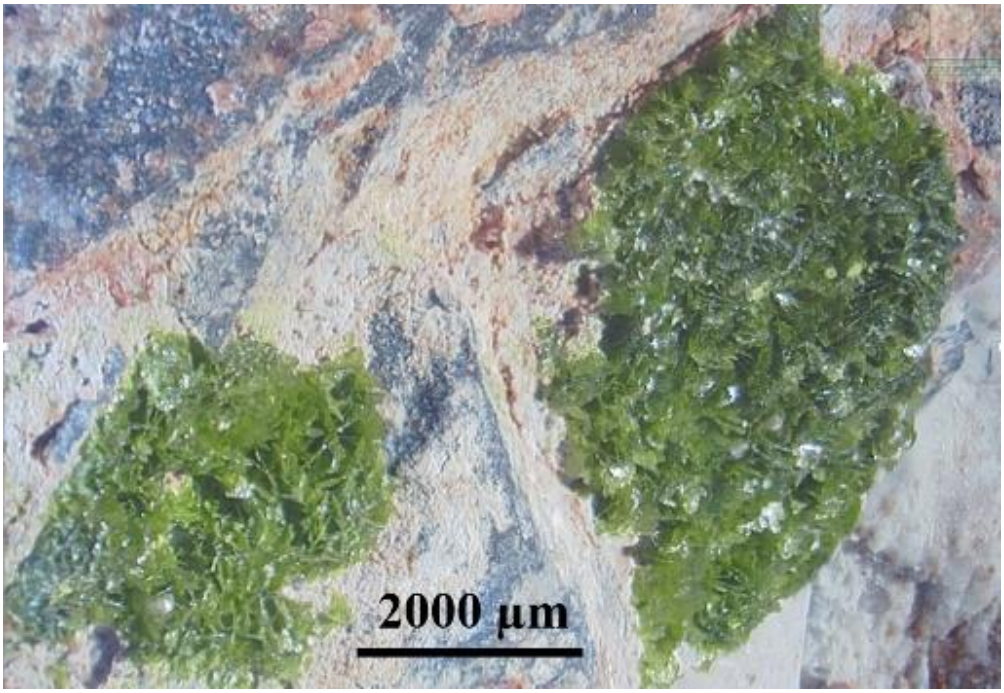


Рис. 1. Фотография кристаллов фольбортита до начала отбора пробы на терморентгенографическое исследование (показаны оба участка кристаллов, масштаб 2 мм)

Представить кристаллическую структуру фольбортита можно как чередование цепочек из Cu-октаэдров 1 и 2, где цепочка 2 является наполовину заполненной. Цепочки вытянуты вдоль оси *b*.

По данным количественного химического анализа формула исследованного фольбортита из месторождения Тюя-Муюн можно представить в виде формулы: $Cu_3V_2O_7(OH)_2 \cdot 2H_2O$. Эмпирическая формула рассчитана по 5 катионам. В процессе данной научно-исследовательской работы природный водный диванадат меди был изучен с помощью терморентгенографического метода, термического анализа, а также инфракрасной спектроскопии.

Так, были проанализированы терморентгенограммы фольбортита в диапазоне температур от -180°C до +300°C. Данные были получены с использованием дифрактометра высокого разрешения Rigaku «Ultima IV». Анализ полученных рентгенограмм показал, что в диапазоне температур от -180°C до +60°C пики фазы фольбортита не меняются, выше +60°C

наблюдается появление слабых пиков двух фаз $Cu(OH)_2 \cdot H2O$ и $Cu_2V_2O_7$, что сопровождается уменьшением интенсивности пиков фольбортита. Достигая $+300^{O}C$ пики фольбортита становятся сравнимы с фоном. Фаза окончательно распадается при данной температуре. Спектры поглощения исследованного фольбортита были сопоставлены с имеющимися литературными данными.

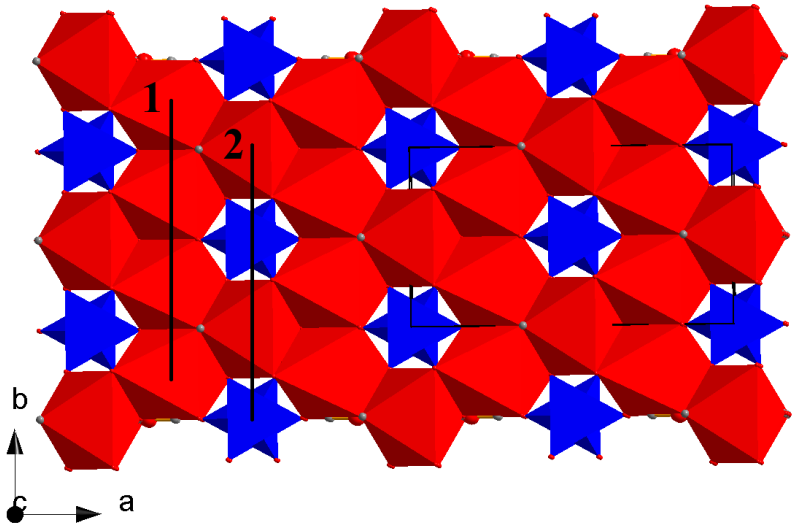


Рис. 2. Проекция кристаллической структуры фольбортита вдоль оси c. Цифрами показаны цепочки октаэдров с различным распределением пустот. Координаты приведены к Basso R. et al., 1989

Ниже приведено сравнение экспериментально полученного спектра ИК фольбортита с литературными данными (Frost et al., 2011; Chukanov, 2014).

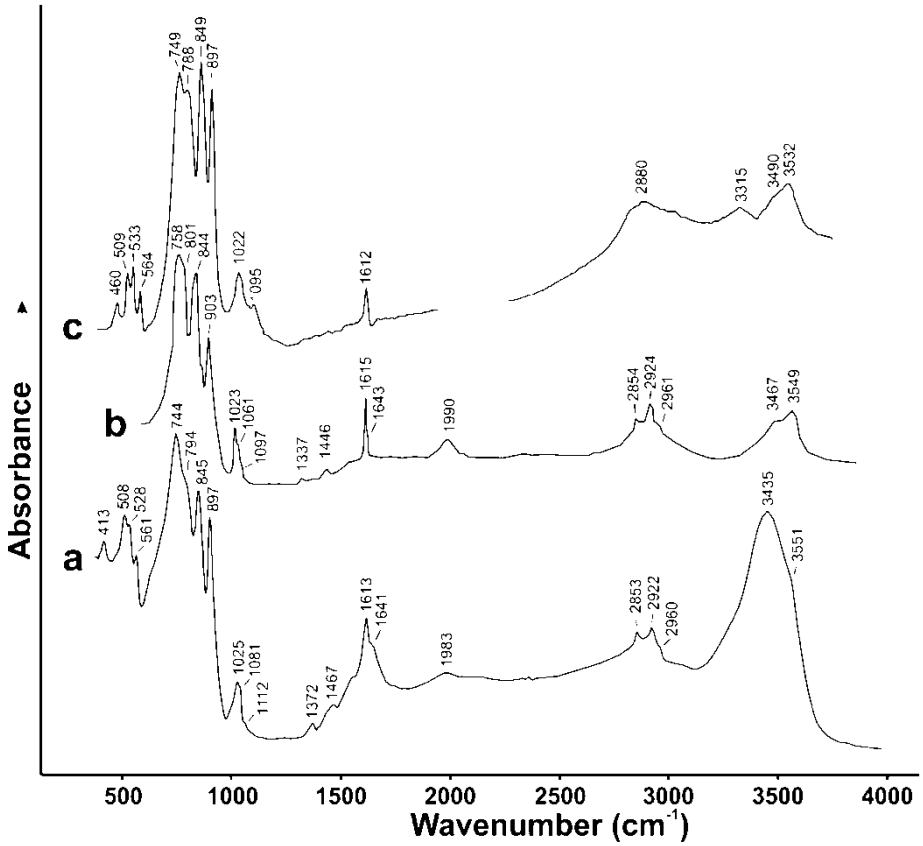


Рис. 3. ИК-спектр исследуемого фольбортита из месторождения Тюя-Муюн, Киргизия (a), фольбортита Среднего Урала Пермской области, Россия (b) (Frost et al., 2011) и фольбортита из месторождения Учкудук, Кызылкум, Узбекистан (c) (Chukanov, 2014)

Для получения ИК-спектра изучаемого фольбортита $Cu_3V_2O_7(OH)_2 \cdot 2H_2O$ порошкообразный образец исследуемого минерала был смешан с безводным KBr, затем измельчен до однородной порошковой массы. Образец был проанализирован с использованием спектрометра Bruker Vertex 70 FTIR в интервале волновых 4000 – 400 cm^{-1} с разрешением 4 cm^{-1} набором 32 сканов. Эталонным образцом был принят чистый KBr.

Полученный ИК-спектр фольбортита (рис. 3, а) рассматривался в сравнении с данными из Frost et al., 2011 (рис. 3, **b**; образец Средний Урал, Пермская область, Россия), и с данными из Chukanov, 2014 (рис 3, **c**; месторождение Учкудук, Кызылкум, Узбекистан). Сопоставление значений полос ИК-спектра исследуемого образца фольбортита было выполнено согласно данным из статьи Frost et al. (2011).

Полосы поглощения ИК-спектра фольбортита (cm^{-1}; s – strong band, w– weak band, sh – shoulder) и соответствующие им значения: 3551sh, 3435, 2960sh, 2922w, 2853w [валентные колебания ν (OH)], 1983w, 1467w, 1372w [возможно связаны с обертонами и/или комбинационными полосами], 1641sh, 1613s [связаны с δ H_2O деформационными колебаниями], 1112w, 1081w, 1025 [δ Cu–OH деформационными колебаниями], 897s [ν_1 (VO_3) симметричное валентные колебания], 845s, 794sh, 744s [ν_3 (VO_3) антисимметричными валентными колебаниями], 561, 528, 508 [соответствуют Cu−O валентным колебаниям], 413 [может быть связано с O−V−O деформационными колебаниями].

В докладе будут представлены полные результаты исследования фольбортита, их корреляция и сопоставление с практическими измерениями.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 16-17-10085 и гранта РФФИ 19-05-00413.

Список литературы

1. Frost R. L., Palmer S. J., Čejka J., Sejkora J., Plášil J., Bahfenne S., Keeffe E. C. A Raman spectroscopic study of the different vanadate groups in solid-state compounds-model case: mineral phases vésigniéite [$BaCu_3(VO_4)_2(OH)_2$] and volborthite [$Cu_3V_2O_7(OH)_2 \cdot 2H_2O$]. // Journal of Raman Spectroscopy. 2011. V. 42(8). P. 1701–1710.
2. Chukanov N. V. Infrared spectra of mineral species. // Springer Geochemistry/Mineralogy. 2014. 1537 p.

Петрографические особенности экструзивно-субвулканических тел кислого состава лядгейского комплекса хребта Енганепэ (Полярный Урал)

Вовчина Т.А.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, ta_kaneva@mail.ru

Хребет Енганепэ находится в зоне сопряжения Полярного Урала и Печорской плиты. Он представляет собой брахиантиклиналь северо-восточного простирания, ядро которой сложено докембрийскими осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими стратифицированными комплексами с субвулканическими телами риолитов и метадолеритов. В южной части хребта Енганепэ установлены многочисленные тела кислого состава, которые относят к экструзивно–субвулканическому лядгейскому комплексу ($\lambda V_2 ld$) поздневендского возраста.

На хребте Енганепэ на сегодняшний день обнаружено два экструзивно–субвулканических тела – в междуречье Правый и Левый Изъявож (2010 г.) и на г. Длинная (2017 г.). Целью нашей работы является выявление петрографических особенностей внутреннего строения зональных экструзивно-субвулканических тел кислого состава лядгейского комплекса ($\lambda V_2 ld$) поздневендского возраста на хребте Енганепэ и установление причин зональности.

Вулканогенные породы экструзивной фации, когда вязкая лава выжимается на поверхность, формируют специфические постройки, именуемые экструзивными куполами. Их образованию, как правило, предшествуют мощные извержения, сопровождаемые взрывами и выбросами большого количества пирокластики, поэтому экструзивные купола ассоциируют с эксплозивно-обломочными породами (Малеев, 1980). Одна из особенностей экструзивных тел заключается в том, что они формируются преимущественно в завершающие этапы вулканизма, после мощных извержений пирокластического материала, когда падает газонасыщенность магматических очагов. Когда газы отделяются быстро, происходит мгновенное вскипание расплава и магма разрывается расширяющимися газовыми пузырьками, вызывающими мощное взрывное извержение – эксплозию. Если магма вязкая и температура ее невысока, то расплав медленно выжимается, выдавливается на поверхность, происходит экструзия магмы (Шарфман, 2001).

В течение летнего полевого сезона 2010 г. нами детально изучено экструзивное тело кислого состава, которое находится в междуречье Правый и Левый Изъявож (Канева, 2011). Оно простирается в северо-западном направлении, его длина составляет 375 м, ширина 200-150 м, а к югу и вовсе сужается до 50 м. Высота обнаженной части около 30 м над поверхностью земли. Вмещающие породы представлены щелочными базальтами, андезитами и их туфами бедамельской серии (R_3-V_2bd), коренные выходы которых наблюдаются на западном и северо-восточном склоне постройки.

Экструзивное тело образовано вулканогенными породами кислого состава, среди которых выделены массивные, флюидальные и сферолоидные риолиты, кластолавы риолитового и дацитового составов.

Центральная часть экструзивного тела сложена флюидальными риолитами. Породы светло-серо-зеленоватого цвета с чередованием белых полос, толщиною 1-2 мм. Флюидальность погружается на северо-восток (аз. пд. 80°) под углом 85º.

Флюидальные риолиты к востоку сменяются массивными разностями. Они представлены светло-серыми, светло-розовыми, темно-серыми до угольного цвета породами, массивными, плотными, с раковистым сколом, обычно с редкими вкрапленниками полевого шпата и кварца. В северо-западной и северной частях экструзивного тела находятся трахириолиты светло-серого цвета, тонкозернистые.

Кислые лавы массивного строения сменяются кластолавами, выходы которых сохранились лишь на некоторых участках постройки. Кластолавы дацитового состава слагают северную и северо-восточную части тела. Они представлены темно-серыми породами с включениями светло-коричневого цвета вытянутой очковидной формы до 3 мм. Кластолавы

риолитового состава находятся в центре южной части экструзии. Это породы серо-бордового цвета с черными включениями неправильной формы.

Наиболее краевая зона экструзивного тела, сохранившаяся только в южной части, сложена сферолоидными риолитами. Это темно-серого цвета породы с хаотично расположенными в основной массе округлыми сферолоидами белого и красновато-бордового цвета, размером до 10 мм.

Текстурные и структурные признаки позволяют выявить особенности зонального строения тела.

Для массивных разностей характерны массивная текстура и редкопорфировая, микропойкилобластовая, микросферолитовая структуры. Структуры основной массы разнообразные: фельзитовая, скрытокристаллическая, метасферолитовая, микрозернисто-метасферолитовая.

Для флюидальных разностей характерна линзовидно-полосчатая текстура и редкопорфировая структура. Основная масса фельзитовая, в некоторых разностях с послойными участками гребенчатой и сферолитовой структур.

Структура сферолоидных разностей характеризуется тем, что первичные сферолиты утратили свое радиально-лучистое строение и от них осталось только обрамление. Основная масса породы состоит из сферолоидов, распределенных по одному или группками из двух-трех индивидов, погруженных в фельзитовый, переходный к микрозернистому, кварц-полевошпатовый агрегат. Сферолоиды имеют размеры до 10 мм (рис. 1).

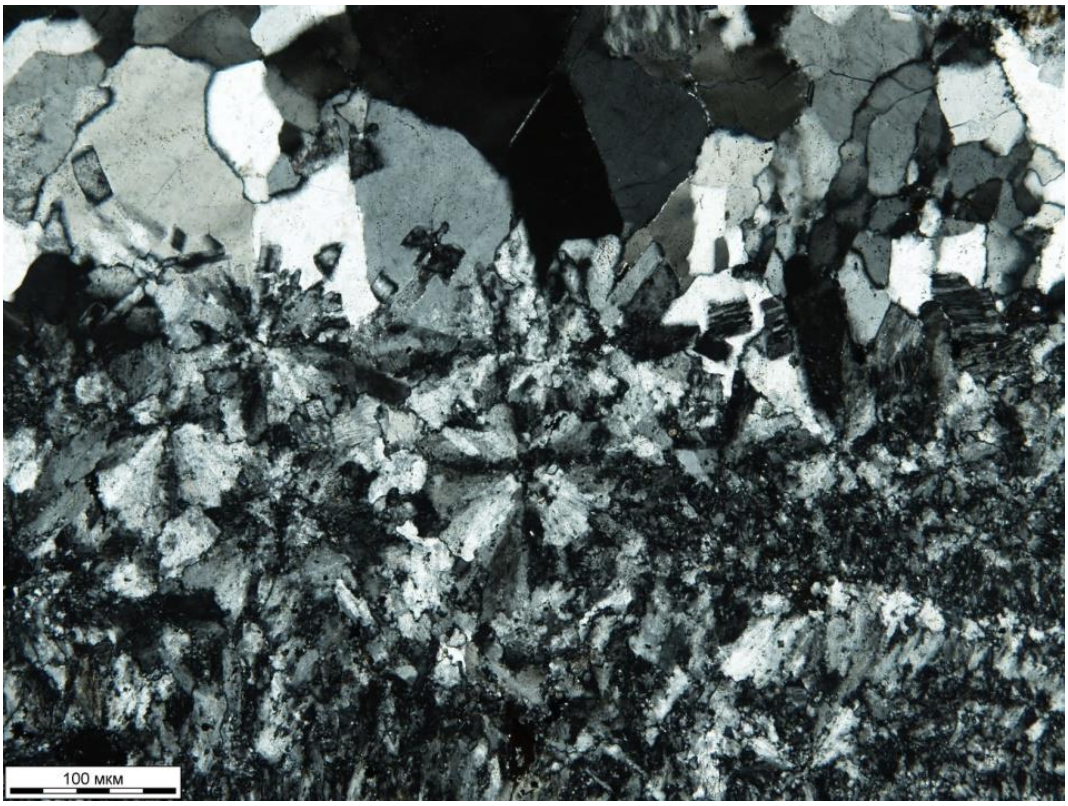


Рис. 1. Структура сферолоидных риолитов. Основная масса фельзитовая, представлена микрозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Сферолоидная структура характеризуется тем, что первичные сферолоиды утратили свое радиально-лучистое строение. Межсферолоидные пространства заняты лавовым материалом с фельзитовой структурой девитрификации и флюидальной текстурой. Фото с анализатором.

Кластолава дацитового состава имеет флюидальную текстуру и редкопорфировую структуру. Структура основной массы микрофельзитовая, представлена кварц – полевошпатовым серицитизированным агрегатом.

Для кластолав риолитового состава характерна линзовидно-полосчатая, прерывистая текстура и брекчиевая структура.

Для трахириолитов характерна массивная текстура и фельзитовая структура основной масса.

Кислые вулканиты лядгейского комплекса по химическому составу соответствуют семействам дацитов, трахириодацитов, риолитов, низкощелочных риодацитов. Они являются породами субщелочной серии и серии нормальной щелочности. Согласно диаграмме (Na_2O/K_2O) – SiO_2 кислые вулканиты представляют собой натриевые и бескалиевые породы. На диаграмме содержания K_2O и SiO_2 породы кислого состава относятся к умеренно- и высококалиевым породам. Кислые вулканиты лядгейского комплекса являются весьма низкоглиноземистыми и крайне низкотитанистыми породами.

Экструзивное тело междуречья руч. Правый и Левый Изъявож по морфологическим признакам Е.Ф. Малеева (Малеев, 1980) можно охарактеризовать как грибообразный купол с простым ассиметричным строением. Вероятно, породы бедамельской серии в момент выжимания лав кислого состава залегали наклонно, что и обусловило асимметрию строения экструзивного купола.

Таким образом, ряд признаков изученного нами тела: выраженность в рельефе, последовательная смена с запада на восток флюидальных разновидностей массивными, и далее сферолоидными, пространственное совмещение лав с пирокластическими породами позволяют отнести их к экструзивному генетическому типу. Можно предположить, что места находок сферолоидных риолитов на хребте Енагнепэ указывают на местонахождения бывших каналов подъема магмы.

Работа осуществлялось в рамках темы НИР «Литосфера северо-востока Европейской платформы и севера Урала: вещественно-структурная эволюция, корреляция геологических событий, геодинамика, геохронология». ГР № АААА-А17-117121270035-0.

Список литературы

1. Канева Т.А. Геологические и петрохимические особенности экструзивных тел южной части хребта Енганепэ (Полярный Урал) // Геолого-археологические исследования в Тимано-Североуральском регионе: Доклады 14-й научной конференции, 27 октября 2011. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 5-11.
2. Малеев Е.Ф. Вулканиты. М.: Недра, 1980. 240 с.
3. Шарфман В.С., Кузнецов И.Е. Методика полевого петрологического изучения магматических пород при региональных геологических исследованиях. Учебно-методическое пособие, книга 1. М.: Изд-во МГУ, 2001.

Оценка изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в реках Русской платформы и Кавказского хребта в водосборном бассейне Каспийского моря

Гаврилова А.А., Кузнецов А.Б., Крамчанинов А.Ю.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, gavryusha.dipsi@mail.ru

Выявление различий изотопного состава стронция в разнотипных горных породах свидетельствует об определенной возможности выделения крупных провинций с близкими изотопными отношениями.

Различие изотопных характеристик горных пород обусловлено их неодинаковым минеральным составом. В одних породах много Ca-содержащих минералов (плагиоклазы, апатиты, карбонаты кальция, гипсы и ангидриты), а другие – обогащены K-минералами (слюды, калиевые полевые шпаты и глины). Эта особенность определяет, как различие в концентрации элементов Rb и Sr, так и различие в отношении Rb/Sr и первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах и осадках. Как следствие, каждый из типов пород, слагающих локальные области, характеризуется определенной величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Фор, 1989). В пределах Русской платформы можно выделить несколько породных комплексов: *глинисто-песчаный, карбонатный* (с разной долей глинистой и глинисто-песчаной примеси), *галогенно-сульфатный, магматический комплекс* (кислых или основных пород), и *докембрийских кристаллических пород.*

Упомянутые комплексы горных пород размываются под воздействием современных флювиальных процессов и растворяются при образовании карста. Изотопно-геохимическая специфика в каждом водотоке формируется под влиянием конкретного размываемого комплекса. Далее, в результате смешивания нескольких водных потоков в конечном водосборном бассейне также формируется уникальная изотопно-геохимическая характеристика, отражающая состав размываемых пород во всей водосборной области. Эти характеристики могут меняться во времени в результате изменения водосборных бассейнов или же образования новых горных пород, которые также подвергаются размыву.

Регистрация отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в водном бассейне или потоке возможна путем химического осаждения растворенного стронция в карбонате кальция. Наиболее распространенными формами природных пресноводных карбонатов являются хемогенные осадки и раковины моллюсков. Они наиболее ярко отражают изотопно-геохимическую обстановку, поскольку для построения своей раковины путем фильтрации они забирают из воды растворенные вещества (Кузнецов и др., 2012; Кузнецов и др., 2018).

Задачей данной работы является модельный расчет вклада различных типов горных пород, размываемых в пределах водосборного бассейна Каспийского моря, и его сравнение с актуальной Sr-изотопной характеристикой биохемогенных осадков, полученной при изучении литературных источников и изотопного состава Sr карбонатных раковин моллюсков.

Современное Каспийское море в географическом плане является крупнейшим озером на Земле, и его водосборный бассейн охватывает различные питающие провинции: на севере: Русскую платформу, дренируемую Волгой и ее притоками; Уральскую складчатую область на востоке, которую дренируют реки: Урал и приток Волги – Кама; Кавказский хребет с запада, по территории которого протекают Терек, Сулак, Кура; а также хребет Эльбурс в южной части водосборного бассейна, дренируемой рекой Сефидруд (Свиточ, 2014).

На основе изучения картографических и литературных источников были определены площади водосбора основных рек, питающих Каспийское море. Волга, бассейн которой составляет около 40% территории водосборного бассейна Каспия, определяет основную часть поверхностного притока к морю, достигающую около 80% общего его объема. Урал, Терек, Кура и Сулак берут свое начало на горных хребтах Южного Урала и Кавказа, и водосборный бассейн этих рек охватывает около 15% площади. Реки, расположенные в степной и пустынной зонах Средней Азии и в пределах горной системы Эльбрус, хотя и занимают значительную часть площади водосбора, но вносят очень незначительный вклад из-за периодического пересыхания и забора большей части стока на хозяйственные нужды.

Для определения изотопно-геохимического состава и изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ пород в водосборном бассейне Каспийского моря на основе геологической карты Европы 1:10000000 (1981) и структурно-формационной карты СССР 1:10000000 (1995) была составлена карта-схема, в которой были выделено шесть основных фациальных комплексов: карбонатный (без терригенной примеси), глинисто-карбонатный, глинисто-песчано-карбонатный, терригенно-обломочный (алеврито-песчаный), галогенно-сульфатный и магматический базальтовый. Для каждого водосбора были подсчитаны площади размываемых породных комплексов (рис. 1).

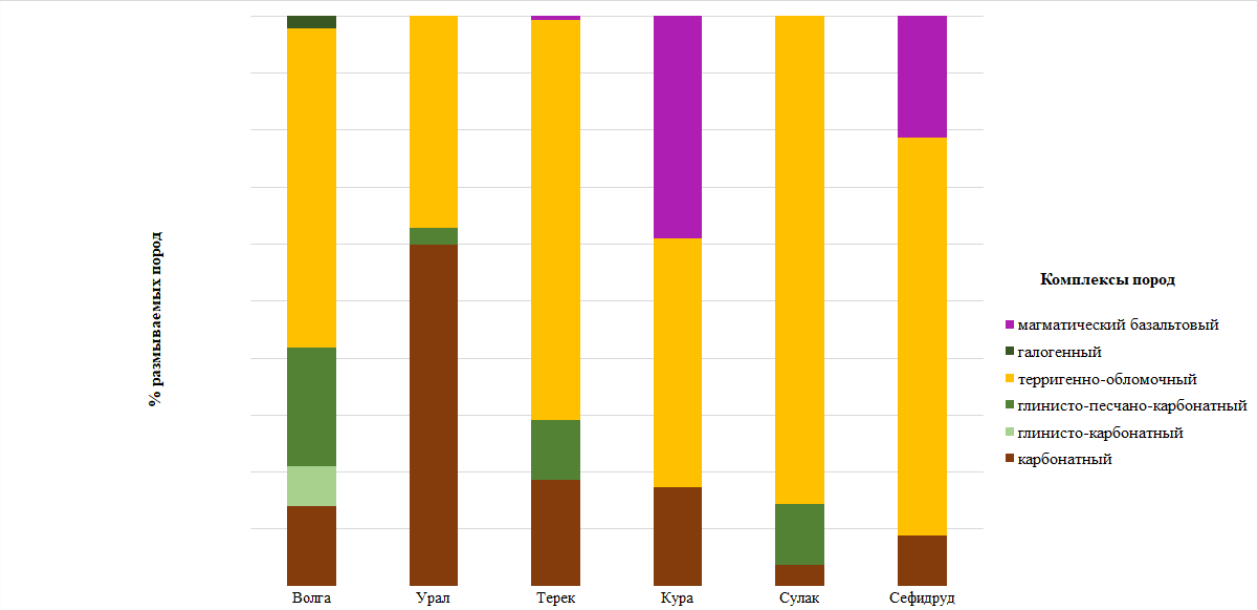


Рис. 1. Площадь размываемых пород, характерных для каждого типа водосборного бассейна реки.

Для оценки изотопного отношения Sr в конкретном водосборе были использованы некоторые исходные параметры: как модельные, так и полученные экспериментальным путем – средняя концентрация Sr (г/т) в породах определенного типа, среднее отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ и средняя доля растворимого легкоподвижного Sr (%) в породах разного типа.

Исходя из изучения исходных параметров, можно сделать вывод, что наиболее низкой концентрацией Sr отличаются породы терригенно-обломочного комплекса (20 г/т), а соли и гипсы (галогенно-сульфатный комплекс) – высокой концентрацией (1500 г/т). Карбонатный комплекс имеет в среднем 800 г/т Sr, однако при увеличении количества глины его содержание падает до 150 г/т. Магматический базальтовый комплекс в среднем содержит 200 г/т. Средняя величина изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ понижается в ряду терригенный → глинисто-карбонатный → карбонатный → галогенно-сульфатный → базальтовый комплекс, соответственно: 0,7300→0,7120→0,7085→0,7070→0,7050. Наиболее растворимыми породами по отношению к стронцию являются породы галогенно-сульфатного комплекса, менее растворимы – карбонаты, а терригенные породы почти не поставляют Sr вследствие своей плохой растворимости. (Фор, 1989)

В результате было вычислено количество растворенного стронция в общем стоке отдельных речных водосборных бассейнов и отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в каждом породном резервуаре для отдельных речных бассейнов (рис. 2).

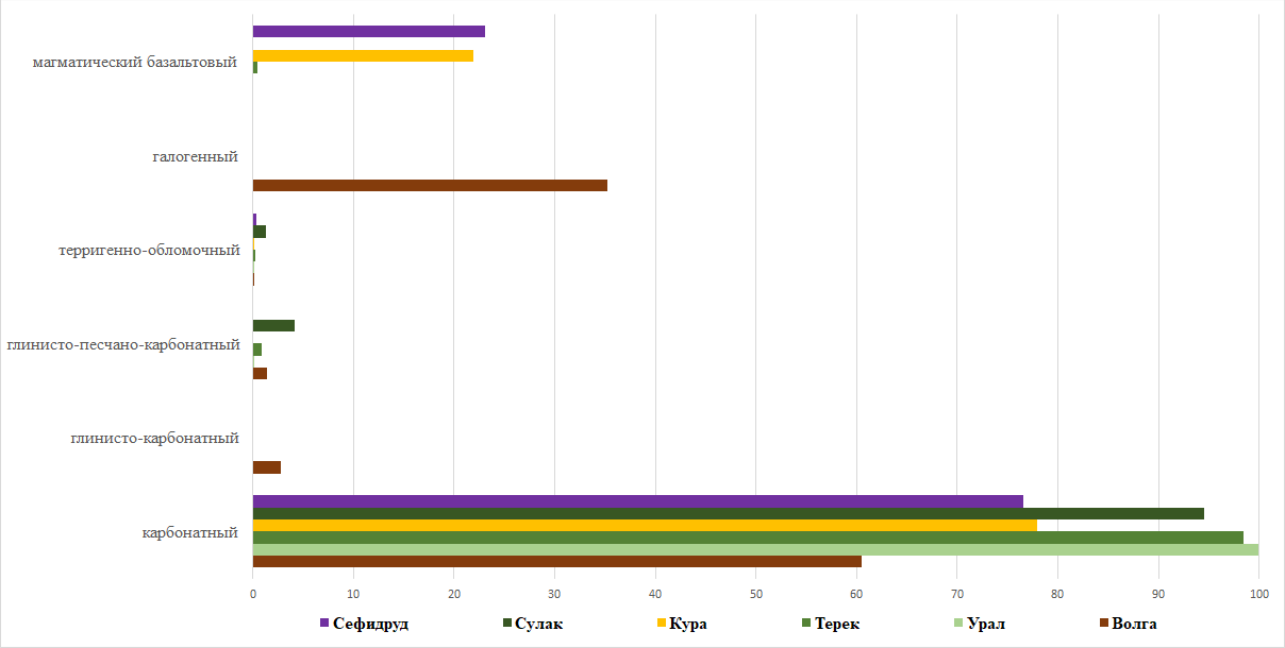


Рис. 2. Доля Sr в породном резервуаре, %.

Волжский бассейн делится на три части: от истока до Оки, затем до Камы и далее до самого устья в Каспийском море. Начало река берет на Валдайской возвышенности, которая сложена палеозойскими породами карбонатного комплекса (известняками, доломитами, глинами). Далее река вытекает на Русскую равнину, которая преимущественно состоит из терригенных песчаниковых пород. В среднем течении Волга протекает по породам глинисто-песчано-карбонатного комплекса палеозойского возраста. После впадения Камы волга течет по терригенным комплексам мезозой-кайнозойского возраста. В целом, 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 (Нургалиева, 2005).

Бассейн реки Кура. Исток река берет в Армянском нагорье, сложенным в основном породами магматического комплекса. В среднем течении река Кура протекает по юрским и меловым известнякам, а в нижнем течении – по осадочным породам. В бассейне р. Кура преобладает размыв пород терригенно-обломочного мезозойского возраста и магматических базальтовых комплексов кайнозойского возраста. Основными же поставщиками Sr являются карбонатные и магматические породы.

Уральский бассейн. Река Урал по большей своей части протекает по терригенно-обломочному комплексу палеозойского возраста. В бассейне этой реки наибольшему размыву подвергаются карбонатные породы, которые также являются и основным поставщиком Sr.

Бассейн реки Терек и Сулак. Водосборный бассейн рек Терек и Сулак схож: оба протекают преимущественно по терригенным, терригенно-карбонатным и карбонатным породам мезозойско-кайнозойского возраста. Несмотря на то, что в водосборном бассейне р. Терек и р. Сулак преобладает размыв терригенно-обломочных пород, основным поставщиком Sr являются породы карбонатного комплекса.

Бассейн реки Сефидруд. Для бассейна реки Сефидруд наибольшему растворению подвергаются мезозойские породы терригенного комплекса, площадь которых на территории водосборного бассейна составляет порядка 70%. Небольшая площадь размыва занимают породы магматических базальтовых комплексов мезозойского и кайнозойского возраста. Однако наибольшим поставщиком стронция (76%) также являются породы карбонатного комплекса, размыв которых происходит преимущественно в верховьях реки.

Вычисленное в результате модельных построений среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для континентального стока в Каспийское море составило 0,7083. Это значение оказалось очень

близким к величине $^{87}Sr/^{86}Sr$, которое было измерено в рассолах юго-восточной части Каспийского моря вблизи залива Кара-Богаз-Гол – 0,7082 (Clauer et al., 2009). Полученная величина показывает отличие Sr-изотопной характеристики Каспия от океанической воды (Кузнецов и др., 2012), что говорит о геохимической обособленности этого бассейна.

Помимо модельного расчета в работе также были учтены имеющиеся данные по изотопным отношениям $^{87}Sr/^{86}Sr$ в различных частях исследуемого региона, а также было проведено аналитическое исследование раковин современных моллюсков из рек Волга и Урал для определения изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Стоит сказать, что значения $^{87}Sr/^{86}Sr$, полученные путем расчёта, очень хорошо соответствуют эмпирическим данным.

Например, модельный расчет в устье Волги дал значение 0,7082, что сопоставимо с данными, полученными путем геохимического анализа воды в этой же географической точке – 0,7081-0,7080 (Clauer et al., 2009). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в раковине двустворчатого моллюска, отобранного в низовье Волги (Астрахань) равно – 0,7082, что соответствует расчетному значению. В верховье река Волга, где преобладают палеозойские глинисто-карбонатные породы со средним отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ около 0,712, изученный образец раковины пресноводного моллюска показал очень близкое значение – 0,7119. Для устья рек Кура и Сулак были вычислены значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ соответственно 0,7076 и 0,7079, которые также совпадают с имеющимися данными – 0,7074 и 0,7078 (Clauer et al., 2009; Шишлина, 2016).

В ходе исследований, было установлено, что во всех изученных речных бассейнах в пределах водосбора Каспийского моря, несмотря на преимущественный размыв терригенно-обломочного комплекса, основным постановщиком Sr являются карбонатные породы, представленные палеозойскими морскими отложениями – известняками.

Вычисленные в ходе работы изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для каждого речного бассейна и для конечного водоема, в целом, хорошо соотносятся с уже известными данными, полученными при анализе воды и карбонатных раковин.

Использование картографического материала и предложенного подхода для модельного расчета пригодны для оценки характеристики изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ размываемых пород в водосборном бассейне Каспийского региона.

Список литературы

1. 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.
2. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3-23.
3. 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. С. 76-89.
4. Свиточ А. А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: МГУ. 2014. 272 с.
5. Шишлина Н. И. и др. Вариации изотопного состава стронция в образцах современных улиток восточной части Кавказа //Аридные экосистемы. 2016. Т. 22. № 2 (67). С. 32-40.
6. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
7. 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. Т. 15. № 1-2. С. 237-261.

Петрофизические характеристики золотоносного даечного комплекса Ветренской площади (Магаданская область)

Григорьев Г.К.[1], Воробьёв Ю.В.[2]

[1] ФГБОУ ВО "Санкт-Петербургский горный университет", GrigGeoK@gmail.com

[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ)

В связи с исчерпанием ресурса россыпных месторождений золота в Магаданской области актуальна проблема поиска коренных месторождений. В рамках этих поисков проводились работы на участке Мунчан. Участок Мунчан охватывает верховья руч. Мунчан (правый приток р. Хилгыча) и водораздельное пространство между руч. Лунный и Мунчан. Проводимые работы направлены на поиски коренных источников промышленных россыпей золота по руч. Мунчан и Лунный.

Стратифицированные образования рассматриваемой площади представлены отложениями среднего триаса: переслаивающимися песчано-глинистыми алевролитами, глинистыми алевролитами, алевритовыми аргиллитами массивной и неяснотонкослоистой текстуры или алеврито-глинистыми сланцами с редкими тонкими прослоями песчаников.

Интрузивные образования представлены штоком позднеюрских гранодиоритов Большой Чалбыкан на севере и комплексом меловых даек диоритов и гранит-порфиров, широко развитым по всему участку. Березитизация и окварцевание развиты в них неравномерно и избирательно, по системам секущих трещин. Такие отношения наблюдены нами в русловом обнажении руч. Мунчан.

Целью полевых работ были поиск коренного месторождения золота и создание геолого-геофизической модели строения рудной структуры. На первом этапе было проведено литохимическое опробование ВОР по сети 500х50 с целью общей оценки золотоносности участка. На втором этапе в пределах выделенных аномалий проведены площадные геофизические работы: электроразведка методом вызванной поляризации (срединный градиент) и магниторазведка с использованием БПЛА. Строение выявленной потенциально рудоносной структуры изучено с помощью серии профилей электротомографии.

Эталонным объектом послужило 200 м русловое обнажение в руч. Мунчан. Дайки диоритов прорывают рассланцеваные алевролиты в районе пикетов 50 и 75. Эти участки выделяются локальными максимумами по сопротивлению и минимумами на графиках поляризуемости на различных временных задержках (рис.1). Зона активного изменения алевролитов начинается с пикета 105 и заканчивается на 200 пикете. Это участок пересечен кварцевыми жилами, сульфидизация представлена различными видами (мелкая вкрапленность, жильные и линзовидные образования), по составу встречаются: арсенопирит, халькопирит, пирит, галенит. В пределах этой зоны наблюдается интенсивный углеродистый метасоматоз, в зонах окварцевания встречаются кристаллы графита. Со всей зоны отобраны образцы для проведения лабораторных исследований и уточнения петрофизических характеристик горных пород.

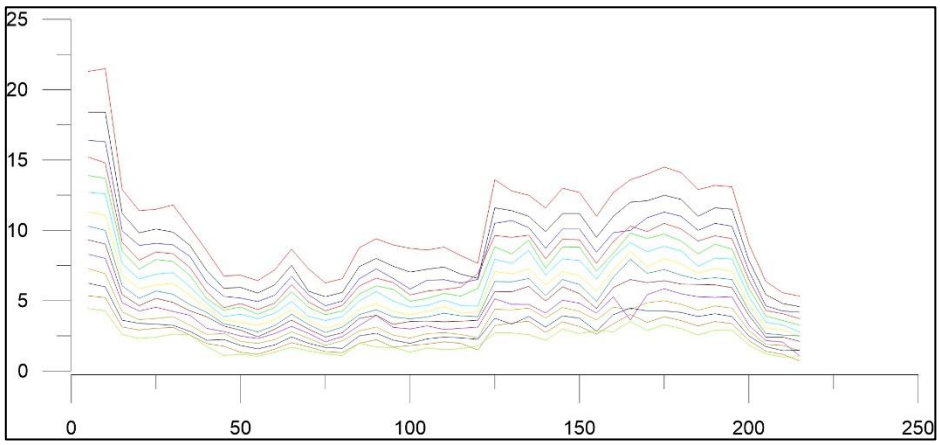


Рис. 1. Графики поляризуемости на различных временных задержках.

Результаты площадных электроразведочных работ представлены на рис. 2 и 3. На графиках сопротивления в южной части участка выделяется линейная положительная аномалия пространственно сопряженная с выходами диоритов. Зона повышенного сопротивления обрамлена аномалиями заряжаемости, картирующими потенциально рудную, что подтверждается аномальными содержаниями золота по ВОР, зону метасоматических изменений.

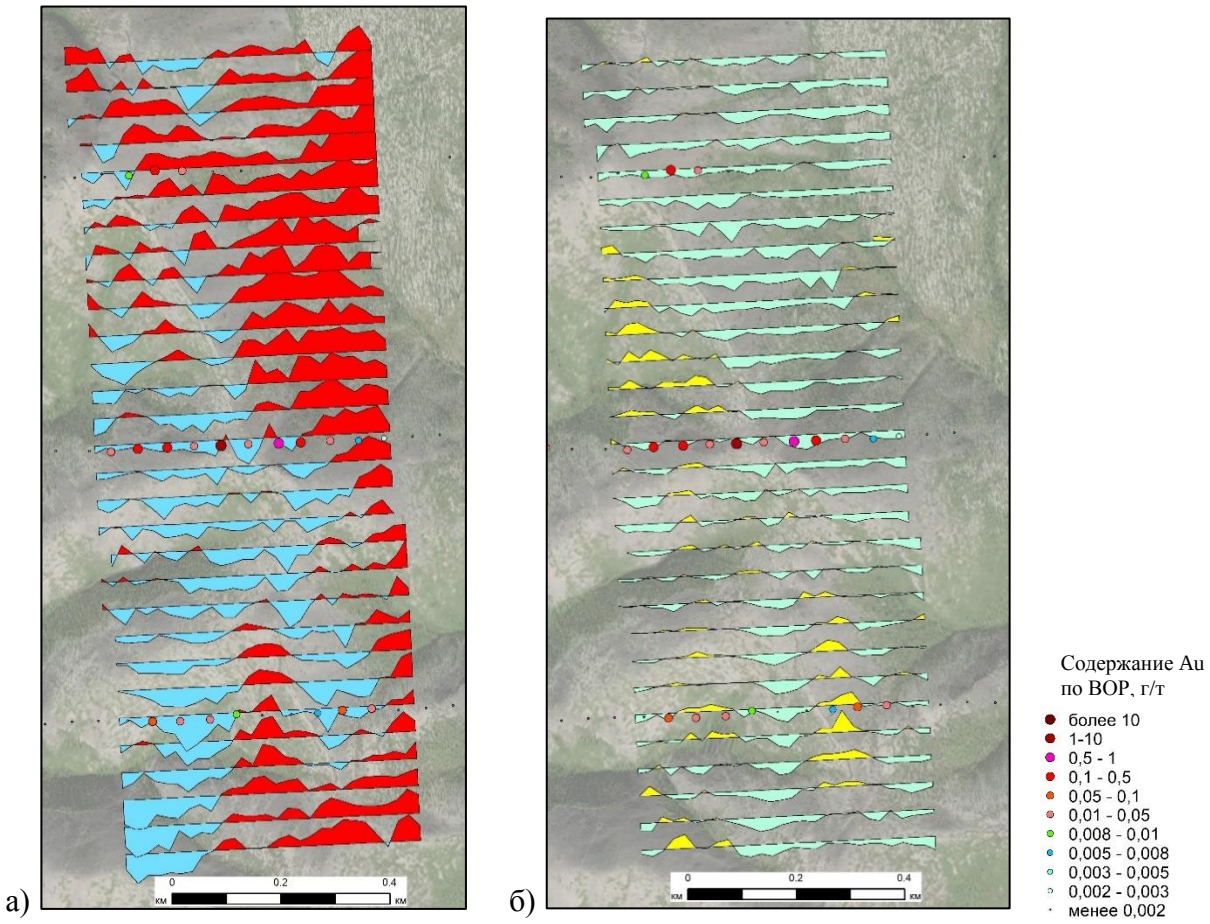


Рис. 2. Графики кажущегося удельного сопротивления (а) и кажущейся заряжаемости (б).

По итогам работ даны рекомендации на горные работы. В случае положительных результатов весь комплекс даек может быть пересмотрен, как трассирующий пути миграции рудных флюидов.

Список литературы

1. Комаров В.В. Электроразведка методом вызванной поляризации, Л. «Недра», 1980, 367 с
2. Соцкая О.Т. Минералогические и геохимические особенности месторождений золото-сульфидно-вкрапленного типа в южной части яно-колымского золотоносного пояса, Магадан – 2017
3. Новожилов Ю.И., Шер Л.С. О самородном золоте в рудных телах Ветренского месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Выпуск 21. Магаданское книжное изд-во, 1974. С. 148–156.

Геохронология умереннощелочного лакколита г. Рудной (южная Якутия)

Гузев В.Е.[1,2], Терехов А.В.[1], Молчанов А.В.[1]

[1]*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского*, vladislav_guzev@vsegei.ru

[2]*Санкт-Петербургский горный университет*

Изучаемая территория лакколита г. Рудной приурочена к Лебединскому золоторудному узлу, который по своим площадным параметрам является одним из самых крупных в пределах Центрально-Алданского рудного района и занимает практически всю его южную и центральную части. Лакколит расположен вблизи поселка Лебединый и занимает бассейн правых притоков р. Большой Куранах – ручьев Рудный, Ленинский и Крутой (рис. 1).

В геологическом строении на рассматриваемой территории выделяют многоярусное строение. Нижний структурный этаж сложен архейскими и протерозойскими метаморфическими образованиями кристаллического фундамента. Верхний структурный этаж (платформенный чехол) образован венд-кембрийскими карбонатными породами. Все вышеописанные комплексы пород прорваны многочисленными мезозойскими дайками (сиенит-порфиры, бостониты, лампроиты, вогезиты), силлами и интрузивными массивами.

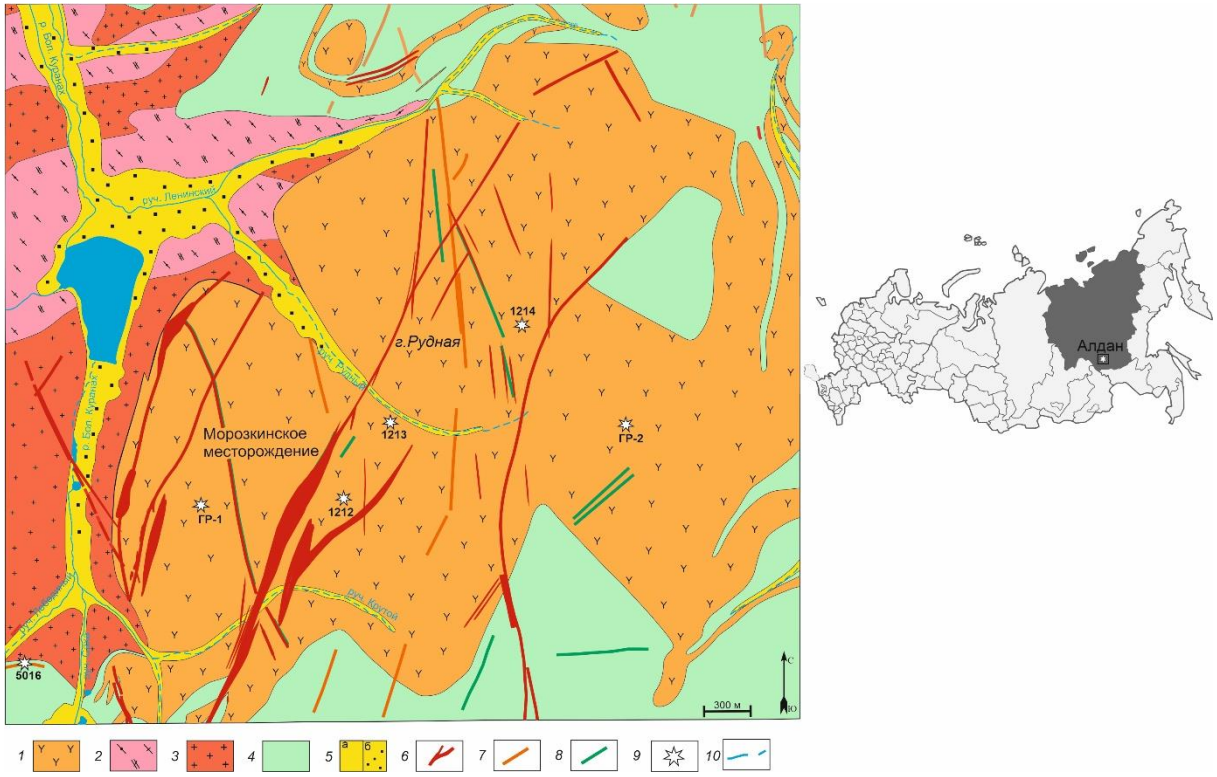


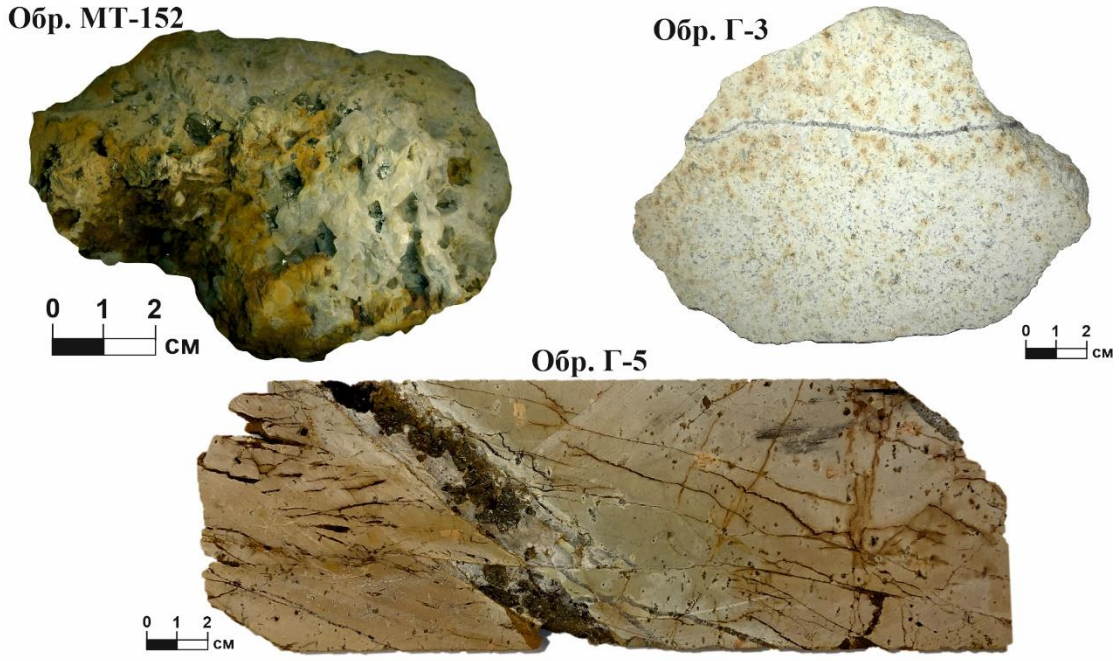
Рис. 1. Схема геологического строения г. Рудной. Масштаб 1:10 000.

1 – сиениты ($\xi K_1 a_2$); *2* – гнейсы, плагиогнейсы и кристаллические сланцы федоровской серии; *3* – нерасчлененные граниты (γPR_1); *4* – доломиты усть-юдомской свиты (V_2~$Є_1 ujd$); *5* – отложения речных долин: а) аллювиальные, б) техногенные; *6* – золоторудные крутопадающие жилы и субгоризонтальные лентовидные и пластообразные залежи; *7* – дайки и силлы сиенит-порфиров ($\xi\pi K_1 k$); *8* – силлы минетт ($^m xJ_{2\text{-}3} tm$); *9* – точки отбора образцов для U-Pb датирования цирконов; *10* – реки и ручьи.

Мезозойский магматизм в пределах Лебединского золоторудного узла проявился в течение четырех этапов: 1 – триас-раннеюрский (217-186 млн лет), 2 – среднеюрский (176-161 млн лет), 3 – позднеюрский-раннемеловой (162-140 млн лет), 4 – раннемеловой (138-125 млн лет) (Максимов, 2010; Молчанов и др., 2013; Прокопьев и др., 2018). Причиной проявления щелочного и умереннощелочного мезозойского магматизма является дегидратация субдуцирующей океанической плиты в результате закрытия Монголо-Охотского моря. Деформации в литосфере привели к проявлению импульсного многоэтапного магматизма, который отвечает за перенос рудных компонентов (Au, U, Mo, Cu) к поверхности и отложение

их в пределах разломов и разрывных структур. Именно с мезозойским магматизмом связывают формирование многочисленных эпи- и мезотермальных золоторудных месторождений. Поэтому при исследовании изучаемой территории важно уделять внимание проблеме генезиса и возрастной идентификации интрузивных образований.

Изучаемый лакколит сложен умереннощелочными сиенитами (рис. 2) с порфировой, реже гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Большая часть сиенитов претерпела значительные изменения – гидротермально-метасоматические преобразования и ожелезнение.



	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3общ}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Σ
МТ-152	65,9	0,2	17,5	1,9	0,062	0,25	1,31	3,27	7,75	<0,05	1,73	99,9
Г-3	65,8	0,17	17	1,57	0,048	0,3	2,12	2,87	7,87	<0,05	2,27	99,9
Г-5	64,21	0,25	16,87	3,12	0,5	0,12	1,07	4,5	6,28	0,07	1,55	98,5

Рис. 2. Примеры образцов измененных сиенитов лакколита г. Рудной.

Возраст магматической кристаллизации лакколита г. Рудной, несмотря на имеющиеся изотопные датировки является неоднозначным. Ранее K-Ar методом был определен абсолютный возраст кварцевого сиенит-порфира из Лебединского месторождения, который составил 188 млн лет (Хотина и др., 1987). Поэтому при построении геологической карты О-51-XVIII (Воробьев, Шумбасова, 2013), ГУГГП «Алдангеология» отнесла лакколит г. Рудной и близлежащие интрузии к ороченскому гипабиссальному комплексу ($q\xi\pi T_3$-J_1o). Кроме того, в 2013 году сотрудниками отдела металлогении ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках работ ГК-1000 листа О-51 (Алдан) третьего поколения исследованы цирконы (U-Pb методом) из дайки сиенитов (обр. 5016) вблизи пос. Лебединый. Результаты показали, что радиологический возраст магматической кристаллизации данных пород оценивается в 135.9±1.9 млн лет (Молчанов и др., 2013).

Новые изотопно-геохронологические исследования лакколита г. Рудной были проведены на основе 5 представительных образцов сиенитов, весом 3-6 кг каждый. Возраст циркона определялся локальным U-Pb методом в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» на вторично-ионном микрозонде SIMS SHRIMP-II по стандартной методике (Williams, 1998). *Изотопно-геохронологические (U-Pb) исследования установили возраст магматической кристаллизации лакколита г. Рудной, который оценивается интервалом в 130-136 млн лет.* Полученные результаты датировок не подтверждают возраст сиенитов 188 млн лет, показанный на

геологических картах предшественниками. Новые данные позволяют отнести лакколит г. Рудной и близлежащие интрузии к алданскому плутоническому комплексу ($\xi K_1 a_2$), а не к ороченскому гипабиссальному комплексу ($q\xi\pi T_3\text{-}J_1 o$), как считалось ранее. Сравнивая полученный изотопный возраст с обр. 5016 (Молчанов и др., 2013), можно предположить, что внедрение даек, силлов и минетт на рассматриваемой территории происходило практически синхронно.

Список литературы

1. Воробьев К.А., Шумбасова Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алданская. Лист O51-XVIII. Объяснительная записка. СПб. 2013. 370 с.
2. Кукушкин К.А., Молчанов А.В., Радьков А.В., Шатов В.В., Терехов А.В., Шатова Н.В., Хорохорина Е.И., Ремизов Д.Н. О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) // Регион. геология и металлогения. 2015. № 64. С. 48-58.
3. Максимов Е.П. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. №2. С. 3-26.
4. Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Белова В.Н., Радьков А.В., Соловьев О.Л., Степунина М.А. Лебединский золоторудный узел (особенности геологического строения, метасоматиты и оруденение) // Регион. геология и металлогения. 2013. № 55. С. 99-110.
5. Петров О.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В. Морозкинское золоторудное месторождение (особенности геологического строения и краткая история открытия) // Регион. геология и металлогения. 2018. №75. С. 112-116.
6. Прокопьев И.Р., Кравченко А.А., Иванов А.И. Геохронология и рудоносность Джелтулинского щелочного массива (Алданский щит, южная Якутия) // Тихоокеанская геология. 2018. Т.3. №1. С. 37-50.
7. Хотина Е.Б., Жежель О.Н., Ромм Г.М. Кайнозойские отложения Алдано-Амгинского стратотипического района Южной Якутии // В кн. Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л.: ВСЕГЕИ. 1987. С. 44-51.
8. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.

Геологические и геоморфологические индикаторы колебаний уровня моря в прошлом

Джевахашвили П.С.[1], Баранская А.В.[2], Романенко Ф.А.[2]

[1] МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, pol-sd@mail.ru

[2] МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, НИЛ геоэкологии Севера

Регрессии и трансгрессии Мирового океана – важный фактор развития рельефа прибрежных территорий и шельфов. Меняющая свое положение береговая линия оставляет после себя геологические и геоморфологические следы: под действием воды создаются аккумулятивные и абразионные формы рельефа, вместе образующие береговую зону. Их морфология и внутреннее строение, а также современное расположение отражают изменения высоты береговой линии в прошлом, а значит, могут служить опорными точками (индикаторами) для изучения колебаний уровня моря.

Индикатор положения уровня моря – это совокупность признаков, указывающих на высоту уровня моря в прошлом по отношению к современному, выраженных в рельефе и отложениях (Shennan et al., 2015). Можно разделить индикаторы на два типа:

1) Индикаторы точного положения уровня моря: древние береговые линии и иные геологические и геоморфологические признаки, маркирующие некоторый диапазон возможного положения уровень моря в тот или иной момент времени;

2) Ограничивающие индикаторы, к которым относятся континентальные и все морские отложения, за исключением прибрежных. Их датирование показывает только то, что в определенном месте в установленное время находился или не находился морской бассейн, соответственно, они ограничивают диапазон возможного положения уровня моря в прошлом только сверху (континентальные индикаторы) или снизу (морские индикаторы).

Об изменениях уровня моря за миллионы и миллиарды лет можно судить по геологическим индикаторам, в то время как геоморфологические индикаторы позволяют реконструировать события лишь для относительно недавнего геологического прошлого (табл.1). Лучше всего они изучены в плейстоцене и голоцене, когда происходила смена более холодных (ледниковых) эпох с низким положением уровня океана и более теплых (межледниковых), когда уровень рос. Исследование таких индикаторов позволяет реконструировать пространственную и временную изменчивость уровня и выявить факторы и механизмы его колебаний.

Таблица 1. Геологические и геоморфологические индикаторы колебаний уровня моря.

Тип индикатора	**Индикатор**	**Проявление в рельефе**	**Проявление в составе отложений**	**Способы определения возраста и обстановки осадконакопления, вид анализа**	**Временной диапазон**	**Распространение**
Точного положения	Поднятые береговые формы	- серии береговых валов - лестницы морских террас - палеолагуны - дюны	- литологические последовательности - морская флора и фауна - следы работы волн - характер залегания	- пространственное соотношение с другими береговыми формами - анализ космоснимков - литологический - дендрохронологический - тефрохронологический - прямое датирование моллюсков и/или торфа (радиоуглеродный, термолюминесцентный) - спорово-пыльцевой - палеонтологический	PR – Q_{IV}	Повсеместно

	Пляжевые отложения	- серии баров на суше и под водой	- литологические последовательности - характер залегания: субпараллельными рядами - косая слоистость	- структурно-геологический (анализ залегания) - литологический - прямое датирование моллюсков и/или торфа (радиоуглеродный, термолюминесцентный и ОСЛ) - палеонтологический	MZ – Q_{IV}	Повсеместно
Ограничивающий и точного положения	Изолированные бассейны	- озерные котловины на побережье	- литологические последовательности - ленточные глины	- литологический - диатомовый - палеомагнитный - уран-ториевый - протактиний-урановый - радиоуглеродное датирование - варвохронологический	Q_I – Q_{IV}	В областях поднятия (преимущественно гляцио-изостатического)
	Марши и лайды	- аккумулятивные прибрежные равнины	- чередование растительных и морских отложений	- радиоуглеродное - уран-ториевый - спорово-пыльцевой - диатомовый - анализ ботанического состава торфа	Q_I- Q_{IV}	Умеренные и субполярные широты
	Мангры	- особый тип побережий – мангровые	- слоистый торф (мангровые маты)	- радиоуглеродное датирование - анализ ботанического состава торфа	Последние несколько тыс. лет	Между 25° с. ш. и 25° ю. ш.
	Кораллы	- коралловые рифы - коралловые острова и атоллы - коралловые террасы	- обломки кораллов - известняки	- подсчет ежегодных слоев роста - уран-ториевый - радиоуглеродное датирование	MZ – Q_{IV}	Тропические моря
Ограничивающий	Морские отложения (колонки донных отложений – точного положения)	- шельф - континентальные склоны - морские аккумулятивные равнины	- морская флора и фауна - литологические последовательности	- палеонтологический метод (в т. ч. микропалеонтология) - диатомовый анализ - изотопный состав кислорода - палеомагнитный - содержание бериллия-10	PR – Q_{IV}	Повсеместно
	Континентальные отложения в море	- мелководье - шельф	- пресноводный торф	- радиоуглеродное датирование - уран-ториевый метод - спорово-пыльцевой анализ	PR – Q_{IV}	Редко, в основном в северных морях

Не существует универсального индикатора, который позволяет повсеместно одинаково детально реконструировать колебания уровня моря. Распространение ряда индикаторов по земному шару имеет географическую зональность. В первую очередь это касается специфических ландшафтов и экосистем: мангровых лесов, кораллов, маршей и лайд. Первые два характерны для побережий южных морей, последние – северных. Очень важен учет истории развития побережий: распространение таких индикаторов как изолированные бассейны и поднятые береговые формы рельефа связано с вертикальными движениями земной коры – они свидетельствуют о тектоническом или гляциоизостатическом поднятии побережья, характерном лишь для определенных районов.

В регионах с интенсивным гляциоизостазическим поднятием для изучения колебаний уровня моря в послеледниковое время успешно применяется метод изолированных бассейнов,

с помощью которого В.В. Кольке (1957-2020) с коллегами удалось построить целый ряд кривых колебаний относительного уровня моря Белого м Баренцева морей, уточнив результаты Б.И. Кошечкина. Эти материалы подтверждены данными диатомового и микрофаунистического анализов, а также радиоуглеродного датирования – необходимого при таких работах метода.

Выявленные закономерности прослеживаются при анализе самых распространенных и используемых для палеогеографических реконструкций индикаторов на побережьях морей, омывающих берега России (рис. 1). Поднятые и погруженные формы рельефа наравне с морскими и континентальными отложениями являются самыми распространенными индикаторами изменений уровня моря в прошлом. Эти индикаторы широко используются для палеореконструкций на побережьях как северных, так и южных морей.

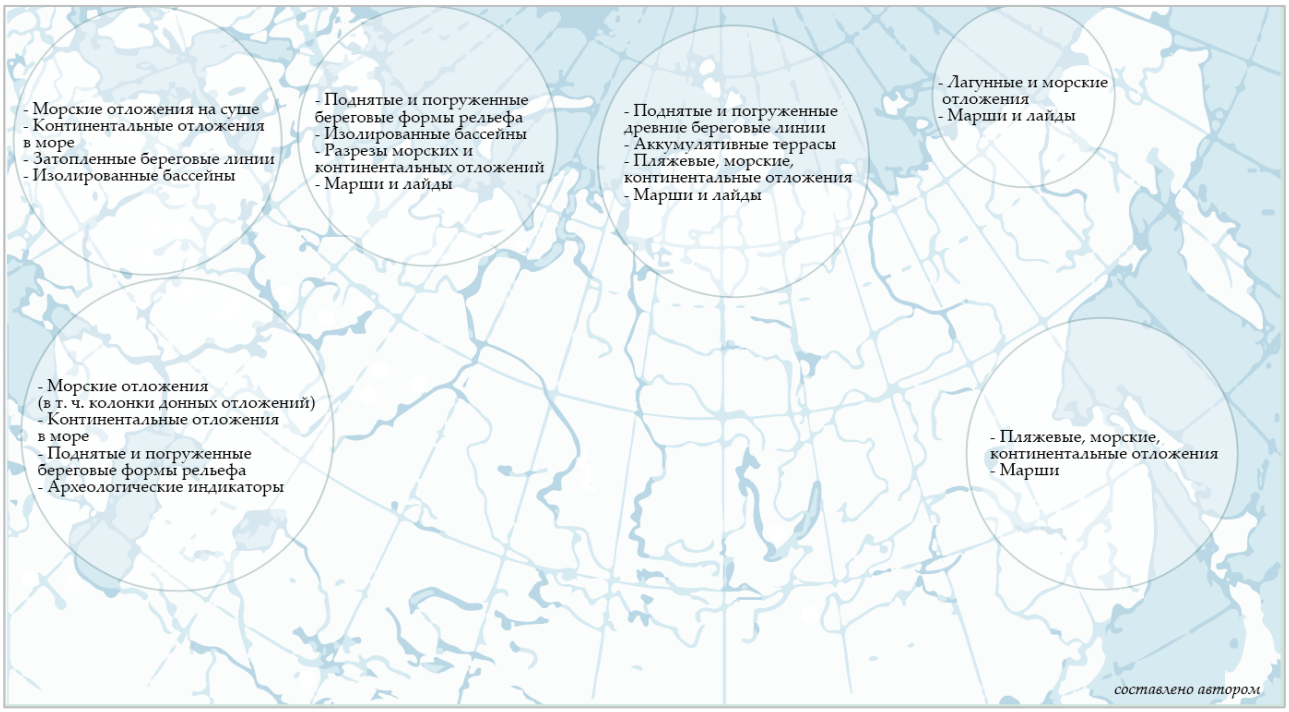


Рис. 1. Распространение индикаторов положения уровня моря на берегах России, анализ которых наиболее часто используется исследователями

На берегах российской Арктики присутствует такой зональный индикатор как марши и лайды – северный аналог маршей. Слоистое строение лайдовых отложений и наличие многочисленных прослоев торфа и погребенных водорослевых матов дает возможность сравнительно детальной геохронологической привязки уровня.

Таким образом, региональная составляющая играет значительную роль при анализе колебаний уровня моря.

Список литературы

1. Shennan, I., Long, A. J., Horton, B. P. (Eds.), Handbook of Sea-level Research. John Wiley & Sons, Ltd, New York, 2015. P. 536-553.

Минералого-геохимические особенности почво-грунтов мусороперерабатывающего завода МПБО-2 (Янино)

Джораева А.Н., Панова Е.Г.

Санкт-Петербургский государственный университет, alinajorayeva@gmail.com

Рост населения и урбанизация приводят к увеличению объема образующихся твердых бытовых отходов (ТБО). Проблема переработки и хранения твердых бытовых отходов в современных реалиях является наиболее актуальной для любого государства. Во многих случаях процессы сбора, сортировки и вторичной переработки твердых бытовых отходов имеют свою специфику во многих крупных городах России (Rumyanseva A., et al., 2017). Мусороперерабатывающий завод МПБО-2 расположен в северо-восточной части Санкт-Петербурга. Завод является региональным оператором по обращению с твердыми бытовыми отходами Санкт-Петербурга и прилегающих территорий. На сегодняшний день основным методом обработки отходов, применяемым на предприятии, является технология аэробного биотермического компостирования (биокомпостирования) (Zhou H., 2017). Из-за неструктурированной схемы раздельного сбора мусора в городе и, как следствие, наличия в отходах некомпостируемых фракций (пластик, стекло, металлы, строительный мусор, грязь, камни, мусор), полученный компост не может быть использован в сельскохозяйственных целях. Продукты после механизированной обработки на заводе помещаются на открытый воздух, где под воздействием процессов выветривания: механического, химического и биологического разложения, химические элементы и их соединения, содержащиеся в балласте, мигрируют на прилегающие территории.

Обработанный и измельченный (до фракции 2 мм) материал размещается на территории завода и полигонах ТБО. Под воздействием факторов окружающей среды в балласте начинают проявляться процессы почвообразования. Компоненты, составляющие балласт, взаимодействуют друг с другом и с окружающей средой. Цель исследования – выявление минерального и химического состава почв для первоначальной оценки экологического состояния территории.

Материал для данного исследования был отобран в конце октября 2019 года на территории мусороперерабатывающего завода (МПБО – 2, пос. Янино – 1, г. Санкт – Петербург). Всего было отобрано 14 образцов почво-грунтов. Под термином «почво – грунт» ПГ подразумеваются относительно молодые «почвы», образовавшиеся на раздробленном в процессе механизированной переработки материале/балласте (предварительно обезвреженных от патогенной микрофлоры ТБО). Зона исследования была разделена на два участка: Старый балласт – плотные почво-грунты, Новый – рыхлые почво-грунты. Пробы отбирались исходя из морфологических особенностей рельефа (низина, склон, вершина) территории на глубине 10-15 см от поверхности. Вес каждого образца составлял примерно 1000-1500 г. Важные характеристики почвы (цвет, структура, текстура, количество органического материала, место отбора проб) были описаны в полевой документации и в лабораторных условиях до и после сушки. Примерно 500 г каждой пробы в лабораторных условиях помещали в герметичный пакет для проведения дальнейшего определения содержания ртути. Другая часть образцов почвы после отбора была высушена на воздухе при комнатной температуре. Анализ содержания ртути в пробах проводился с использованием анализатора ртути ПА-915 +, пиролизной установки ПИРО-915.

Для интерпретации анализов применялась классификация по цвету ПГ (Серые, Коричневые и Чёрные почво-грунты) и по степени литификации (Старые и Новые). Согласно анализу размеров частиц в почвах, классифицированных по цвету, существуют различия в гранулометрическом составе. В Серых почвах преобладают мелкие фракции (0,05; 0,1 мм). В Чёрных распределение почти равномерное. В Коричневых преобладают фракции 0,25, 0,5 мм. Для всех типов почв характерно большое содержание фракции 2 мм.

Минералогические исследования показали, что Старые почво-грунты, классифицированные по времени их размещения, богаты минеральной составляющей. Новые обогащены включениями техногенного материала (пластиков, стекла, металлов). Все образцы

почво-грунтов (и все фракции) были проанализированы с помощью XRF (портативного анализатора) и EDX-спектроскопии. Новые почвы обогащены органическим компонентом (анализ CHN), тяжелыми металлами (ртуть, свинец, цинк, медь, хром). Серые (Старые) почвы более глинистые характеризуются повышенными содержаниями тяжелых металлов. Подводя итог вышесказанному, можно сказать, что компоненты свежего балласта покидают свой первоисточник, мигрируя в окружающую среду. Среди наиболее миграционноспособных элементов выделяются элементы первого класса опасности (Hg, Pb, Zn) и второго (Cu, Cr).

Расчёт индексов химического выветривания выявил главные различия почво-грунтов, выделенных нами по степени литификации. Индекс химического выветривания в Старых почво-грунтах почти в 4 раза больше, чем в Новых. На основании чего, можно констатировать факт, что более слежавшиеся почво-грунты являются более выветрелыми, а значит стабилизировавшимися.

Подводя итоги вышесказанному, можно сказать, что все химические загрязнители, в основном это тяжелые металлы, так или иначе мигрируют из почво-грунтов в окружающую среду. Об этом свидетельствует схожесть геохимических спектров для Старых и Новых почво-грунтов. Свежий балласт, помещенный на полигоны имеет высокие содержания загрязняющих веществ. Со временем, компоненты Новых почво-грунтов покидают свой первоисточник, мигрируя в окружающую среду.

Микроскопические исследования отобранных частиц почво-грунтов показали, что в почвах присутствуют техногенные частицы, первичные и вторичные минералы. При исследовании частиц различных по составу пластиков было отмечено, что они аккумулируют на своей поверхности частички других минеральных образований кварцевых частиц, слюд, пылеватых и др. минеральных агрегатов, которые необходимо продолжить исследовать при помощи более точных качественных и количественных методов. Мягкие пластики (полиэтилены) имели расщепленные края и тесно контактировали с флорой и фауной, образуя агрегаты. Вполне вероятно, что эти же пластики подвергаются процессам биогенной деградации, со временем разрушаясь в почво-грунтах.

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.

Список литературы

1. Rumyantseva A., Berezyuk M., Savchenko N.,Rumyantseva E. Modern technologies of processing municipal solid waste: investing in the future. International Conference on Sustainable Cities, IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 72 012015 2017. DOI: 10.1088/1755-1315/72/1/012015.
2. Zhou H. Combustible Solid Waste Thermochemical Conversion // Springer Nature Beeing China -2017. P. 198.

К вопросу о магматическом источнике позднеархейских гранитоидов Хаутаваарской структуры (Карелия)

Дмитриева А.В.[1], Гордон Ф.А.[2]

[1] Институт геологии Карельского научного центра РАН, dmitrievaa-v@yandex.ru

[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Хаутаваарская структура представляет собой южное окончание мезоархейского Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и расположена на границе двух доменов – древнего Водлозерского с мезоархейскими (3.1-3.2 млрд л.) ядрами ТТГ-гнейсов и Центрально-Карельского с неоархейской ювенильной корой. Гранитоидный магматизм в пределах зеленокаменной структуры широко представлен разнообразными массивами: ТТГ Шуйского комплекса, санукитоидами Хаутаваарского комплекса (массивы Хаутаваарский и Чалкинакий) и умереннощелочными гранитами (Няльмозерский массив). Ранее Шуйский комплекс рассматривался как аналог ТТГ-массивов возраста 2.86-2.85 млрд лет, а умереннощелочные граниты – К-гранитов этапа 2.70 млрд л. Тем не менее следует отметить, что изотопный возраст был определен только для санукитоидов (~2.74 млрд л.).

В восточном борту Хаутаваарской структуры нами были изучены Шуйский и Няльмозерский массивы. Санукитоиды приурочены к ее центральной части (Хаутаварский интрузив) и северо-западному обрамлению (Чалкинский интрузив).

Хаутаваарский массив сложен граносиенитами и монцогранитами II-фазы. Монцогаббродиориты и монцодиориты I-фазы представлены в подчиненном количестве. Интрузив дифференцирован по составу, содержание SiO_2 51.98-70.5 %, сумма щелочей 6.21 %-9.57 %. Породы принадлежат умереннощелочному ряду (Na_2O/K_2O < 1), обладают повышенной магнезиальностью (mg# = 0.60-0.45) и высокими содержаниями (в ppm) Cr (223-20) и Ni (70-10), а также характеризуются фракционированными спектрами распределения REE ((La/Yb)n = 14-21, ΣREE 346-128 ppm). Максимальное содержание Ba в породах ранней фазы – 2054, поздней фазы – 1081 ppm.

Чалкинский массив был изучен в южной его части. Он сложен биотит-роговообманковыми диоритами и кварцевыми диоритами. Породы содержат 59.9-60.96 % SiO_2, имеют нормальную щелочность – 6.02-6.45 % (Na_2O/K_2O > 1). В измененных разностях увеличивается SiO_2 до 64.3 % и сумма щелочей до 6.89 %. Диориты и кварцевые диориты имеют промежуточный состав между основными и кислыми дифференциатами Хаутаваарского массива по количеству TiO_2, Al_2O_3, FeO*, MgO и отличаются большим содержанием CaO и меньшим – K_2O. Породы характеризуются высокими значениями mg# (0.56-0.58), а также концентрациями (в ppm) Cr 172-188, Ni 90-99, Ba 634-1459 и Sr 740-889. фракционированными спектрами распределения REE ((La/Yb)n = 11-30, ΣREE 160-210 ppm).

Шуйский комплекс развит на большой площади и обнажен слабо, в связи с этим нам удалось изучить только его гранодиоритовую фазу. Гранодиориты содержат SiO_2 67.52-68.96 % при сумме щелочей 6.81-8.34 % (Na_2O/K_2O > 1). По содержанию TiO_2, Al_2O_3, FeO*, MgO и P_2O_5 породы сопоставимы с кислыми дифференциатами Хаутаваарского массива, отличаются большим содержанием CaO, меньшим – K_2O и более низкой mg# (0.52-0.43). Гранодиориты имеют высокие содержания (в ppm) Cr (53-71), Ni (24-45), Ba (460-1270) и Sr (520-750). Спектры распределения REE фракционированные ((La/Yb)n = 22-30) при относительно низком их суммарном содержании – 103-151 ppm.

Няльмозерский массив сложен монцолейкогранитами. Породы высококремнистые – SiO_2 = 73.14-73.47 %, с повышенным содержанием щелочей – 8.36-9.05 % (Na_2O/K_2O > 1). От гранитоидов предыдущих трех массивов они отличаются меньшим количеством TiO_2, MgO и P_2O_5. Значения mg# обычно ниже 0.50. Монцолейкограниты обогащены Ba (1330-1653) и Sr (362-514), имеют низкие концентрации (в ppm) Cr (20-33), Ni (17-24), Ti, V и резко фракционированные спектры распределения REE ($(La/Yb)_n$ = 36-85) при низком их суммарном содержании (45-99 ppm). Породы обладают высокими La/Yb и Sr/Y отношениями, низкими концентрациями Y (1.14-2.88 ppm), сильно обеднены HREE, содержания которых

чувствительны к присутствию граната в источнике. Подобные особенности пород могут быть обусловлены формированием магматического источника в условиях высокого давления.

U-Pb возраст монцодиоритов Хаутаваарский массив – 2743±8 млн лет, монцогранитов – 2742±23 млн лет (Bibikova et al., 2005). Изотопное изучение пород Чалкинского массива показало, что конкордантный U-Pb возраст цирконов кварцевых диоритов составляет 2739.1±6.9 млн лет, что согласуется с опубликованными ранее значениями – 2745 ± 5 млн лет (Овчинникова и др., 1994). Для гранодиоритов Шуйского комплекса был получен конкордантный возраст 2745±10 млн лет, для монцолейкогранитов Няльмозерского массива – 2737±13 млн лет. Таким образом, в результате настоящего исследования установлено, что гранитоидный магаматизм Хаутаваарской структуры, в отличие от традиционных представлений, проявлен в достаточно узкий интервал времени 2.74-2.73 млрд лет.

Несмотря на некоторое сходство петро-геохимического состава санукитоидов и гранодиоритов Шуйского комплекса, породы обладают различными изотопно-геохимическими характеристиками, отражающими контрастность их магматических источников. Для санукитоидов Хаутаваарского и Чалкинского массивов характерны значения $\varepsilon_{Nd}(2.74)$ от + 0.1 до + 0.8 (табл. 1). Близкая к 0 величина ε_{Nd} предполагает, что источник их расплава мог представлять собой результат смешения деплетированного мантийного и корового субстратов. Гранодиориты Шуйского комплекса имеют отрицательное значение $\varepsilon_{Nd}(2.74) = -2.8$, что соответствует коровому источнику первичного материала, $T_{Nd}(DM) = 3.2$ млрд л. Монцолейкограниты Няльмозерского массива также характеризуются отрицательным значением $\varepsilon_{Nd}(2.74) = -1.0$ и $T_{Nd}(DM) = 3.1$ млрд л.

Таблица 1. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов Хаутаваарской структуры.

№ обр.	T_{zr} млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$
Хаутаваарский массив								
124[1]	2743	11.03	55.83	0.1183	0.511258	9	0.8	3.00
118[1]	2743	9.65	47.9	0.1218	0.511288	10	0.1	3.07
16[1]	2743	7.32	44.14	0.0994	0.510910	10	0.7	2.97
Чалкинский массив								
660	2739	6.93	43.79	0.0957	0.510834	2	0.4	2.97
Шуйский массив								
650a	2745	4.39	24.28	0.1094	0.510913	3	– 2.8	3.25
Няльмозерский массив								
676	2737	1.35	8.61	0.0945	0.510744	4	– 1.0	3.06

Примечание. T_{zr} – возраст по данным U-Pb датирования цирконов. Литературные данные: 1 – Kovalenko et al., 2005. $T_{Nd}(DM)$ – модельный возраст по отношению к деплетированной мантии (Goldstein, Jacobsen, 1988).

В результате настоящего исследования было показано, что разнообразные по составу гранитоиды Хаутаваасской структуры (западная окраина древнего Водлозерского домена), имеющие близкую структурно-тектоническую позицию, внедрялись субсинхронно, что не соответствует традиционным представлениям о дискретности формирования различных комплексов поздних гранитоидов Карельской гранит-зеленокаменной области. Sm-Nd изотопно-геохимические данные, наряду с особенностями химического состава пород, показали, что массивы восточного борта структуры имеют четкие характеристики корового субстрата (отрицательные значения ε_{Nd}) и древний модельный возраст (> 3 млрд лет). Их формирование, вероятно, обусловлено плавлением ранних ТТГ-гранитоидов Водлозерского домена. При становлении массивов U-Pb система цирконов была полностью переуравновешена. Развитые западнее санукитоиды одновременно обогащены как совместимыми, так и не совместимыми элементами обладают значениями $\varepsilon_{Nd} = +0.1 - +0.8$ и являются продуктами обогащенного мантийного источника.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-35-00447).

Список литературы

1. Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
2. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
3. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
4. Kovalenko A.V., Clemens J.D., Savatenkov V.M. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // Lithos. 2005. V. 79. P. 147–160.

Разработка программного модуля «Химические анализы драгированных пород подводных вулканов Курильской островной дуги»

Долгая А.А.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, adolgaya@kscnet.ru

Введение. В 1977-1991 гг. камчатские вулканологи с борта научно-исследовательского судна (НИС) «Вулканолог» совместно с отечественными и иностранными коллегами плодотворно изучали различные типы проявления подводного вулканизма Тихого океана (Авдейко, Рашидов, 2006). Во время этих исследований, в том числе, были подробно изучены подводные вулканы Курильской островной дуги (КОД), некоторые из которых были открыты в рейсах этого судна (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_05/kurily/index.html).

Данные, полученные в экспедициях с борта НИС «Вулканолог», и сейчас, спустя 30 лет после окончания последнего рейса, актуальны и представляют большую научную ценность (Аникин и др., 2016, 2017; Блох и др., 2018), поэтому нами на протяжении ряда лет (Долгая и др., 2017; Долгая, Рашидов, 2019) проводится разработка автоматизированной информационно-поисковой системы, предназначенной для работы с данными геофизических исследований и станций драгирования, выполненных в рейсах НИС «Вулканолог». Данная работа посвящена расширению функционала разработанной нами автоматизированной системы (АС) за счет реализации модуля для работы с данными химических анализов пород, драгированных со склонов подводных вулканов КОД.

Исходные данные. Систематическое описание результатов исследования подводных вулканов на основании данных, полученных в шести рейсах НИС «Вулканолог», было дано в монографии (Подводный …, 1992). В монографии, помимо других сведений, приведен состав пород 79 вулканов, включая данные по петрографии, петрохимии и геохимии. Эти данные вместе с результатами последующих работ были оцифрованы в виде базы данных (Авдейко и др., 2006).

В рамках настоящей работы эти данные послужили основой для создания модуля «Химические анализы драгированных пород подводных вулканов Курильской островной дуги». Для этого в базу данных АС были добавлены таблицы volcano (для хранения списка вулканов), chemVal для хранения данных валового химического анализа, chemR и chemRE для хранения данных анализа редких и редкоземельных элементов соответственно. Каждая строка в таблицах анализов содержит номер образца, номер вулкана, на котором этот образец был отобран, литературный источник, в котором опубликованы данные анализов, метод проведения исследования и силикатный (масс. %), редкоэлементный (ppm) и редкоземельный (ppm) составы пород. В таблицах приведены исчерпывающие перечни возможных элементов и их соединений, так как в различных лабораториях при исследованиях могут определяться различные наборы элементов. При отсутствии какого-то пункта в анализе соответствующее поле остается пустым с возможностью дальнейшего добавления информации при необходимости.

Так как разрабатываемый модуль предназначен для аккумулирования данных по подводным вулканам КОД из различных литературных источников, в базе данных АС было решено не привязывать химические анализы к станциям драгирования, хранящимся в соответствующей таблице, обязательна лишь привязка к вулкану. В текущей версии системы для анализа достаточно указать только номер анализируемого образца, в то время как для станций драгирования в базе данных обязательно наличие точных координат и времени выполнения драгирования, диапазон глубин. Эти данные далеко не всегда указываются в используемых литературных источниках.

В настоящий момент в базе содержится 612 записей результатов валового химического анализа, 667 результатов анализа редких элементов и 144 результата анализа редкоземельных элементов.

Структура программного модуля. Каталог вулканов был добавлен на основную форму АС в отдельную вкладку (рис. 1). Номера и названия вулканов даны в соответствие с монографией (Подводный …, 1992), но для каждого вулкана также можно указать его

известные синонимы. Наука не стоит на месте, и с момента выхода монографии были получены новые данные, в том числе открыты новые вулканы, поэтому в АС реализована возможность добавления и редактирования каталога вулканических построек через одноименные пункты меню.

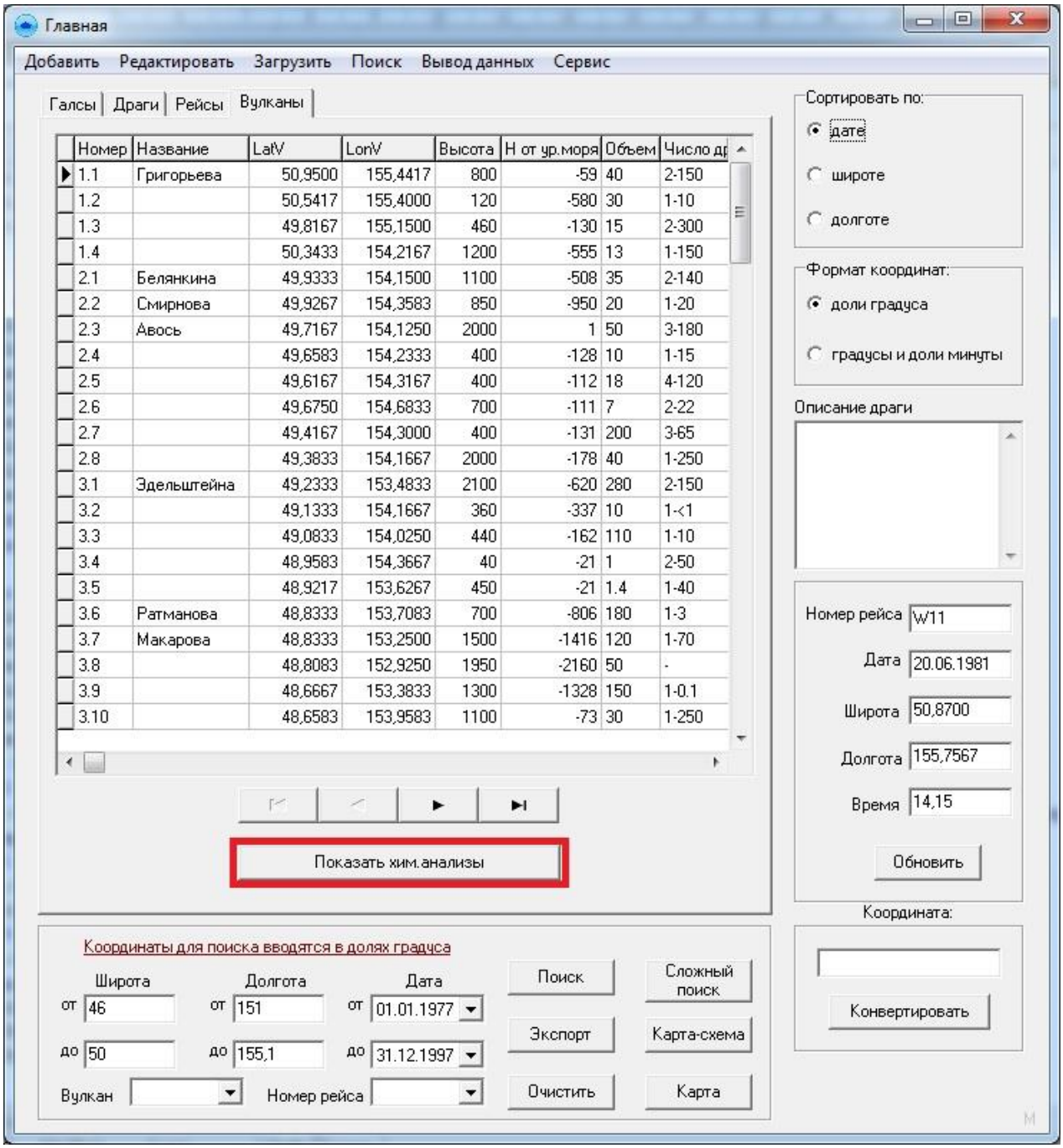


Рис. 1. Форма со списком вулканов и переход к модулю химических анализов

Доступ к модулю химических анализов осуществляется через кнопку на вкладке «Вулканы» (рис. 1). Модуль открывается в новом окне (рис. 2) и содержит три вкладки для отображения результатов валового химического анализа, анализа редких и редкоземельных элементов. В правой части формы пользователю доступен для просмотра список подводных вулканов КОД. Пользователь может выбрать зону, вулкан или группу вулканов и после нажатия по кнопке «Показать» получить результаты анализов, относящиеся к интересующему его перечню вулканов. Поиск выполняется на всех трех вкладках одновременно.

Для быстрой статистической обработки отображаемых результатов выборки на вкладках можно рассчитать минимальное, максимальное и среднее значение для каждого химического элемента или соединения.

Если пользователю требуется дальнейшая обработка результатов, в модуле реализован экспорт данных в файл MS Excel. В выгружаемом списке минимальное, максимальное и среднее значения также отображаются.

Добавление и редактирование данных осуществляется через отдельные формы, доступные через соответствующие пункты меню.

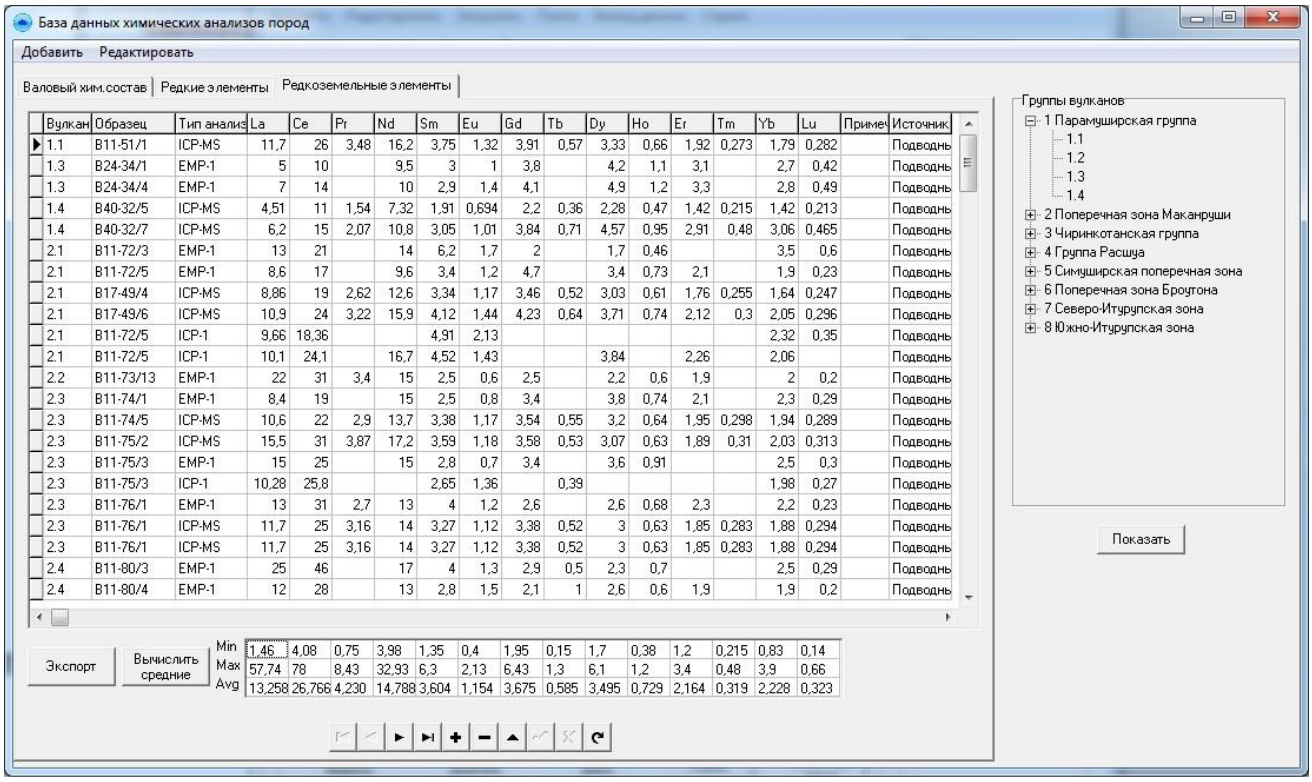


Рис. 2. Интерфейс модуля «Химические анализы»

Обсуждение результатов. Разработанный модуль значительно расширил функционал автоматизированной системы (Долгая, Рашидов, 2019), введя в информационную модель проекта сущности «вулкан» и «химический анализ». Теперь исследователю при обработке данных по подводным вулканам КОД не нужно будет обращаться к различным источникам, чтобы выяснить, где и когда были взяты образцы, химические анализы которых он изучает. Все эти данные хранятся вместе.

Следующим шагом развития модуля и системы в целом является дополнение базы данных химических анализов сведениями, полученными за последние годы. Также возможно расширение функций статистической обработки и построение типовых диаграмм в автоматическом режиме.

Благодарности. Автор признателен идейному вдохновителю проекта В.А. Рашидову за постановку задачи и консультации, позволившие учесть интересы различных групп пользователей приложения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00410 «Комплексные геолого-геофизические исследования подводного вулканизма центральной и южной частей Курильской островной дуги».

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Рашидов В.А. К 30-летию спуска на воду НИС «Вулканолог» // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 1. Вып. 7. С. 7-9.

2. Авдейко Г.П., Рашидов В.А., Палуева А.А., Романова И.М. База данных «Подводный вулканизм Курильской островной дуги: геодинамические условия и формирование геохимической специфики». 2006. www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_06/06-3-A-08-326/index.html
3. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Богданова О.Ю. и др. Новые данные о строении подводных вулканов, гайотов и вулканических островов Западной части Тихого океана // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29-30 марта 2016 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 3-11.
4. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Комплексные исследования подводных вулканов Курильской островной дуги // Шестая научно-техническая конференция Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России 1-7 октября 2017 г. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 15-16.
5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные исследования подводных вулканов Броутонской поперечной вулканической зоны (Курильская островная дуга) // Материалы XXI региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29-30 марта 2018 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. С. 91-94.
6. Долгая А.А., Палуева А.А., Рашидов В.А. Реляционная база данных профильных геофизических исследований и станций драгирования, выполненных в рейсах НИС «Вулканолог» в 1977-1991 гг. // Сборник материалов IV Школы-конференции «Гординские чтения», проходившей с 20 по 22 ноября 2017 г. в конференц-зале Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии. М.: ИФЗ РАН, 2017. С. 59-62.
7. Долгая А.А., Рашидов В.А. Информационно-поисковая автоматизированная система для работы с данными геофизических исследований и станций драгирования, выполненных в рейсах НИС «Вулканолог» в 1977-1991 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Седьмой научно-технической конференции. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2019. С. 426-429.
8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.

Минералого-кристаллохимические характеристики глобулярных слоистых силикатов из оолитовых известняков укской свиты (Южный Урал)

Доржиева О.В.[1], Зайцева Т.С.[2], Ивановская Т.А.[3], Золотов Н.А.[2]

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, dorzhievaov@gmail.com

[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

[3] Геологический институт РАН, Москва

Проведено комплексное минералого-кристаллохимическое изучение образца глобулярных слоистых силикатов (ГСС) из оолитовых известняков вблизи кровли нижней подсвиты укской свиты, отобранных из разреза вблизи пос. Кулмас на р. Басу (54º19,112’ с.ш.; 57º10,185’ в.д.). Проведен сравнительный анализ новых данных с ранее полученными минералого-кристаллохимическими характеристиками семи образцов ГСС из глауконитовых песчаников и алевролитов, залегающих ниже кровли нижней подсвиты укской свиты из того же разреза вблизи пос. Кулмас, а также из разреза около пос. Куртаза на р. Зилим (Зайцева и др., 2008; Ивановская и др., 2015).

Нижняя подсвита укской свиты сложена главным образом глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами с прослоями косослоистых разностей, редкими линзами аргиллитов. В средней части подсвиты прослеживается небольшая пачка мелкозернистых песчаников с тонкими прослоями микритовых известняков, а вблизи кровли наблюдается пачка оолитовых известняков, содержащих до 20% силикокластической примеси, представленной в основном зернами кварца, размер которых часто превышает размер глауконитовых зерен (рис. 1а, б), а также редкими обломками полевых шпатов и акцессорными минералами (циркон, гематит и др.). Глауконитовые зерна распределяются в породе хаотично и иногда встречаются внутри оолитов (рис. 1б). Эти особенности, по-видимому, свидетельствуют об аллотигенном (перемытом) происхождении зерен слоистых силикатов в изученных оолитовых известняках. В дальнейшем их отдельные разности подвергались кальцитизации. Для детального изучения отбирались, по возможности, наиболее чистые зерна. В песчано-алевролитовых породах из ранее изученных разрезов ГСС встречаются почти повсеместно, а в некоторых маломощных прослоях содержание зерен превышает 50% (глауконитит). Здесь зерна характеризуются, в основном, глобулярной формой и их размеры (0.4–0.2 мм) часто превышают размеры кварцевых зерен, что может указывать на их диагенетическое происхождение.

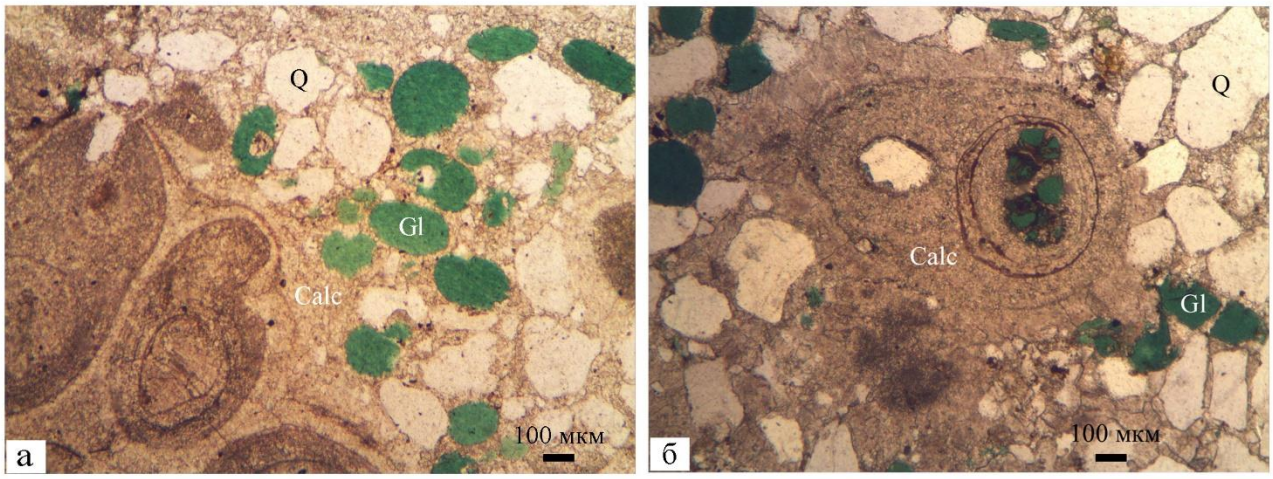


Рис.1. Оолитовый известняк нижней подсвиты укской свиты из разреза у пос. Кулмас.

Gl – глауконит, Q – кварц, Calc – мелкокристаллический кальцит.

ГСС в изучаемом образце оолитового известняка встречаются в виде округлых темно-зеленых зерен или обломков разного размера (0.05–0.3 мм), их содержание колеблется от 2 до 10%. Выделенный из породы глауконитовый концентрат (0.1–0.2 мм) был разделен по

плотности (2.6–2.7, 2.7–2.75, 2.75–2.8, 2.8–2.85, 2.85–2.9 и ≥ 2.9 г/см^3). Для изучения были выбраны преобладающие плотностные фракции (2.7–2.75, 2.75–2.8, 2.8–2.85, 2.85–2.9 г/см^3). Анализ дифракционной картины от неориентированного препарата образца с плотностью 2.75–2.8 г/см^3 позволил определить среднюю степень структурного упорядочения, на что указывают относительно низкие по интенсивности и широкие рефлексы с d = 3.632 и 3.026 Å, а также слабое отражение с d = 4.427 Å. Параметр b = 9.065 Å и соответствует параметрам минералов глауконит-иллитового ряда. Сходные характеристики имеют и ранее изученные ГСС из разрезов около пос. Куртаза на р. Зилим и вблизи пос. Кулмас на р. Басу.

В настоящей работе авторы пользуются классификацией, которая была принята Международными номенклатурными комитетами (МНК) по слюдам и глинистым минералам (IMA NC, AIPEA NC). В ее основе лежит катионный состав слоистых силикатов, а именно – величина степени алюминиевости K_{Al} = ^{VI}Al / (^{VI}Fe^{3+} + ^{VI}Al). Согласно их рекомендациям, среди этих минералов выделяются отдельные глауконитовый и иллитовый ряды (серии). Они различаются по величине степени алюминиевости K_{Al} = ^{VI}Al / (^{VI}Fe^{3+} + ^{VI}Al), которая соответственно равна ≤ 0.5 и ≥ 0.6, а также по отношению R^{2+} / (R^{2+} + R^{3+}), составляющему для этих рядов 0.15−0.42 и ≤ 0.25 (Rieder et al., 1998; Guggenheim et al., 2006).

Кристаллохимические формулы ГСС из различных плотностных фракций изученного образца рассчитывались по данным локального рентгеноспектрального анализа в предположении, что катионная валентность равна +22 в.е. (валентных единиц) в соответствии с составом анионного каркаса $[O_{10}(OH)_2]^{-22}$. Содержания двух- и трехвалентного железа были вычислены с учетом отношений Fe^{2+}/Fe^{3+}, полученных методом мессбауэровской спектроскопии. Для изученных ГСС из оолитовых известняков характерно довольно высокое отношение Fe^{2+}/Fe^{3+}=0.87–1.0, так же как и для ранее изученных ГСС из песчаников и алевролитов укской свиты, где Fe^{2+}/Fe^{3+}=0.46–1.0 (Зайцева и др., 2008). В октаэдрических сетках 2:1 слоев изученных образцов преобладающим катионом является Al^{3+}, содержание которого изменяется от 0.80 до 0.95 ф.е. (формульных единиц), а содержание катионов Fe^{3+} лежит в пределах 0.38–0.47 ф.е. Содержание катионов Mg варьирует в пределах 0.40–0.44 ф.е., а Fe^{2+} – в пределах 0.33–0.40 ф.е. Степень алюминиевости уменьшается от фракции с меньшей плотностью к более высокоплотностной фракции (K_{Al} =0.74–0.63), что позволяет, согласно рекомендациям МНК, отнести изученные минералы к иллитам. Ранее изученные ГСС укской свиты также по составу относятся к иллитам (K_{Al} = 0.61–0.75).

Таким образом, новые минералого-кристаллохимические характеристики изученных аллотигенных зерен слоистых силикатов из оолитовых известняков в разрезе нижней подсвиты укской свиты (пос. Кулмас на р. Басу) близки к ранее полученным данным для аутигенных глобул из нижележащих слоев песчаников и алевролитов. Вероятно, именно из этих песчаников и алевролитов в результате локального перемыва отложились ГСС в оолитовых известняках.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 19-05-00886).

Список литературы

1. Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr и K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 14. № 3. С. 3–24.
2. Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А. и др. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 510–537.
3. Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C. et al. Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L'etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // Clays and Clay Minerals. 2006. V. 54. P. 761-772.
4. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y. et al. Nomenclature of the micas // The Canadian Mineralogist. 1998. V. 36. P. 41-48.

Геолого-геофизические критерии наличия объектов кимберлитового состава в среднем течении р. Бембези, респ. Зимбабве

Дорохова Е.В., Фролова А.А., Белохвостик Д.М., Перхурова В.А.
ООО «СЗГГК «Геокомплекс», d.katerina25@mail.ru

Кимберлитовые трубки всех провинций мира разнообразны по морфологии, размеру, глубине заложения очагов, внутреннему строению , особенностям заполняющих пород, составу первичных материалов, а также основной массы кимберлитов, степени и характеру их переработки постмагматическими растворами и др. (Зинчук Н., 2012).

Несмотря на то, что кимберлитовое тело – это индивидуальный практически не повторяющийся в природе объект, между ними существует много общего. На основании этого можно создать обобщённую модель кимберлитовой трубки для каждой из платформ: Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской (Зинчук Н., 2012).

Наибольшее количество коренных и россыпных месторождений алмазов находится на территории Африки. Это обусловлено тем, что в тектонической инфраструктуре материка большое значение имеют древние архейские (2,5 млрд. лет) и палеопротерозойские (2,0 –1,8 млрд. лет) кратоны. Согласно «правилу Клиффорда» они являются структурами, наиболее благоприятными для образования кимберлитов и их алмазоносных формаций (Дьяконов Д.Б., 2008).

Подавляющая часть кимберлитов, являющихся главными коренными месторождениями алмазов и их источниками для алмазоносных россыпей, расположены в пределах архейских кратонов Калахари, Каапваальского, Конго, Танзанийского и др. (Дьяконов Д.Б., 2008). Большинство из трубок выходило на дневную поверхность, где они залегают под маломощным делювием, который чаще всего представлен выветрелыми глинистыми образованиями (корой выветривания) (Зинчук Н., 2012).

Вмещающими породами кимберлитов Африки служит широкий комплекс осадочных и изверженных пород. Они влияют на морфологию кимберлитовых тел, характер вторичных изменений и химический состав пород. Верхние горизонты кратерных фаций слабо эродированных трубок взрыва, как правило, сложены толщей пород озёрного типа. Вертикальный канал (диатрема) выполнен туффизитовой брекчией, сложенной лаппилиями кимберлитов, зернами оливина и других реликтовых минералов, погруженных в мелкозернистую матрицу. Характерной особенностью корневых зон африканских кимберлитовых трубок является наличие четко выраженных участков, сложенных контактовыми брекчиями (Зинчук Н., 2012).

Наиболее представительным примером служит одна из крупнейших трубок взрыва, образованная в юрский период – трубка Мвадуи (Танзания) (рис. 1).

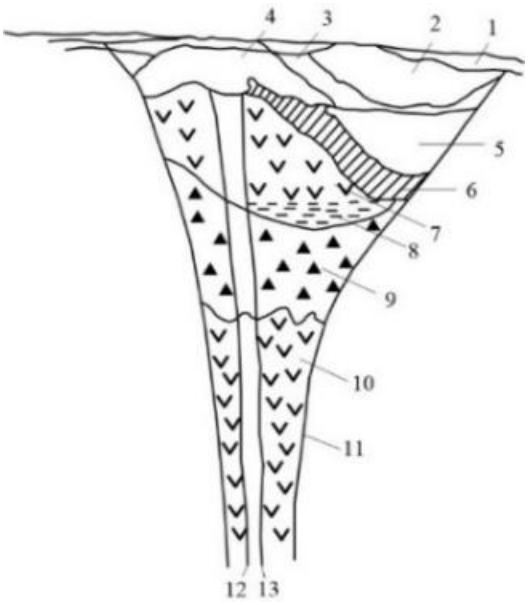


Рис. 1. Геологический разрез кимберлитовой трубки Мвадуи (по M. Tremblay, 1956)

1 – алмазоносные конгломераты четвертичного возраста; 2 – терригенно-туфогенные осадки озерного типа (глины, мергели, мелкозернистый туф); 3 – желтые переходные туфы; 4 – туфогенные образования верхнего горизонта; 5 – серые слоистые туфогенные осадки с прослоями зеленых туфов; 6 – переходные серо-зеленые туфы; 7 – переотложенные породы зеленого цвета (агломераты, кимберлит-гранитные брекчии); 8 – переотложенные породы, подстилающие кратерные осадочно-вулканогенные отложения; 9 – жерловая брекчия; 10 – первичный кимберлит; 11 – брекчия Мак-Кьюэна: 12, 13 – кимберлиты заключительных фаз внедрения.

Главными минералами-спутниками кимберлитовых трубок Африканской платформы являются пироп, пикроильменит, магнетит, а также возможны обычный диопсид и низкохромистый хромдиопсид. В кимберлитовых телах Африки

выявлено повышенное содержание цеолитов, а также небольшое выделение жильных выделений кварца и кальцита. Наличие данных минералов сильно отличает кимберлитовые трубки Африканской платформы от измененных кимберлитов Восточно-Европейской и Сибирской платформ (Зинчук Н., 2012).

Петрофизические особенности кимберлитовых трубок. Кимберлит – порода ультраосновного состава с повышенной щелочностью. На южноафриканских месторождениях различают массивные кимберлиты, как правило залегающие в форме жил, и кимберлитовые брекчии, заполняющие трубки взрыва.

Наиболее значительно породы и руды дифференцированы по магнитным свойствам. Магнитная восприимчивость кимберлитов изменяется в широких пределах с связана, в первую очередь, с присутствием магнетита. Наиболее часто встречаются значения магнитной восприимчивости кимберлитовых пород (400-2500) $*10^{-5}$ ед. СИ. Плотность кимберлитов также изменяется в широких пределах – от 2,8 до 2,6-2,8 г/см^3. Наиболее часто встречаются значения 2,2-2,5 г/см^3. Что касается удельного электрического сопротивления кимберлитовых трубок, то оно зачастую меньше, чем у вмещающих пород и меняется в пределах от единицы до 450 Ом*м. К примеру, на месторождениях Конго кимберлиты имеют сопротивление в среднем 20 Ом*м, а вмещающие их карбонаты 390 Ом*м. В Южно-Африканской провинции сопротивление кимберлитовых даек составляет 3-4 Ом*м, а вмещающих глинистых сланцев 12-15 Ом*м (Никитский В.Е., 1987).

Изучение петрофизических особенностей кимберлитовых трубок позволило выбрать оптимальный комплекс методов при поисках данных объектов в районе р.Бембези (респ. Зимбабве). Комплекс методов включал в себя наземную магниторазведку, электроразведку методом сопротивлений с установкой Веннера и зондирование в модификации электротомографии для уточнения геометрии тел и глубины залегания верхней кромки.

По результатам работ построены карта графиков кажущегося сопротивления ($\rho_к$) и карта изолиний аномального магнитного поля (ΔT_a) (рис. 2), геоэлектрический разрез по сопротивлению (рис. 3).

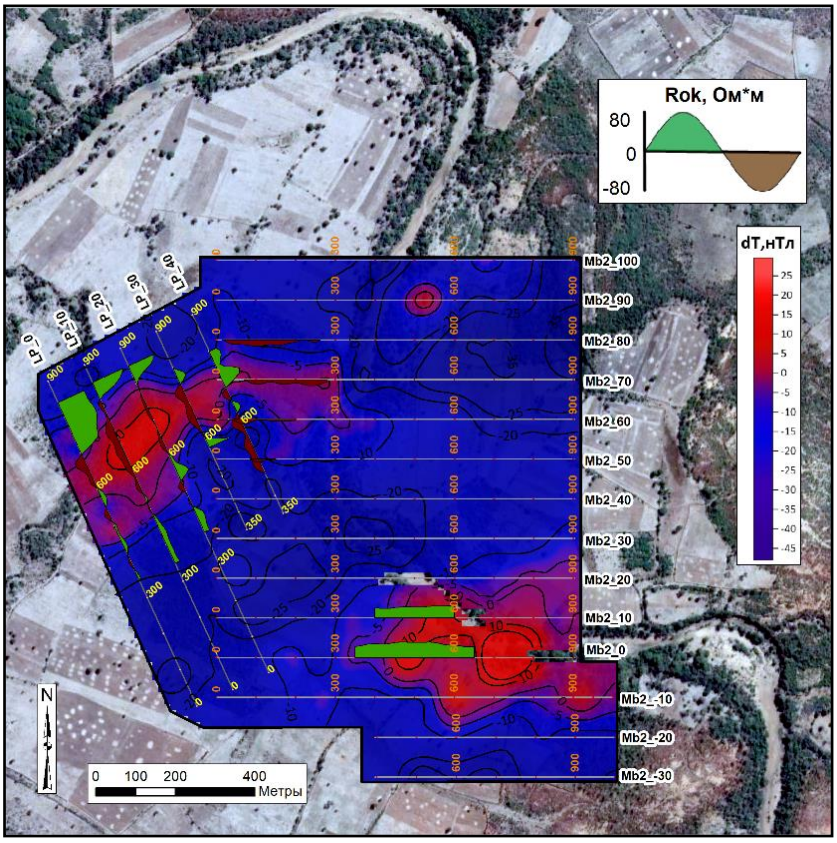


Рис. 2. карта графиков кажущегося сопротивления ($\rho_к$) и карта изолиний аномального магнитного поля (ΔT_a)

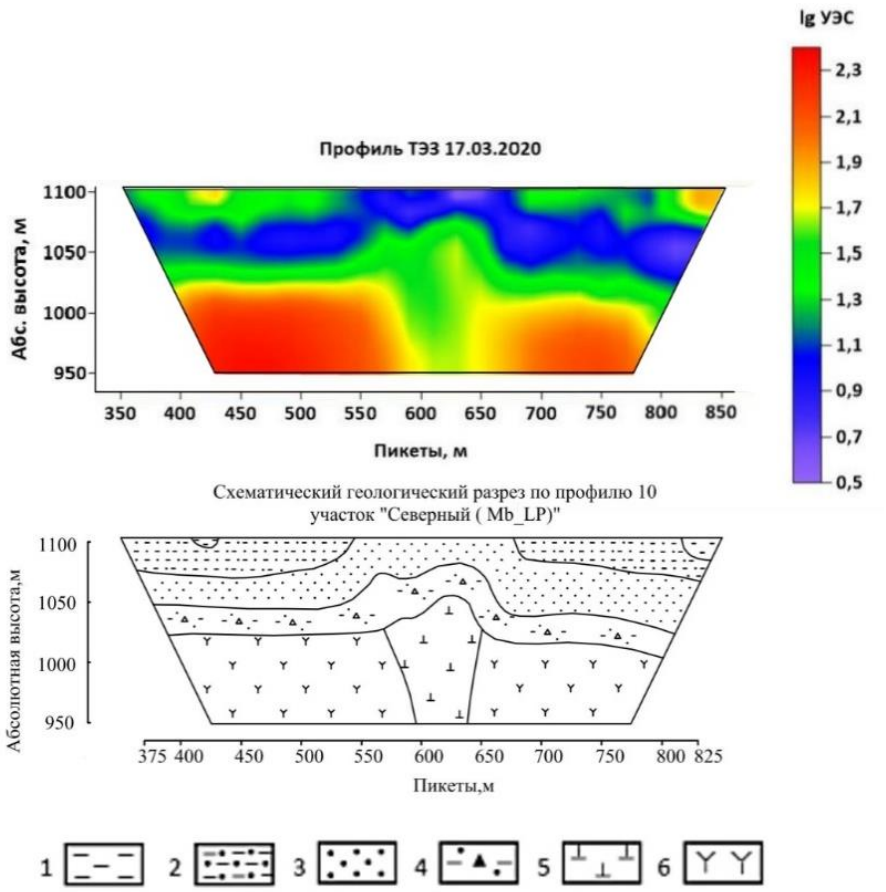


Рис.3. Геоэлектрический разрез по сопротивлению (ПР 10) и схематический геологический разрез.

1 – глинистые отложения; 2 – песчано-глинистые отложения; 3 – песчаные отложения (Калахари); 4 – продукты разрушения; 5 – кимберлиты; 6 – породы основного состава.

По результатам комплексных геолого-геофизических работ были заложены заверочные буровые скважины. На настоящий момент пробурено две скважины, вскрывшие кимберлит на рассчитанной глубине. Результаты бурения подтвердили высокую эффективность предложенного комплекса геофизических методов и методики работ.

Список литературы

1. Зинчук Н. Минералого-геохимические особенности кимберлитов и их прикладное значение. Якутия, 2012. – 102-118 с.
2. Дьяконов Д.Б. Кимберлитовые трубки Южно-Ангольского щита: дис. канд. г.-м. наук. МГУ, Москва, 2008.
3. Никитский В.Е., Бродовой В.В. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1987. – 471 с.

Особенности подготовки проб органов и тканей рыб и моллюсков для анализа на тяжелые металлы методом атомно-абсорбционной спектрометрии

Евенкова Т.Д., Саломатин А.А., Геттих Н.П., Бондаренко В.В.
Санкт-Петербургский государственный университет, tatyana.evenkova@yandex.ru

Пробоподготовка является важным звеном к получению достоверных результатов при мониторинге сред. Наиболее сложной является подготовка проб органического происхождения, поскольку они состоят из сложных химических соединений. Для выделения элементов необходимо провести ряд действий, приводящих к упрощению химических связей, удалению и/или нейтрализации сложных органических соединений. В тезисах рассмотрены особенности пробоподготовки органов и тканей рыб и моллюсков (отбирались в рамках мониторинга состояния озер национального парка Смоленское Поозерье) для определения валового содержания тяжелых металлов (Cd, Cu, Ni, Mn, Zn, Pb) методом атомно-абсорбционной спектрометрии.

Мониторинг состояния компонентов природной среды на федеральных особо охраняемых природных территориях является одной из задач этих учреждений. Подобные работы проводятся и на территории национального парка Смоленское Поозерье (Подлипский и др., 2015; Гузева и др. 2016). Эти работы достаточно разнообразны по своему содержанию, хотя главная цель одна: оперативный контроль и предотвращение распространения потенциальных загрязнений. То связано со статусом национального парка, который подразумевает активную деятельность человека на данной территории (Терехова и др., 2017), в первую очередь, речь идет о такой деятельности как туризм, рекреация, но вплоть до добычи полезных ископаемых (Зеленковский и др., 2016). Одним из “камней преткновения” при проведении мониторинга на таких объектах является именно оперативность контроля ряда параметров на значительной территории. Использование биологических объектов, как комплексного индикатора значительно упрощает эту задачу. Для контроля качества среды природных водоемов предложено использовать водные организмы. Ихтиофауна при этом, хоть и уступает растениям в плане оперативности (более высокий трофический уровень, а значит большее время накопления поллютантов), однако характеризует весь объект в целом (Подлипский и др., 2017).

Традиционные объекты биоиндикации достаточно многообразны. В качестве биоиндикатора для определения состояния водоема нами было выбрано четыре широко распространенных вида рыб, относящихся к различным уровням трофической цепи: лещ (*Abramis brama*) – бентофаг, плотва (*Rutilus rutilus*) – зоопланктофаг/эврифаг (всеядные), окунь (*Perca fluviatilis*) и щука (*Esox lucius*) – хищники. Также были отобраны пресноводные двустворчатые моллюски – Перловица обыкновенная (*Unio pictorum*).

При выборе биоиндикаторов мы руководствовались некоторыми условиями: широкая распространенность видов (чтобы метод мог быть интерполирован и на другие водоемы как минимум региона), виды не должны относиться к редким, находящимся под охраной, выбираются виды с разным типом питания.

На данном этапе в нашем исследовании для анализа содержания тяжелых металлов и поиска наиболее удобного объекта для мониторинга были использованы следующие типы проб: мышцы и печень (Евенкова и др., 2020, Иванюкович, 2015) некоторых видов рыбы и мягкая ткань моллюсков. Репрезентативность выборки – важная начальная составляющая исследования, поэтому при мониторинге используется ихтиологический материал со схожими признаками (вид, пол, возраст, размер и т.д.). Определялось валовое содержание тяжелых металлов в тканях рыб и моллюсков методом атомно-абсорбционной спектрометрии. Для данного метода самым трудозатратным является этап подготовки проб к анализу.

Основой для пробоподготовки стала методика ГОСТа 26929-92 (способ сухой минерализации), которая подходит для всех органов и мягких тканей рыб. Порядок пробоподготовки следующий: сначала органический материал помещается в тигли. Значения массы навески берется согласно таблице 1 нормативного документа, для каждого элемента в таблице представлена разная масса навески (Ni-20 г, Cu-2 г и т.д.). При одновременном

анализе на несколько элементов масса навески берется максимальная. Необходимая масса для элементного анализа рассчитана в соответствии с технологическими возможностями используемого прибора. Несмотря на это, в целях калибровки и проверки возможностей метода нами был поставлен эксперимент по уменьшению представленной граммовки. Всю навеску пробы для мышц рыб мы брали по 10 г, а для печени – от 0,7-2 г. Однако, надо учитывать, что органы некоторых видов рыб меньше рекомендуемого размера. Для такого случая делают смешанную пробу, т.е. одна проба включает в себя определенное количество органов нескольких особей. Такой подход вполне допустим при задачах мониторинга состояния водоема в целом. Если задача сводится к определению концентрации элемента в органе одной особи, то необходимо иметь выборку из особей со схожими или одинаковыми качественными и количественными признаками.

Так как в органах и тканях рыбы и моллюсков содержится от 50 до 85% влаги, пробы помещают в сушильных шкаф для удаления влаги; также возможен вариант обезвоживания на водяной бане. После этого проводится обугливание на газовой горелке или электрической плитке до прекращения дыма. Тигли помещаются в электропечь или муфельную печь, температура которой отрегулирована заранее на 250 °С. Если рыба содержит более 20% жира, то возможна интенсификация процесса обугливания. Для этого в навеску нужно добавить раствор азотной кислоты (1:1) из расчета 1-1,5 $см^3$ на каждые 10 г навески, потом необходимо выдержать 15 минут и провести обугливание. Следующий этап минерализации проводят в муфельной или электрической печи, постепенно (на 50 °С через каждые 30 мин) повышая температуру до 450 °С. Чашу с золой вынимают через 10-15 ч. Минерализацию считают законченной, если зола приобретает белый или слегка окрашенный цвет, без обугленных частиц. Если после заданного времени озоления содержимое черного цвета, то проба смачивается минимальным количеством раствора азотной кислоты, затем выпаривается досуха на водяной бане с последующей выдержкой в сушильном шкафу при температуре до 140 °С либо под инфракрасной лампой, либо на электроплитке со слабым нагревом. После этого охлажденную чашу с навеской помещают в электрическую или муфельную печь, постепенно доводят температуру до 300 °С и выдерживают в течение 30 минут. Если зола не белеет или не меняет цвет, то указанный цикл повторяют несколько раз. Параллельно в двух чашках проводят минерализацию добавляемых к навеске реактивов для контроля их чи стоты. Проведя все этапы подготовки проб, зола переводится в раствор путем добавления 2 мл концентрированной азотной кислоты и доведения до 10 мл дистиллированной водой. Полученный раствор фильтруется с помощью фильтровальной бумаги «Синяя лента».

Стоит отметить, что наиболее затратным по времени является этап обугливания в муфельной печи. Из всех подготовленных нами этапов самым сложным стало озоление моллюсков. Вышеуказанный цикл повторялся до 3-5 раз, а суммарное время в муфельной печи составило около 15-20 часов. Зола печени рыб приобретает белый цвет после первого подхода озоления. Кроме этого, уменьшение рекомендуемой массы навески до 10 г никак не повлияло на наши результаты. Наибольшая масса навески была для Ni, но в ходе сравнения наших значений по никелю с другими значениями водных объектов со схожими характеристиками (чистые водоемы, одинаковая геохимическая обстановка) отклонение было минимальным. Хотя результаты эксперимента оказались положительными, нам необходимо провести проверку и сравнить результаты со значениямисодержания никеля, полученными из навески 20 г, что мы и будем делать в будущих исследованиях.

Несмотря на трудоемкость, методика пользуется успехом из-за своей доступности. Однако данная методика пробоподготовки затрагивает незначительную часть тяжелых металлов, играющих важную роль в жизни водной экосистемы. Также она не может дать характеристику комплексного воздействия элементов. Этот факт делает методику более узконаправленной, но при дальнейших исследованиях возможно добавления элементов и ее упрощение.

Аналитические работы проводились в рамках курсовой работы Евенковой Т.Д. в ресурсном центре «Обсерватория экологической безопасности» СПбГУ.

Список литературы

1. Гузева А.В., Попова Е.А., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Эколого-геохимический мониторинг состояния оз. Сапшо и пос. Пржевальское (национальный парк "Смоленское Поозерье"): Методика // В книге: Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России. Материалы XXVII молодёжной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. 2016. С. 197-201.
2. Евенкова Т.Д., Геттих Н.П., Тятюшкина А.М., Крыжановская А.Э., Гришнякова А.И., Тимченко Р.П., Тиличко Д.Ю., Саломатин А. А., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Тяжёлые металлы в органах и тканях некоторых гидробионтов озер национального парка “Смоленское Поозерье”// Летопись природы национального парка «Смоленское Поозерье». Книга 15, 2020
3. Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Проблемы регулирования деятельности хозяйствующих субъектов при разработке месторождений полезных ископаемых в границах особо охраняемых природных территорий // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2016. № 3. С. 60-74.
4. Иванюкович Г.А., Зеленковский П.С. Выделение участков локального загрязнения при экогеохимическом мониторинге городских территорий // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2015. № 2. С. 125-129.
5. Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Первые данные по биогеохимии органов и тканей рыб и моллюсков озер НП "Смоленское Поозерье"// В книге: Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Основные результаты и пути развития. тезисы докладов Всероссийской научной конференции. ФГБУ «Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН». 2017. С. 603-604.
6. Подлипский И.И., Зеленковский П.С. Биоиндикация состояния вод озера Лошамьё (национальный парк "Смоленское Поозерье") // В сборнике: Школа экологической геологии и рационального недропользования – 2015. Материалы пятнадцатой межвузовской молодежной научной конференции. 2015. С. 91-95.
7. Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Определение фоновых содержаний тяжелых металлов в почвах и донных осадках центральной части национального парка "Смоленское Поозерье" // В сборнике: ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ. Материалы семнадцатой международной молодежной научной конференции. Оргкомитет конференции: Чистяков К.В., Куриленко В.В., Трофимов В.Т., Изосимова О.С., Беляев. А.М., Подлипский И.И., Зеленковский П.С.. 2017. С. 67-74.

Минеральный состав ксенолитов в гранитах южного фланка Даховского выступа (Большой Кавказ)

Заентина А.В.

Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону azaentina@mail.ru

Основную площадь Даховского кристаллического выступа, расположенного в горной части Республики Адыгея и относимого к структурам герцинской зоны Передового хребта Большого Кавказа, образует одноименный гранитоидный массив, строение которого и возраст ранних фаз внедрения остается дискуссионным. Поднятие представляет собой выход герцинского кристаллического фундамента в северо-западной части Большого Кавказа, образованный метаморфической толщей, вмещающей гранитоидный массив, объединяющий даховский (PZ_2) комплекс и малкинский гранодиорит-гранитовый PZ_3 комплекс. [1] Важную роль в интерпретации условий формирования интрузивов играют ксенолиты. Для гранитов южного края массива (по рекам Белая, Коваленко, Сибирь) характерна насыщенность шлирами тёмноцветных минералов и ксенолитами. Примечательно, что ксенолиты присутствуют как в виде переходящих в шлиры мелких фрагментов пород, так и в форме хорошо сохранившихся ромбовидной формы блоков, унаследованных от интенсивно раздобренных пород, примыкающих к зоне Северного разлома.

Для ксенолитов характеры линзовидные и угловатые очертания, ромбической формы. Наиболее сохранившиеся ксенолиты представлены темно-серыми, иногда со слабым зеленоватом оттенком, массивными породами с мелко-среднекристаллической структурой с содержанием темноцветных минералов – амфиболов и слюд. Минеральный состав их практически не изучен.

С применением электронно-зондовых исследований получены данные о минеральном составе ксенолитов. Работы выполнены в ЦКП «Центр исследований минерального сырья и состояния окружающей среды» ЮФУ на электронном микроскопе Tescan Vega, оснащенного системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 450.

Ведущими минералами пород ксенолитов являются плагиоклазы и амфиболы; в меньшем количестве присутствуют биотит. Акцессорные минералы представлены цирконом, гидроксилапатитом, фторапатитом. Первичные минералы частично изменены наложенными метасоматическими преобразованиями с развитием актинолита, хлорита, альбита, реже эпидота, калиевого полевого шпата и кварца.

Расчет кристаллохимических формул позволяет определить принадлежность неизмененных амфиболов к группе магнезиальных роговых обманок и феррочермакита; характерной особенностью первых является обогащенность магнием, а вторых-железом. Состав варьирует в диапазоне от магнезиальной роговой обманки состава $Na_{0,285}K_{0,185}\}_{0,5}[Mn_{0,046}Fe^{2+}_{0,086}Ca_{1,857}Na_{0,011}]_2(Ti_{0,106}Al_{0,251}Fe^{3+}_{0,460}Fe^{2+}_{1,791}Mg_{2,392})_5(Si_{6,611}Al_{1,389})_8O_{22}(OH_{2,000})_2$ до феррочермакита $\{Ca_{2,239}Na_{0,014}\}_{2,3}[Ca_{2,000}]_2(Ti_{0,013}Al_{2,777}Mn^{2+}_{0,057}Fe^{2+}_{2,042})_{4,9}(Si_{6,382}Al_{1,618})_8O_{22}(OH_{2,000})_2$.

Слюды соответствуют магнезиальному биотиту с составом, отвечающим формуле $\{Na_{0,037}K_{0,865}Ca_{0,015}\}_{0,9}[Fe^{2+}_{1,385}Mn_{0,015}Mg_{1,315}Al_{0,165}Ti_{0,101}]_3(Si_{2,742}Al_{1,258})_4O_{10}(OH_{2,000})_2$

Состав плагиоклазов отвечает альбиту и андезину; калиевых полевых шпатов – ортоклазу.

В ксенолитах установлено несколько минеральных ассоциаций. Исходный минеральный состав соответствует ассоциации магнезиальная роговая обманка + Mg-биотит + андезин. Характерной особенностью минеральной ассоциации является обогащенность меланократовых компонентов магнием. Выделяются метасоматические ассоциации: ранняя – феррочермакит + актинолит + альбит + хлорит + (эпидотовая); наложенная, сформированная на стадии взаимодействия с гранитным расплавом – хлорит + калиевый ПШ + кварц + мусковит.

По структурно-текстурным признакам и составу первичной минеральной ассоциации породы ксенолитов наиболее близки диоритам. Состав биотитов из ксенолитов отличается от биотитов из гранодиоритов меньшем содержанием Ca, K и Na, а также наличием F в последних (рис. 1). Mg-биотит из ксенолита соответствует формуле

$\{\mathbf{Na_{0,028}K_{0,786}Ca_{0,008}}\}_{0,9}[Fe^{2+}{}_{1,501}Mn_{0,016}Mg_{1,343}Al_{0,080}Ti_{0,117}Cr_{0,009}]_{3,1}(Si_{2,644}Al_{1,356})_{4,0}O_{10}(OH_{2,000})_{2,0}$ и Mg-биотит из гранодиорита $\{\mathbf{Na_{0,048}K_{0,981}Ca_{0,159}}\}_{1,2}[Fe^{2+}{}_{1,040}Mn_{0,020}Mg_{1,260}Al_{0,171}Ti_{0,186}]_{2,7}(Si_{2,756}Al_{1,244})_{4,0}O_{10}(\mathbf{F_{0,044}}OH_{1,956})_{2,0}$.

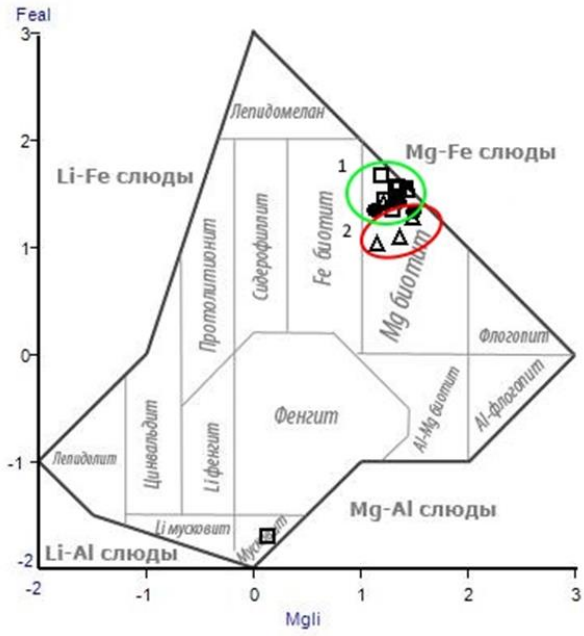


Рис. 1. Положение слюд на классификационной диаграмме в координатах (Mg-Li) – (Fe+Mn+Ti-Al(VI)) (mgli-feal) (Tischendorf et al., 1997): ● – слюда из диоритов, □ – слюда из ксенолитов, Δ- слюда из гранодиоритов; 1-область сходных по составу слюд из ксенолитов и диоритов; 2- область слюд из гранодиоритов отличных от ксенолитов и диоритов.

Неизменённые амфиболы диоритов соответствуют по составу роговой обманке и характеризуется повышенным содержанием магния; аналогичны амфиболам из ксенолитов исходной ассоциации (рис. 2). Составы амфиболов в гранодиоритах отвечают роговой обманке. В них отмечается меньшее содержание Ca, с одновременным возрастанием K и Na. Также характеризуется малым количеством Mg, что отличается от амфиболов в ксенолитах.

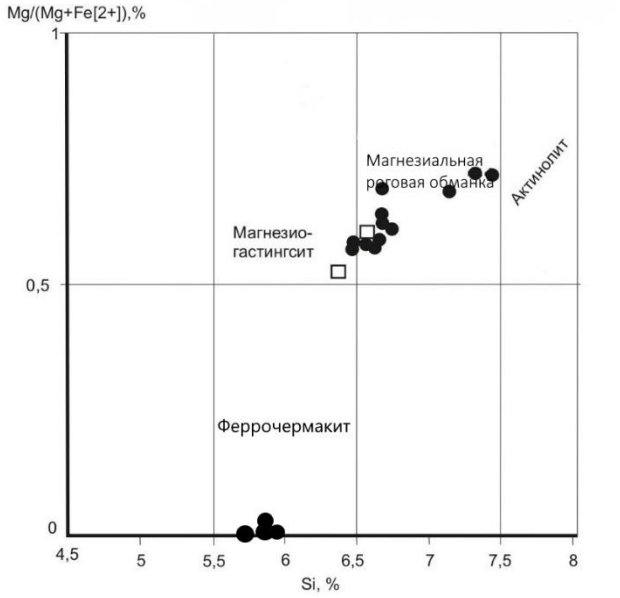


Рис. 2. Положение амфиболов на классификационной диаграмме. (Бинарная диаграмма ММА для классификации Ca амфиболов.Ca[B]>=1.50; (Leake et al. 1997-2004) ● – амфиболы из диоритов, □ – амфиболы из ксенолитов

В итоге по полученным данным можно сделать следующие заключения:

1. Исходная ассоциация породообразующих минералов ксенолитов представлена Mg-биотитом + магнезиальной роговой обманкой + андезитовым составом. Слабая переработка ксенолитов и угловатые их очертания указывают на захват из неглубоких уровней в условиях падения температуры и давления, произошло дробление этих пород и захват гранитным расплавом.
2. Состав породообразующих минералов ксенолитов аналогичен минералам диоритов (и отличается от гранодиоритов); отчетливо проявляется специфичная обогащенность магнием. При сравнении с диоритами эндо- и экзоконтактовой зон интрузии выявляется отличие минеральной ассоциации ксенолитов от ассоциации краевой фации диоритов, претерпевших Ca-метасоматоз на контакте с вмещающими амфиболитами.
3. Определены исходные породы ксенолитов – это диориты даховского комплекса, раздробленные в ходе подвижек по Северному разлому и захваченные гранитной интрузией завершающей фазы. Можно предполагать, что среднепалеозойские диориты были развиты шире, чем в современной структуре.

Список литературы

1. 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.

Пространственная изменчивость поступления древесного опада в сосновых лесах Кольского полуострова

Иванова Е.А.[1], Лукина Н.В.[2], Исаева Л.Г.[1]

[1] Институт проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты, ea.ivanova@ksc.ru

[2] Центр экологии и продуктивности лесов РАН, г. Москва

Введение. Древесный опад – крупнейший источник органического вещества и элементов питания почвы – является одним из ключевых компонентов биогеохимических циклов в лесных экосистемах (Никонов, Лукина, 1994). Количество и качество опада зависят как от климатических условий (Albrektson, 1988), так и от состава растительных сообществ, возраста доминирующих растений и др. (Pedersen, Bille-Hansen, 1999). В свою очередь, размеры и структура опада определяют запас лесной подстилки, от качества и фракционного состава опада зависят темпы его разложения (Berg, 2000; Лиханова, 2014; Бобкова, 2000; Fang et al., 2015).

Сосновые леса Кольского полуострова произрастают в суровых климатических условиях и испытывают антропогенное влияние со стороны предприятий металлургического производства. Воздушное загрязнение является причиной изменений динамики количественных показателей и структуры поступающего опада (Юсупов и др., 1995), повреждения ассимилирующего аппарата хвойных древесных растений кислотными осадками приводят к дефолиации деревьев, что способствует увеличению количества опада (Лукина, Никонов, 1998; Ярмишко, Лянгузова, 2013). Комбинат «Североникель» в г. Мончегорск – крупнейший источник выбросов SO_2 и полиметаллической пыли в центральной части Мурманской области. По состоянию на 2014 год объем валовых выбросов SO_2 АО «Кольская ГМК» на мончегорской площадке составляет 33.5 тыс. т/год (данные АО «Кольская ГМК»).

Цель работы – дать оценку пространственного варьирования поступления древесного опада в сосновых лесах на северном пределе распространения в условиях антропогенного воздействия.

Объекты и методы. Исследования проводятся в сосновых лесах, подверженных влиянию выбросов медно-никелевого комбината «Североникель» (г. Мончегорск). Стационарные мониторинговые площадки, характеризующие различные стадии техногенной дигрессии, расположены по градиенту распространения загрязнения в ЮЮЗ направлении от комбината: на расстоянии 7-10 км от источника выбросов в техногенных редколесьях, 20-30 км – в лесах разной степени дефолиации и 150-200 км – в фоновых лесах. По составу древостоя объекты исследований представляют собой сосновые леса с примесью берёзы и ели. Леса подвергались в прошлом действию пожаров. Средний возраст сосновых деревьев на 2020 г. составляет 96, 63 и 73 года для древостоев в фоновых условиях, дефолиирующих лесах и техногенных редколесьях, соответственно.

Коллекторы для сбора опада (опадоуловители) на площадках были установлены в 1994 г. случайным образом преимущественно в межкроновых пространствах (по 10-15 шт. на площадку), с 2013 г. для выявления пространственных особенностей в составе и количестве древесного опада – с учетом не только межкроновых, но и подкроновых пространств. По состоянию на 2020 г. на площадках в межкроновых пространствах установлено по 7-8 опадоуловителей, в подкроновых – по 4-6. Древесный опад собирается согласно международной программе ICP-Forests (Ukonmaanaho et al., 2015) круглогодично в мешки из хлопчатобумажной ткани, которые крепятся к прочной раме коллектора. Отбор образцов проводится дважды в год: в первой декаде октября и первой декаде июня.

В лабораторных условиях отобранный растительный материал тщательно разбирается на фракции (хвоя, кора, ветки, шишки, микростробилы и семена сосны, листья берёзы, хвоя ели, семена берёзы, листья ивы, эпифитные лишайники и др.) и взвешивается. Для расчета абсолютно сухого веса навеска по 1 г каждой фракции высушивается в сушильном шкафу при температуре 105ºС с последующим взвешиванием.

Для выявления особенностей пространственного варьирования массы опада в 2015 г. проведено картирование проективного покрытия крон деревьев с выявлением подкроновых и межкроновых пространств. На каждой стадии дигрессии было заложено по три учетные

площадки прямоугольной формы площадью 1000 м^2 (общей площадью 3000 м^2). На миллиметровую бумагу наносили проекции крон деревьев в масштабе 1:50. Листы с данными картирования сканировали и сводили в карты-схемы проективного покрытия крон деревьев с использованием графического редактора (программа Paint.NET). Подсчет площадей выполнялся с помощью графического анализатора (программа ImageJ). Масса фракций опада с учетом пространственного варьирования рассчитывалась путем умножения измеренной массы в кг/га на долю пространств от общей площади, выраженную в процентах, и деления полученного результата на 100. Рассчитанные отдельно друг от друга значения для подкроновых и межкроновых пространств суммировались для получения значения массы, поступающего на 100% площади. Статистическая обработка данных проводилась с помощью программного обеспечения MS Excel и Statistica 10.0 (U-тест Манна – Уитни).

Результаты. По данным картирования проективного покрытия крон деревьев наибольшая доля подкроновых пространств выявлена для древостоев дефолиирующих лесов (53%), в фоновых условиях и в техногенных редколесьях эти значения сопоставимы (38 и 31%, соответственно). В более молодых дефолиирующих лесах естественное изреживание не так выражено, как в спелом сосняке в фоновых условиях, тогда как в техногенных редколесьях малая плотность древостоя обусловлена гибелью деревьев, вызванной влиянием высокого уровня загрязнения в предыдущие годы.

Анализ данных общей массы древесного опада и отдельных фракций с учетом доли площадей подкроновых и межкроновых пространств за период 2014-2019 гг. показал, что суммарная масса опада в среднем за этот период в фоновых условиях, дефолиирующих лесах и техногенных редколесьях сопоставима (табл. 1).

Таблица 1. Среднегодовые значения массы фракций древесного опада сосновых лесов на разных стадиях дигрессии с учетом пространственного варьирования (за период 2014–2019 гг., кг/га).

	Фон	Дефолиирующий лес	Техногенное редколесье
Хвоя сосны	471,3* ± 94,6**	673,9 ± 96,5	692,5 ± 59,2
Кора сосны	168,1 ± 7,2	206,4 ± 11,2	113,8 ± 5,5
Ветки сосны	161,6 ± 55,6	161,3 ± 53,5	34,6 ± 5,9
Шишки сосны	81,5 ± 19,7	165,3 ± 25,4	224,7 ± 54,3
Микростробилы	15,4 ± 3,5	41,7 ± 10,9	32,6 ± 7,6
Семена сосны	1,5 ± 0,5	2,4 ± 0,7	4,0 ± 1,6
Хвоя ели	0,02 ± 0,02	0,2 ± 0,1	0,03 ± 0,01
Листья берёзы	0,7 ± 0,4	19,6 ± 2,3	2,3 ± 0,8
Семена берёзы	0,1 ± 0,1	0,3 ± 0,2	0,8 ± 0,6
Серёжки берёзы	0,2	-	-
Листья ивы	-	-	0,1 ± 0,003
Листья осины	-	-	0,7 ± 0,3
Эпифитные лишайники	15,6 ± 2,8	-	-
Верхушечные побеги	-	0,6 ± 0,05	-
Неидентифицированные остатки	13,2 ± 0,8	21,1 ± 1,8	26,9 ± 6,0
Суммарная масса опада	928,9 ± 109,8	1292,2 ± 125,9	1132,7 ± 62,8

Примечание: * – среднее значение, ** – стандартная ошибка, «-» – нет значения.

По среднегодовым значениям основную массу опада в фоновых условиях и дефолиирующих лесах составляют хвоя, ветки, кора и шишки сосны. В техногенных редколесьях основу опада составляют хвоя, кора и шишки сосны. Масса опада хвои в дефолиирующих лесах и техногенных редколесьях намного превышает фоновые значения, что может быть обусловлено большей фитомассой хвои сосны в более молодом древостое в дефолиирующих лесах (Иванова, Лукина, 2017) и долговременным влиянием воздушного загрязнения как в дефолиирующих лесах, так и в редколесьях. При этом доля опада хвои сосны в общей массе древесного опада максимальна в редколесьях – 61 %, а в дефолиирующих лесах

и фоновых условиях сопоставима – 52 и 51%, соответственно. Статистический анализ показал, что масса листьев березы в дефолиирующих лесах выше, чем в фоновых условиях и техногенных редколесьях ($p<0,05$), что можно объяснить различиями в структуре древостоя – в составе древостоев дефолиирующих лесов больше доля берёзы. Кроме того, в редколесьях масса шишек в опаде существенно выше, чем в сосняках фоновых условий, а масса коры и веток сосны – ниже ($p<0,05$), что может быть обусловлено ослаблением деревьев и преждевременным отмиранием отдельных органов, вызванными многолетним воздействием загрязнения.

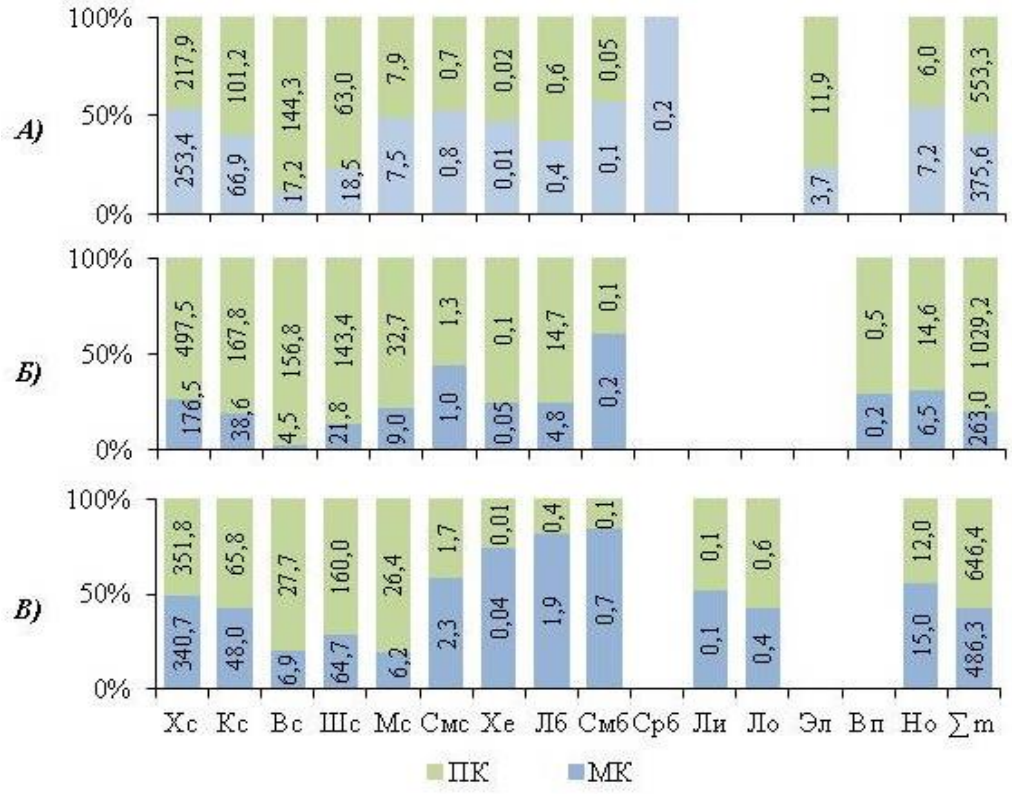


Рис. 1. Пространственное распределение древесного опада в сосновых лесах на разных стадиях техногенной дигрессии. На рисунке обозначены: А) – фон, Б) – дефолиирующий лес, В) – техногенное редколесье, ПК – подкроновые пространства, МК – межкроновые пространства, Хс – хвоя сосны, Кс – кора сосны, Вс – ветки сосны, Шс – шишки сосны, Мс – микростробилы, Смс – семена сосны, Хе – хвоя ели, Лб – листья берёзы, Смб – семена берёзы, Срб – серёжки берёзы, Ли – листья ивы, Ло – листья осины, Эл – эпифитные лишайники, Вп – верхушечные побеги, Но – неидентифицированные остатки, $\sum m$ – суммарная масса опада; цифрами на диаграммах обозначены средние значения массы в подкроновых и межкроновых пространствах.

Оценка пространственного распределения поступления опада показала, что в сосняках фоновых условий, дефолиирующих лесов и редколесий по средним значениям в подкроновых пространствах в опаде преобладает хвоя сосны, меньше – веток, шишек и коры (рис. 1), тогда как между крон деревьев в опаде наблюдается значительное количество хвои сосны по сравнению с другими фракциями. Примечательно, что доля хвои сосны в опаде межкроновых пространств значительно больше, чем под кронами: в фоновых условиях 67 и 39%, в дефолиирующих лесах – 67 и 48%, в редколесьях – 70 и 54%, соответственно.

Статистический анализ данных показал, что в фоновых условиях масса опада коры и веток сосны, а также эпифитных лишайников под кронами деревьев достоверно выше, чем в межкроновых пространствах ($p<0,05$). Сходным образом, в дефолиирующих лесах под кронами масса опада хвои, коры, веток, шишек сосны, а также суммарная масса древесного опада, выше по сравнению с межкроновыми пространствами древостоя. В техногенных редколесьях веток и шишек сосны достоверно больше под кронами деревьев, а листьев березы – в межкроновых пространствах ($p<0,05$).

Кроме того, в ходе работы было установлено, что суммарная масса опада подкроновых пространств выше в дефолиирующих лесах, а межкроновых – в редколесьях. Наибольшее количество коры между крон деревьев опадает в спелом сосняке фоновых условий ($p<0,05$). В подкроновых пространствах дефолиирующих лесов опадает больше хвои и коры сосны, в редколесьях – шишек ($p<0,05$), по сравнению с фоновыми условиями, что может быть связано с ослаблением деревьев, вызванным длительным воздействием загрязняющих веществ. Масса опада листьев берёзы в дефолиирующих лесах под кронами деревьев достоверно выше, чем в редколесьях, между крон – выше, чем в фоновых условиях, что можно объяснить так же, как и для общей массы опада листьев берёзы – большей представленностью берёзы в составе древостоя дефолиирующих лесов.

Заключение. Древесный опад в сосняках кустарничково-лишайниковых, доминирующих в северотаежных лесах, характеризуется существенной пространственной изменчивостью. Структура и возраст древостоя, а также влияние аэротехногенного загрязнения выбросами медно-никелевого комбината приводят к изменениям состава древесного опада и пространственного распределения его поступления на почву. Расчеты с учетом пространственного варьирования позволят давать более точные оценки динамики органического вещества и биогеохимических циклов в северотаежных лесах.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института проблем промышленной экологии Севера ФИЦ КНЦ РАН № АААА-А18-118021490070-5.

Список литературы

1. Бобкова К.С. Роль лесной подстилки в функционировании хвойных экосистем Европейского Севера // Вестник Института биологии Коми НЦ УрО РАН. 2000. № 9 (35). URL: https://ib.komisc.ru/add/old/t/ru/ir/vt/00-35/05.html (дата обращения 14.08.2020).
2. Иванова Е.А., Лукина Н.В. Динамика опада хвои сосны, формирующей древостои в лесах на разных стадиях дигрессионной сукцессии // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2017. № 14. С. 394-397.
3. Лиханова Н.В. Роль растительного опада в формировании лесной подстилки на вырубках ельников средней тайги // Известия ВУЗов. Лесной журнал. 2014. №3 (339). URL: https://cyberleninka.ru/article/n/rol-rastitelnogo-opada-v-formirovanii-lesnoy-podstilki-na-vyrubkah-elnikov-sredney-taygi (дата обращения: 14.08.2020).
4. Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги: природные и техногенные аспекты. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 1998. 316 с.
5. Никонов В.В., Лукина Н.В. Биогеохимические функции лесов на северном пределе распространения. Апатиты, 1994. 315 с.
6. Юсупов И.А., Залесов С.В., Шавнин С.А., Луганский Н.А. Особенности динамики и структуры древесного опада в сосновых молодняках в зоне действия аэропромвыбросов на Среднем Урале // Леса Урала и хозяйство в них: сб. науч. тр. Екатеринбург: Изд-во УГЛТА. 1995. Вып. 18. С. 59-74.
7. Ярмишко В.Т., Лянгузова И.В. Многолетняя динамика параметров и состояния хвои Pinus sylvestris L. в условиях аэротехногенного загрязнения на Европейском Севере // Известия СПбЛТА. 2013. № 2 (203). С. 30-46.
8. Albrektson A. Needle litterfall in stands of Pinus sylvestris L. in Sweden, in relation to site quality, stand age, and latitude // Scandinavian Journal of Forest Research. 1988. № 3. P. 333-342.
9. Berg B. Litter decomposition and organic matter turnover in northern forest soils // Forest Ecology & Management. 2000. V. 133. P. 13-22.
10. Fang X., Zhao L., Zhou G., Huang W., Liu J. Increased litter input increases litter decomposition and soil respiration but has minor effects on soil organic carbon in subtropical forests // Plant Soil. 2015. V. 392. P. 139-153.
11. Pedersen L. B., Bille-Hansen J. A comparison of litterfall and element fluxes in even aged Norway spruce, sitka spruce and beech stands in Denmark // For. Ecol. Manage. 1999. V. 114. P. 55-70.
12. Ukonmaanaho L., Pitman R, Bastrup-Birk A, Breda N, Rautio P. Manual on methods and criteria for harmonized sampling, assessment, monitoring and analysis of the effects of air pollution on forests. Part XIII Sampling and Analysis of Litterfall: UNECE ICP Forests Programme Co-ordinating Centre, Eberswald. 2015. 17 pp.

Изотопно-геохимические особенности руд Пионерского золоторудного месторождения

Извекова А.Д., Дамдинов Б.Б.

Геологический Институт СО РАН, Boxjer@mail.ru, damdinov@mail.ru

Пионерское месторождение расположено на территории Окинского района, в 3,5 км на юго-восток от пос. Самарта в верховьях р. Китой на правобережье р. Самарта. От Зун-Холбинского золоторудного месторождения оно удалено на 8,5 км. Месторождение сложено породами гарганского метаморфического комплекса архейско-протерозойского возраста, на котором с тектоническим несогласием залегают породы иркутной свиты венд-кембрийского возраста (Рощектаев П.А. и др., 2000). Породы гарганского метаморфического комплекса – самые древние породы района. Их возраст оценивается в 2.9 млрд. лет (Анисимова И. В. и др., 2009). Породы представлены плагиогнейсогранитами, реже амфиболитами и мигматитами. Осадочные породы чехла слагают восточный фланг месторождения. Они представляют собой редуцированный разрез иркутной свиты состоящий из песчаников, карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений (Федотова А.А., Хаин Е.В., 2002).

Породы месторождения подвержены динамометаморфическим и метасоматическим изменениям. Метаморфические образования на участке представлены милонитами, и катаклазированными березитами. Метасоматические образования присутствуют в виде безезитов и лиственитов.

Рудные тела Месторождения представляют собой малосульфидные пирит-кварцевые и карбонат-пирит-кварцевые прожилки и жилы, которые находятся в зонах дробления и в зонах милонитизации и рассланцевания.

Кварц в жилах и прожилках является в целом основным минералом, присутствует в виде молочно белого кварца который внешне безрудный (1 генерация) и до серого кристаллического с который связана рудная минерализация (2 генерация). Из рудных минералов в кварцевых жилах преобладает пирит, реже встречается халькопирит, пирротин, галенит, теллуриды, самородное золото и единичные зерна блеклой руды. Также в рудных телах встречается хлорит.

Пирит встречается чаще остальных сульфидов в виде вкрапленности или прожилковидных агрегатов, образует идиоморфные зерна, часто ассоциирует с халькопиритом. Установлено что пирит присутствует в виде 2 х генераций. В пустотах и трещинах пирита 2 генерации отлагается кварц, теллуриды, золото.

Самородное золото заполняет трещинки и пустоты в кварце 2 ген и пирите 2 ген, так как выделилось в последнюю стадию рудообразования. Формы выделения золота в основном крючковатые, пластинчатые. Оно предположительно образуется раньше всех теллуридов, при этом ассоциируя с калаверитом, алтаитом, петцитом, теллуровисмутитом, мелонитом. Все эти минералы обрастают золото по краям.

Особенностью руд Пионерского месторождения является большое количество минералов теллуридной ассоциации, которые представлены широким набором минеральных видов, среди которых диагностированы теллуриды Bi, Au, Ag, Pb, Hg и Ni: алтаит, петцит, гессит калаверит, мелонит, креннерит, теллуровисмутит, пильзенит, колорадоит, ракледжит, волынскит, цумоит, тетрадимит.

Изотопные составы серы в пирите имеют значения от 0.9 до 4.5‰, характерные для серы мантийного происхождения. Расчет изотопного состава серы в H_2S равновесного флюида для температуры 250ºС, проведенный согласно уравнению, опубликованному в работе (H. Ohmoto et. al., 1979) показывает значения от -0.6 до 3.0‰, также соответствующие ювенильной сере (табл. 1).

Значения изотопного состава кислорода в рудном кварце попадают в узкий интервал 12.7 – 13.6 ‰. Расчет изотопного состава кислорода в равновесном флюиде, проведенный для температуры 270°С, как средней температуры образования количественно преобладающего кварца1, показал интервал значений $\delta^{18}O$= 4.4 – 5.5 ‰ (табл.1).

Таблица 1. Изотопные составы серы в пирите и кислорода в кварце рудопроявления Надежда в сравнении с пиритами Пионерского месторождения.

№ проб	Объект	Минерал	$\delta^{34}S$, ‰	$\delta^{34}S_{фл.}$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{18}O_{фл}$, ‰
Zk- 20-2	Рудопроявление Надежда	Пирит	0.9	-0.6		
Zk-32			1.0	-0.5		
Нд-3			4.5	3		
П-4	Пионерское месторождение		1.5	0		
П-3			1.5	0		
Пк-10			1.5	0		
Пн-7			2.2	0.7		
Zk-21	Надежда	Кварц			12.7	4.6
Нд-2					12.7	4.6
Нд-3					13.2	5.1
Пи-24	Пионерское (серый кварц)				12.8	4.7
Пи-27	Пионерское белый				13.1	5.0
Пи-27-1	Пионерское				13.0	4.9
Пи-29					12.5	4.4
Пи-3					12.7	4.6
Пи-34					13.6	5.5

Примечание: $\delta^{34}S_{фл.}$ – расчетный изотопный состав серы в H_2S равновесного флюида, для температуры 270ºС

Заключение. Проведенные минералогические исследования подтверждают участие вмещающих пород в процессе рудообразования. Так, в кварцевых жилах из лиственитов появляются Ni-,Co – содержащие минералы ультрабазитов – герсдорфит, пентландит, кобальтин, аллоклазит, тогда как в жилах, залегающих в гранитогнейсах, присутствуют молибденит и минералы Bi, то есть минералы, характерные для плутоногенных месторождений.

Изотопные исследования указывают на мантийную природу сульфидной серы. Теллур считается мантийным элементом, а теллуриды являются типичными минералами эпитермальных и порфировых месторождений. Они формируются преимущественно на конвергентных границах плит – активных континентальных окраинах островодужного и андийского типов, хотя могут встречаться и в орогенных месторождениях (Горячев Н. А. и др., 2010; Goldfarb R. J. Groves D. I., 2001; Lang J.R., Baker T, 2001) . Все это позволяет считать, что золотое оруденение формировалось при взаимодействии мантийного вещества с породами архейского фундамента, содержащими блоки ультрабазитов. Согласно данным (Гребенщикова В.И., Шмотов А.П., 1997) породы Гарганской «глыбы» характеризуются повышенными концентрациями золота и могут являться одним из его источников. Примечательно что полученные значения изотопного состава серы близки к значениям других огоренных золотых месторождений обрамления «Гарганской глыбы» (Миронов А. Г., Жмодик С. М., 1999), что может свидетельствовать о едином источнике серы для этого участка.

Главным источником серы считаются породы офиолитового комплекса, а точнее реликты древних субмаринных сульфидных руд (отложений «черных курильщиков»), развитые в вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации (Дамдинов Б. Б. и др., 2019). Фрагменты ультраосновных пород присутствуют и в рудном поле Пионерского месторождения (лиственитты на уч. Надежда).

Значения изотопного состава кислорода в кварце соответствуют таковому для кварца Зун-Холбинского золото-сульфидно-кварцевого месторождения, а также других золото-кварцевых орогенных месторождений (Дамдинов Б. Б., Дамдинова Л. Б., 2018; Goldfarb R. J, Groves D. I., 2015). В то же время, изотопный состав кислорода в рудном кварце Пионерского

месторождения близок к составу древних метатерригенных пород, входящих в состав «Гарганской глыбы» – фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Овчинникова и др., 2009), которые, в данном случае, являются рудовмещающим субстратом.

Благодарность: Работа выполнена в рамках госзадания ГИН СО РАН, при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00489а

Список литературы

1. Анисимова И.В. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии: ИГГД РАН, 2009. Т.1. С. 35-36.
2. Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Гамянин Г.Н., Савва Н. Е., Округин В. М. Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. №3. С. 36-50.
3. Гребенщикова В.И., Шмотов А.П. Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №4. С. 756-764.
4. Дамдинов Б. Б. Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61, №2. С. 23-38.
5. Дамдинов Б. Б., Дамдинова Л. Б. Зун-Оспинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): особенности геологического строения, состав руд и генезис // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. №3. С. 274-300.
6. Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.
7. Овчинникова Г. В., Крылов Д. П., Козаков И. К., Ковач В. П., Сергеева Н. А. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 613-622.
8. Рощектаев П.А. Золото Бурятии. Улан-Удэ.: БНЦ СО РАН, 2000. 464 с.
9. Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. Москва.: Научный мир, 2002. 176 с.
10. Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore geology reviews. 2001. Vol.18. P. 1-75.
11. Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. 2001.Vol. 36. P. 477-489.
12. Ohmoto. H. Isotopes of Sulfur and Carbon, in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York.: John Wiley and Sons, 1979. 434 p.

Эволюция южного края Карельского кратона. Этапы архейских гипергенных изменений

Климова Е.В.[1], Матреничев В.А.[2], Матреничев Н.В.[3]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, e-mail: katya_kli@list.ru

[2]ГБУДОДДТ Курортного района, Санкт-Петербург

[3] ООО "Среднеуральское поисковое бюро", Екатеринбург

Введение. Балтийский щит является классической областью развития раннедокембрийских кор выветривания. В проблеме изучения докембрийских гипергенных покровов до сих пор наиболее актуален вопрос о корректности системы доказательств их выделения. Конвергенция главных минералогических и геохимических признаков гипергенного и высокотемпературного метасоматического процессов минимизирует роль геохимических методов для диагностики таких объектов и обуславливает ведущую роль геологических и петрографических методов.

В результате геологических и петрографических исследований зоны контакта палеопротерозойского осадочного чехла с архейским фундаментом на южной окраине эпиархейского Карельского кратона было выявлено широкое распространение гипергенных изменений в породах фундамента. Один из наиболее детально исследованных участков находится на северо-западном берегу оз. М. Янисъярви (рис. 1).

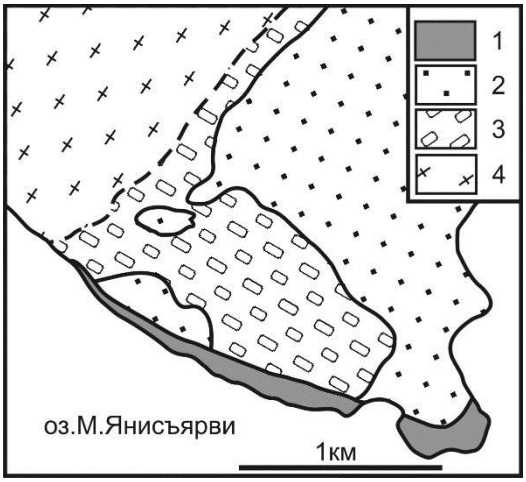


Рис.1. Схема геологического строения западного берега оз. М. Янисъярви. Условные обозначения: 1 – карбонатно-сланцевые породы, 2 – песчаники с линзами конгломератов и гравелитов, кварцито-песчаники, 3 – элювиальные образования, 4 – гнейсы.

Петрографические разновидности образований архейских гипергенных покровов. На границе пород фундамента с карельскими образованиями широко развиты зоны выветривания гранитоидов. Переход от пород фундамента к Зоне Физической Дезинтеграции (ЗФД) постепенный, без резких границ. Породы фундамента теряют целостность и постепенно переходят в элювиальные образования. Среди элювиальных образований можно выделить несколько петрографических разновидностей, которые не образуют отдельных выдержанных горизонтов, но встречаются в виде отдельных участков без резких границ между такими разновидностями.

(1) Крупновалунная элювиальная брекчия сложена неокатанными, угловатыми обломками субстрата. Размер обломков более 1 м. Эта разновидность наиболее широко распространена. В отдельных валунах прослеживаются реликты мигматитовой полосчатости. Микроскопически порода, слагающая валуны, отличается от пород фундамента интенсивной серицитизацией плагиоклаза. Часто встречаются зонально замещённые кристаллы плагиоклаза, где серицит развивается во внешней оболочке, оставляя ядерную часть незатронутой. Также серицит развивается вдоль трещин спайности и может полностью замещать плагиоклаз. Кроме того, встречаются трещины мощностью до 1 мм, выполненные микрозернистым кварц-серицитовым агрегатом. Пространство между валунами заполнено

несортированным материалом разрушения субстрата, который включает окатанные зёрна кварца и полевых шпатов, погружённые в микрозернистый кварц-серицитовый агрегат. Крупные валуны составляют более 70% объёма породы.

(2) Мелковалунная элювиальная брекчия сложена слабо окатанными, угловатыми обломками субстрата, размером 2-25 см (рис. 2). Количество обломков варьирует от 40 до 70% объёма породы. Плагиоклаз в обломках сильно серицитизирован. Материал, цементирующий обломки, подобен цементу крупновалунной элювиальной брекчии, но отличается появлением хлорита и биотита. Хлорит часто образует каймы вокруг окатанных зёрен плагиоклаза. В цементе широко распространены мелкие симплектитовые срастания биотита и кварца, подчёркивающие псаммитовую структуру.

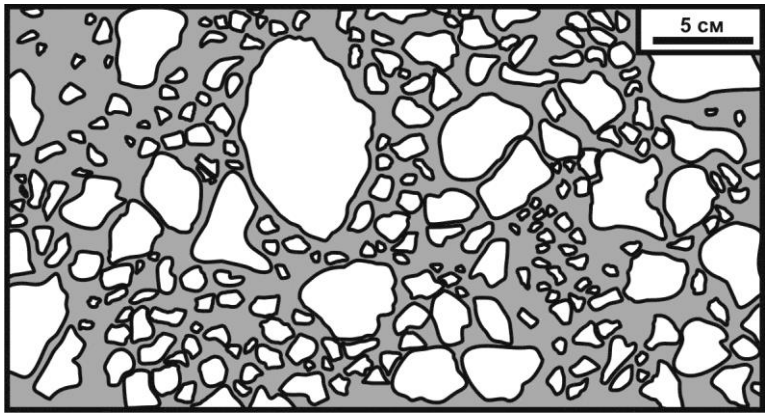


Рис.2. Мелковалунная элювиальная брекчия. Белое – обломки гнейсов субстрата, серое – цемент. Рисунок по фотографии.

(3) Песчанистый элювий сложен слабоокатанными угловатыми зёрнами кварца и полевых шпатов размером от 0,5 мм до 10 мм, которые сцементированны мелкозернистым кварц-хлорит-серицитовым агрегатом. При выветривании на поверхности песчанистого элювия выделяются зёрна кварца и полевого шпата, образуя характерную «пупырчатую» поверхность. Песчанистый элювий может включать до 10% окатанных обломков пород размером до 5 см.

(4) Реликты глинистой зоны гипергенного профиля. Среди песчанистого элювия встречаются линзовидно-полосчатые участки развития существенно кварц-серицитовых пород, где серицит составляет 30-60% объёма породы. Мощность отдельных прослоев составляет 3-5 см. Эти прослои представляют собой реликты глинистой зоны коры выветривания.

Образования раннего архейского этапа гипергенных изменений. Элювиальная брекчия и ЗФД плагиоклазовых гранитогнейсов в основании разреза Ялонваарской зеленокаменной структуры относится к образованиям раннего архейского этапа гипергенных изменений на основании своего геологического положения, поскольку перекрываются вулканитами, из которых выделен циркон с возрастом 2952±8 млн. лет (U-Pb, SHRIMP II, рис. 3).

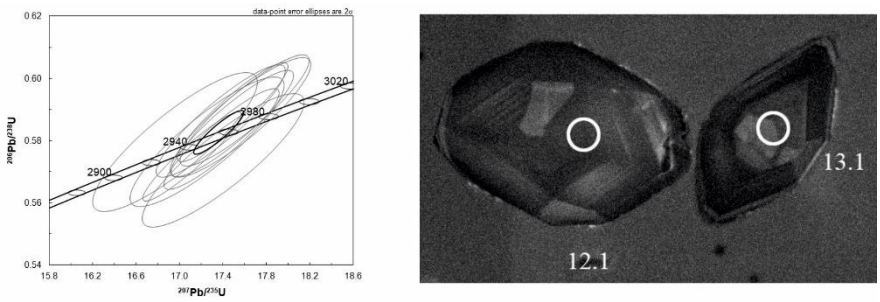


Рис.3. (а) График с конкордией для циркона из вулканитов Ялонваарской зеленокаменной структуры (6019); (б) катодолюминесцентное изображение анализированного циркона.

На северо-западном берегу оз. М. Янисъярви крупно- и мелковалунная элювиальная

брекчия плагиогранитогнейсов отнесена к образованиям раннего архейского этапа гипергенных изменений в связи с широким развитием микроклинового порфиробластеза и маломощных микроклиновых прожилков секущих как цемент, так и обломки элювиальной брекчии. В едином разрезе с элювиальной брекчией встречается элювий песчанистой размерности и многочисленные реликты глинистой зоны. Такие реликты представляют собой участки относительно мелкозернистого элювия песчаной размерности линзовидно-слоистого строения с прослоями, обогащёнными серицитом.

Образования позднего архейского этапа гипергенных изменений широко распространены на южной окраине эпиархейского Карельского кратона. В обнажениях элювиальные образования этого этапа хорошо заметны и однозначно интерпретируются в связи с тем, что от 60 до 90% объёма породы сложено обломочным микроклином и обломками микроклиновых гранитов. В то же время не встречается микроклинсодержащего элювия песчаной размерности и реликтов глинистой зоны. Отсутствует связь пространственного расположения участков распространения образований позднего архейского этапа гипергенных изменений с более ранними архейскими структурами. Одновременно эрозионные останцы верхнеархейских осадочных пород суккозерской свиты повсеместно подстилаются элювиальной брекчией с высоким содержанием микроклина. В цементе этих брекчий практически отсутствует плагиоклаз, но в обломках пород он ещё сохраняется, при этом для плагиоклаза характерно широкое развитие серицита по трещинам спайности и по поверхности кристаллов, в то же время по микроклину не происходит развития такого слюдистого агрегата.

Обсуждение. В поле развития архейских элювиальных образований в южной окраине эпиархейского Карельского кратона на большой площади хорошо сохранились результаты воздействия гипергенных процессов на фундамент. На площади от крупного ваксаусского денудационного останца на северо-востоке до границы с палеопротерозойским чехлом на юго-западе было обнаружено более десяти денудационных останцов верхнелопийских гипергенных и осадочных пород и палеопротерозойских кварцитопесчаников (рис. 4). Широкое распространение таких останцов свидетельствует о конкордантном положении современной, предъятулийской и позднеархейской эрозионной поверхности.

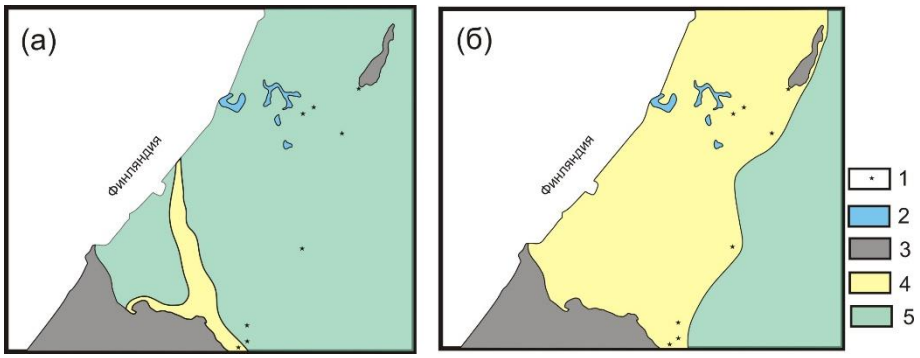


Рис. 4. Схема реконструкции области гипергенных изменений. Условные обозначения. 1 – эрозионные останцы палеопротерозойского осадочного чехла; 2 – эрозионные останцы метаосадков верхнего лопия; 3 – палеопротерозойский осадочный чехол; 4 – субстрат с признаками гипергенных изменений: (а) – плагиограниты, (б) – микроклиновые граниты; 5 – субстрат без признаков гипергенных изменений.

Таким образом, необходимо предположить, что большая часть южной окраины Карельского кратона представляет собой в различной степени сохранившиеся реликты единого архейско-палеопротерозойского гипергенного покрова. Вероятно, незакономерное в плане расположение выделенных разновидностей элювия обусловлено пологим залеганием границ внутри гипергенного покрова. В то же время, в отдельных обнажениях, обычно на вертикальных стенках, встречаются переходы между различными элювиальными образованиями. Плавные переходы от одной разновидности элювия к другой не позволяют в обнажении оценить пространственное положение такой границы.

Верхнелопийское стратиграфическое положение образований позднего архейского этапа гипергенных изменений определяется тем, что, с одной стороны, они сложены продуктами денудации архейских микроклиновых гранитов с возрастом 2703±11 млн. лет (U-Pb по циркону, SHRIMP II, рис. 4). Но, с другой стороны, эти образования прорываются дайкой микроклин-порфира с возрастом 2701±20 млн. лет (U-Pb по циркону, SHRIMP II).

Внешние формы кристаллов циркона из элювиальной брекчии по плагиоклаз-микроклиновым гранитам характеризуются корродированной, сильно трещиноватой поверхностью со следами растворения (рис. 5). Все кристаллы характеризуются сложным зональным внутренним строением. Выделяются три типа зон, которые могут быть как совмещены в одном кристалле, так и встречаться отдельно. Первый тип зон – тонкие оболочки новообразованного циркона. Второй тип – участки с тонкой осцилляторной зональностью, которая хорошо различима только в катодолюминесценции, а в обратно отражённых электронах (BSE) выглядят как равномерно серые или светлые участки. Третий тип – кавернозные участки с минеральными включениями, повсеместно замещающие циркон. Формирование кавернозных колломорфных зон предшествует появлению метаморфогенных обрастаний и обусловлено древним гипергенезом.

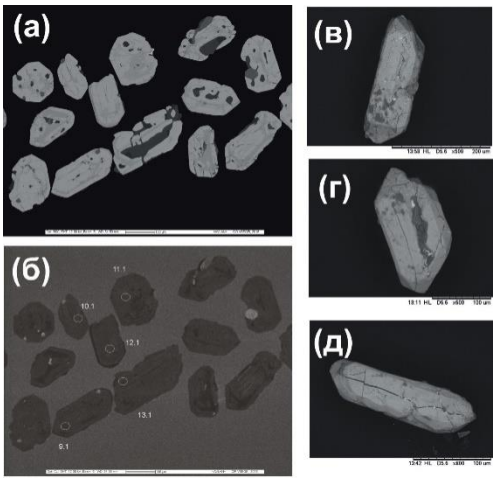


Рис.5. (а) Изображения в обратноотражённых электронах (BSE), (б) катодолюминесценция и (в-д) внешние формы циркона из зоны физической дезинтеграции микроклиновых гранитов.

Для гипергенно-измененных цирконов были измерены параметры изотопной U-Pb системы локальным методом на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. В результате был получен ряд возрастов в диапазоне от 2,7 млрд. лет до 2,2 млрд. лет. Таким образом, гипергенные изменения, начавшиеся в архее, продолжались вплоть до формирования платформенного чехла в ятулии.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0153-2019-0001.

Гидрохимические исследования природных вод Изборско-Мальской долины в 2018-2019 году

Клубов С.М.

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, klubov_stepan@mail.ru

Введение. Изборско-Мальская долина располагается в Печорском районе Псковской области. Ширина долины 500-800 м, глубина 40-50 м (Истомин и др., 2008). Долина относится к карстово-эрозионным формам рельефа. Долина входит в состав Староизборского природно-архитектурного заказника регионального значения (Постановление…, 2008).

Дно Изборско-Мальской долины освоено рекой, которая протекает через два озера. Река, вытекающая из затопленных водой бывших гипсовых карьеров южнее Старого Изборска и впадающая в Городищенское озеро, называется Смолкой. Из Городищенского озера берет начало река Сходница, из Мальского озера вытекает река Обдех. Общая протяженность водной сети, включающей реки Смолку, Сходницу, р. Обдех, Городищенское и Мальское озера, около 20 км (рис. 1).

Озерно-речная система Изборско-Мальской долины является областью разгрузки подземных вод. Поэтому в питании рек и озер долины определяющую роль играют подземные воды (Шебеста, 2006).

Целью исследования является анализ закономерностей формирования гидрохимического состава поверхностных вод долины под воздействием гидрогеологических особенностей подземных вод, а также антропогенных факторов.

Методика. Для выявления гидрогеологических особенностей подземных вод и их взаимосвязи с поверхностными водными объектами в 2018-2019 году были заложены гидрохимические профили.

В 2019 году насчитывалось 8 створов отбора проб воды поверхностных водных объектов. Протяженность гидрохимического профиля составила более 8 километров. В 2018 году протяженность гидрохимического профиля была меньше и составляла около 6 километров. Расположение створов отбора проб воды аналогично 2019 году, но отсутствовали створы отбора проб воды из северной оконечности Мальского озера и из реки Обдех. Расположение створов отбора проб воды (A-H) в 2019 году показано на рис. 1.

Для оценки влияния впадения подземных вод на водные объекты гидрохимического профиля были отобраны пробы из 14 источников подземных вод и 3 пробы из ручьев-притоков рек Сходницы и Смолки.

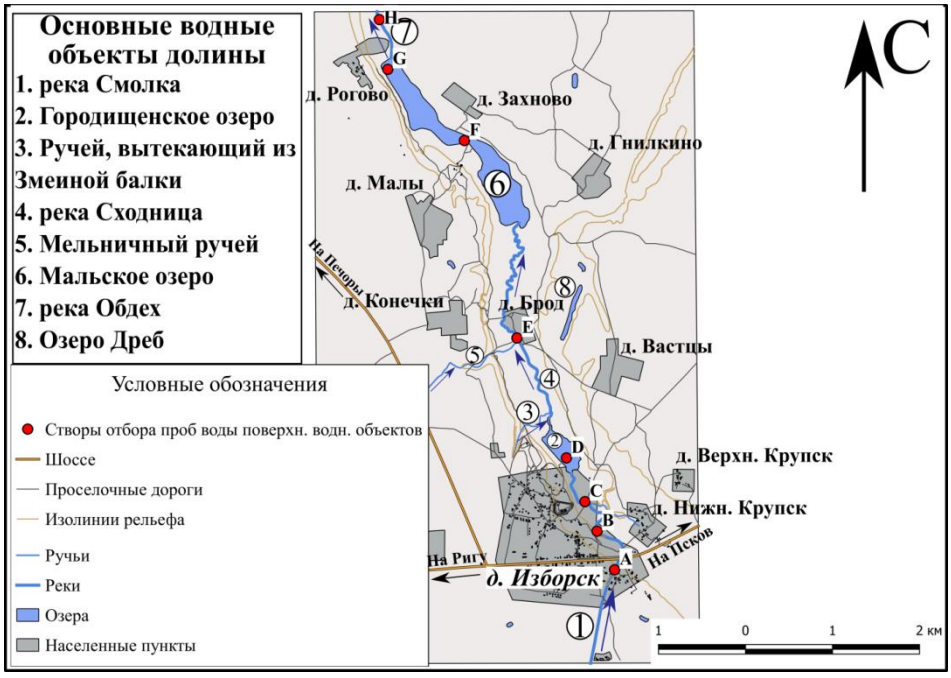


Рис. 1. Водные объекты Изборско-Мальской долины и гидрохимический профиль в 2019 году

На створах отбора проб воды из реки Смолки “А”, “В”, “С” и створе “Е” реки Сходницы, створах отбора проб притоков произведено измерение расхода воды полевым поплавочным методом в 2018-2019 годах. Расход поплавочным и объемным методом замерялся для каждого опробованного источника подземных вод в соответствии с методическим пособием В.Ю. Третьякова (Третьяков, 2006), А.А. Шебесты и Е.П. Шалуновой (Шебеста и Шалунова, 2008).

В ходе сокращенного химического анализа в 2018-2019 гг, проводившегося в день отбора проб воды в соответствии с методическим пособием А.А. Шебесты и Е.П. Шалуновой (Шебеста и Шалунова, 2008), определялись 11 показателей. Использовались 4 метода (табл. 1).

Таблица 1. Методы гидрохимического анализа

Определяемая концентрация ионов (показателей)	Метод анализа
HCO_3^-, Ca_2^+, общая жесткость	титриметрический
Na^+, K^+, Cl^-, NO_3^{2-}, NH_4^+	потенциометрический
SO_4^{2-}, мутность	фотометрический
Mg^{2+}	расчетный

Минерализация воды определялась суммированием концентраций минеральных компонентов ее химического состава, выявленных при химическом анализе.

Тип (класс, группа) воды определялся по преобладающим компонентам, а химический состав по формуле Курлова с полным отображением всех главных компонентов в соответствии с методическим пособием А.А. Шебесты и Е.П. Шалуновой (Шебеста и Шалунова, 2008).

Гидрогеологические особенности водоносных горизонтов Изборско-Мальской долины. Подземные воды приурочены к трем водоносным горизонтам. Верхний – четвертичный горизонт грунтовых вод представлен ледниковыми, озерно-ледниковыми отложениями валдайского оледенения и болотными отложениями незначительной мощности (2-5 м). Средний – саргаевско-даугавский водоносный горизонт верхнего девона (D_3sr-dg) – карбонатная толща известняков, доломитов и мергелей. Нижний водоносный горизонт приурочен к швянтойской терригенной толще верхнего девона (D_3šv). Швянтойский водоносный горизонт с поверхности распространен в северной части долины (к северу от Мальского озера), а к югу погружается под карбонатную толщу саргаевских отложений (Шебеста, 2006).

Исследованные в ходе работ источники подземных вод относятся к саргаевско-даугавскому горизонту. Водовмещающими породами являются трещиноватые известняки и доломиты с прослоями глины, мергелей, лентами гипса. По химическому составу воды этого горизонта относятся к гидрокарбонатным магниево-кальциевым.

Результаты исследования. По результатам гидрохимического анализа отобранных проб воды поверхностных водных объектов, входящих в изучаемый гидрохимический профиль было выявлено, что в верхнем течении реки Смолки, южнее Рижского шоссе состав воды относится к гидрокарбонатно-сульфатному магниево-кальциевому типу. Доминируют SO_4^{2-} анион и Ca^{2+} катион. Начиная со створа отбора проб воды “В” тип воды относится к сульфатно-гидрокарбонатному магниево-кальциевому типу. Начинает доминировать HCO_3^{2-} анион и вниз по течению в гидрохимическом составе его доля только увеличивается. Отмеченная особенность наблюдалась как в 2018, так и в 2019 году.

Изучение динамики миграции отдельных катионов и анионов вниз по гидрохимическому профилю является важной задачей нашего исследования. По результатам нашего исследования в 2018-2019 годах для створов отбора проб воды “В” и “С” наблюдался пик концентраций (мг/л) для ионов: HCO_3^{2-} (гидрокарбонат-анион), K^+ (катион калия) и Cl^- (хлорид-анион). Створы отбора проб воды “В” и “С” расположены в деревне Старый Изборск, где в реку Смолку впадают воды многочисленных источников подземных вод, которые насыщают воды реки Смолки вышеперечисленными ионами. Из водовмещающих пород активно вымываются ионы HCO_3^{2-}, K^+ и Cl^-. Ниже по течению Изборска концентрации

вышеназванных ионов снижаются, что, вероятно, связано с увеличением доли почвенно-поверхностного стока с водосборного бассейна в питании водных объектов.

Для Ca^{2+}(катион кальция) и SO_4^{2-} (сульфат-анион) в пределах Старого Изборска в 2018-2019 годах наблюдается резкое снижение концентраций. Резкое падение концентраций двух этих ионов объясняется сменой водовмещающих пород. Южнее Рижского шоссе водовмещающей породой является гипс. Гипс по своему химическому составу является кристаллогидратом сульфата кальция ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Из водовмещающей породы происходит активное вымывание в реку Смолку Ca^{2+}(катиона кальция) и SO_4^{2-} (сульфат-аниона). Водовмещающие породы источников подземных вод в Старом Изборске и севернее не содержат в своем составе большого количества сульфата кальция. Поэтому концентрации отмеченных ионов резко снижаются в Старом Изборске. Ниже по течению концентрации Ca^{2+} и SO_4^{2-} находятся на приблизительно одинаковом уровне.

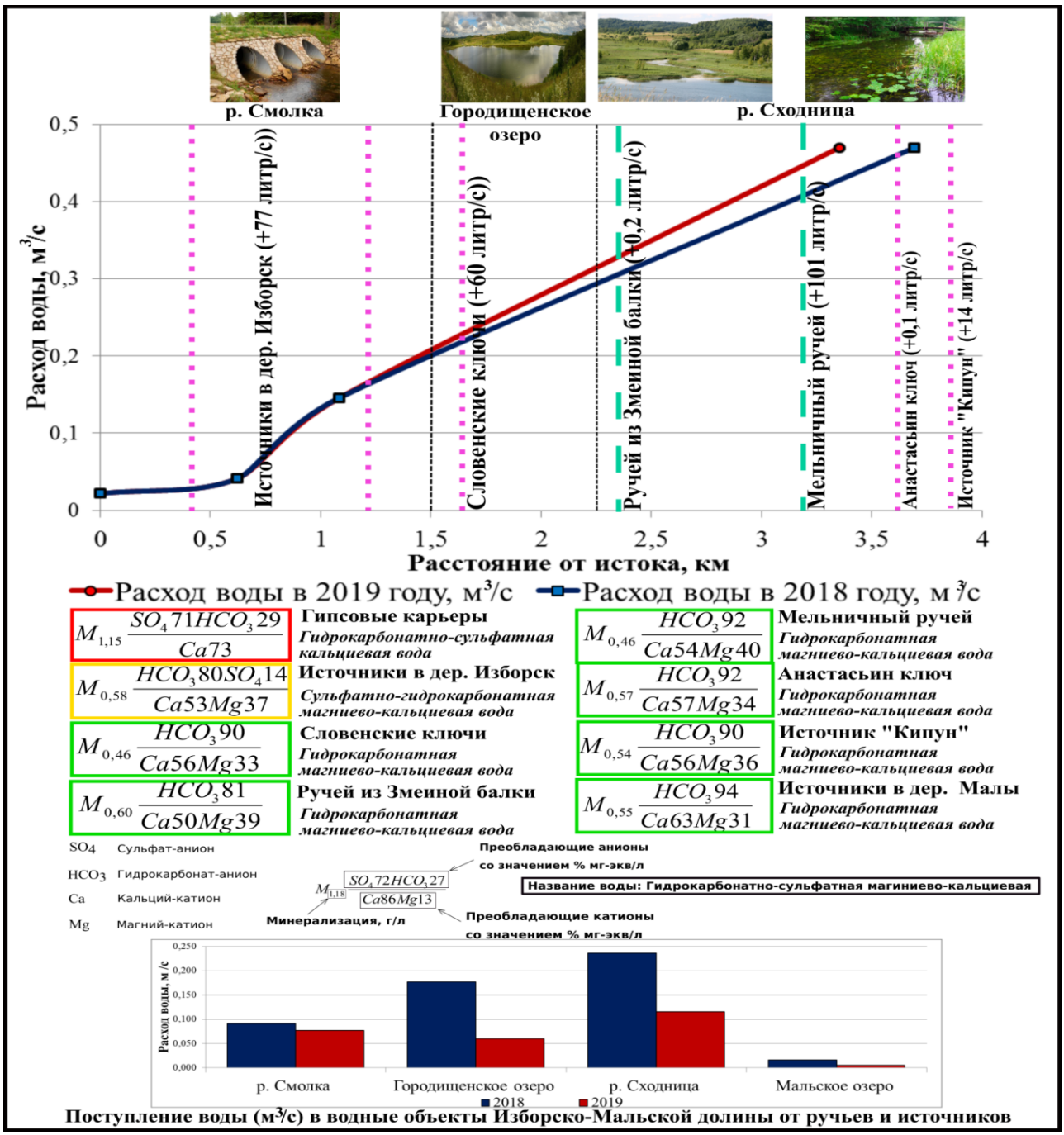


Рис. 2. Взаимосвязь поверхностных водных объектов и подземных вод Изборско-Мальской долины

В ходе нашего исследования было важно оценить степень антропогенного воздействия на водные объекты на разных участках гидрохимического профиля. Маркерами антропогенного влияния на водные объекты в сельской местности являются ионы различных соединений азота. В 2018-2019 годах отмечались пики концентраций ионов NH_4^+ (аммонийная форма азота) и NO_3^- (нитратная форма азота) в реке Смолке в районе Старого Изборска и в реке Сходнице в пределах деревни Брод. В черте населенных пунктов азот поступает в водные объекты с почвенно-поверхностным стоком с приусадебных участков. Местное население, вероятно, применяет для растениеводства азотные удобрения. Помет содержащихся на приусадебных участках животных также может являться источником поступления азотных соединений в водные объекты. Жилые помещения в большинстве частных домов не оборудованы централизованной канализацией с очистными сооружениями. Отходы жизнедеятельности могут поступать в реку.

Выводы. Поверхностные водные объекты Изборско-Мальской долины имеют тесную взаимосвязь с подземными водами. Питание поверхностных водных объектов осуществляется более чем на 90 % за счет подземных вод. По результатам наших исследований, происходит увеличение расхода воды в реках Смолке и Сходнице вниз по течению более чем в 20 раз за счет впадения источников подземных вод (рис. 2). Стоит отметить, что в 2019 году поступление подземных вод в поверхностные водные объекты долины сократилось приблизительно в 2 раза, но расход воды в реках остался на уровне 2018 года. Данная особенность может быть объяснена наличием механизма баланса в питании поверхностных водных объектов Изборско-Мальской долины между подземными водами и почвенно-поверхностным стоком.

Список литературы

1. Истомин А.В., Истомина Н. Б., Судницына Д.Н. Придание правового статуса особо охраняемой природной территории регионального значения комплексному памятнику природы Псковской области "Изборско-Мальская долина" // Псковский регионологический журнал. 2008. №6. С. 95-105.
2. Постановление Администрации Псковской обл. № 169 от 24.07.2008 «О памятнике природы Псковской обл. "Изборско-Мальская долина"» (с изм. на 26.07.2017) [Электрон. ресурс] // Гос. комитет Псковской обл. по природопользованию и охране окруж. среды. – Режим доступа: http://priroda.pskov.ru/izborsko-malskaya-dolina (дата обращения 22.07.2020)
3. Третьяков В.Ю. Полевые экологические исследования (Водные объекты): Метод. пособие. СПб.: изд-во СПбГУ., 2006. 32 с.
4. Шебеста А. А., Шалунова Е. П. Полевые экологические исследования подземных вод. СПб.: изд-во СПбГУ, 2008. 43 с.
5. Шебеста А.А., Шебеста Е.А. Охрана и рациональное использование подземных вод Изборско-Мальской долины // Изборск и его округа: Материалы II Международной научно-практической конференции. Изборск, 2006. С. 158-166.

Генезис и развитие R-V углеводородной системы в пределах Рассольнинской площади (Южное Притиманье)

Кожанов Д.Д., Большакова М.А.

МГУ имени М.В. Ломоносова, dimitriykozz@gmail.com

Изучение особенностей формирования нефтегазоносности в районах со сложным геологическим строением (передовые складки орогенов, тектонически активные регионы и т.д.) является новой, злободневной проблемой современных геологии и геохимии горючих ископаемых.

До настоящего времени были сделаны многочисленные открытия нефтяных и газовых месторождений в горно-складчатых сооружениях Кордильер и Анд, выдвинуты гипотезы относительно онтогенеза этих залежей и скоплений углеводородов (Peters, 2005). В отечественной геологии и геохимии горючих ископаемых наиболее яркой является модель Б.А. Соколова, выдвинутая в 1999 году, демонстрирующая стадийность генерационно-миграционных и аккумуляционных процессов, происходящих в различных частях осадочного бассейна под воздействием термобарического фактора (Соколов, Абля, 1999). Тем не менее, вопрос нефтегазоносности «сложных» регионов до сих пор стоит остро, многие явления, связанные с развитием углеводородных (УВ) систем таких частей нефтегазоносных бассейнов (НГБ) по-прежнему не решены.

При этом, помимо выявления новых методов поисков скоплений УВ в этих областях интересным является также вопрос образования линзовидных (мощностью до нескольких десятков метров, Шумилова и др., 2000) темноокрашенных высокоуглеродистых толщ в осадочных горных породах, образованных в результате совместного действия процессов осадконакопления, тектоники, магматизма и метаморфизма при ведущей роли последнего (Сначёв, Сначёв, 2016). Подобные образования в нашей стране были выявлены в пределах Башкирского мегантиклинория (Белорецкий метаморфический комплекс, Ларинский гранитно-гнейсовый купол, Амурское месторождение, Улуелшинско-Кудашманская зона) в продуктивных золотоносных горизонтах отложений рифей-вендского осадочного комплекса (Беликова, Мороз, 2018; Ковалев и др., 2011; Ковалев и др., 2016; Сначёв, 2016; Сначёв, 2015; Сначёв, Сначёв, 2016).

Объектом данного исследования являются высокоуглеродистые толщи кочешорской свиты верхнего венда (V_2kc), вскрытые поисковыми скважинами Рассольнинской площади. В геологическом отношении данные отложения приурочены к южному Притиманью, литологически представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Черные углеродистые сланцы развиты локально (линзовидно), характеризуются пиритовой и биотит-мусковитовой минерализацией (зеленосланцевая стадия метаморфизма). Мощность толщи до 630 м, возраст 569-590 млн. лет (Пактовский, 2019а; Пактовский, 2019б). Особенностью указанных пород является их положение в поднадвиговой зоне, отражающей региональное тектоническое развитие территории в позднем протерозое – раннем палеозое (Шумилова и др., 2000). Выбор данных отложений в качестве объекта исследования обусловлен сложностью геологического развития данной территории, а также их «парагенезом» с одним из крупнейших месторождений алмазов в северной части среднего Урала (Лукьянова и др., 2011). В рамках исследования были проведены: анализ ретроспективных источников, литологическое описание пород (более 300 м керна), а также пиролитические исследования (90 образцов). Предложенные выводы основываются на построении геохимических разрезов и расчете геохимических коэффициентов. Изучение процесса образования высокоуглеродистых толщ кочешорской свиты рассмотрено с точки зрения геологического развития указанной территории в позднем протерозое, отразившемся на формировании рифей-вендской УВ системы.

Предыдущие исследователи предлагали следующую схему последовательности событий, приведшей к формированию крупных темноокрашеных линзовидных тел, обогащенных углеродом (Сначёв, 2015): формирование этих тел, а также сопутствующей им золотоносности происходило в условиях флюидной гидротермальной проработки первично

высокоуглеродистых толщ с последующей графитовой метаморфизацией и минерализацией вмещающих толщ. При этом сами породы объединены в единую терригенно-углеродистую формацию и представлены высокоуглеродистыми черными сланцами, пронизанными кварцевыми прожилками, находящимися в минеральной ассоциации с пиритом и тонкими слюдистыми частицами. Органическое вещество (ОВ) сингенетично вмещающим отложениям, представлено тонкорассеянными формами, пронизывающими всю массу породы и концентрирующимися в виде пятен, линз, полосчатых, шнурообразных и комковатых выделений (Сначёв, 2016). В геохимическом плане изучаемая толща обогащена органическим углеродом ($C_{орг}$ до 2,5%), который наиболее часто представлен в составе тяжелых УВ соединений (графит, керит, озокерит различной степени метаморфизма – от 300 до 500°C, реже в виде жидких УВ с преобладанием метановой фракции. Характер флюидно-газовых включений в кварцевых жилах – восстановительный (Сначёв, 2016). В изотопном отношении углеводороды указанных образований, обогащены тяжелым изотопом углерода (^{13}C).

Таким образом, рядом ученых (Сначёв, 2015) предложена осадочно-гидротермально-метаморфогенная модель формирования золоторудных месторождений, суть которой состоит в следующем: на первом этапе происходит осадконакопление с хемогенной сорбцией золота углеродисто-глинистыми отложениями. На второй стадии происходит метаморфизм погружения, активизация элизионных поровых растворов и перераспределение их в вышележащие отложения. Далее происходит перераспределение минерального вещества в процессе динамометаморфизма. Завершающей стадией является оформление «золото-кварцевых залежей» в условиях контактового и зонального метаморфизма при формировании магматических куполов и гранитных массивов.

Такая концепция находят подтверждение и в других частях Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна (ВУ НГБ), в том числе в пределах изучаемого нами объекта.

Однако, несмотря на внешнее сходство в условиях образования этих тел, мы считаем, что главенствующая роль в формировании кочешорских высокоуглеродистых темноокрашенных толщ принадлежит флюидно-эксплозивным процессам (Лукьянова и др., 2011; Шумилова и др., 2000) и связанной с ними миграцией УВ, такое предположение связано с тем, что эти отложения вряд ли содержат сингенетичный углерод.

Рассмотрим историю развития региона. Осадочный разрез исследуемой территории сформирован в результате спрединга с дальнейшей активизацией Полюдовского рифта (R_2-R_3), межконтинентального грабена на границе Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Тимано-Печерской плиты (ТПП). Палеогеографически в рифее указанная территория представляла собой мелководно-морской бассейн с наличием относительно-глубоководных условий накопления осадка в осевой части. Осадконакопление в основном карбонатное, в исключительных случаях терригенное, глинистое – снос осадочного материала происходил с ВЕП (Пактовский, 2019а; Пактовский, 2019б). Анализ данных полученных при геохимических исследованиях образцов из близлежащих обнажений Косьва, Койва, Усьва показал, что породы характеризуются низким содержанием рассеянного органического вещества (РОВ) – $C_{орг}$ до 0,8, а также сингенетичностью битумоидов – β=до 1%, и низким генерационным потенциалом.

В дальнейшем, в раннем и позднем венде развивается коллизионная обстановка с образованием Тиманского горно-складчатого сооружения и приуроченного к нему Предтиманского компенсированного краевого прогиба. Сами же кочешорские (V_2kc) отложения представляют собой молассу, материалом для образования которой послужили продукты разрушения Тимана (Пактовский, 2019а; Пактовский, 2019б).

В тектоническом плане в конце протерозоя (R_3-V_2) формируется Тиманская надвиговая зона, являющаяся зоной сочленения Тимано-Печерской и Восточно-Европейской платформ – закладываются листрические разломы, образуются складки. Все это сопровождается слабым региональным метаморфизмом (до $МК_5$).

В целом, опубликованные данные предыдущих исследователей (Пактовский, 2019а; Пактовский, 2019б; Шумилова и др., 2000) говорят о низком потенциале рифей-вендской УВ

системы на данной территории, при этом, не объясняя наличия в отложениях кочешорской свиты высокоуглеродистых прослоев, высоких стадий метаморфизма.

Проведенный нами пиролитический анализ показал, что ВУ черные сланцы кочешорской свиты характеризуются высокими температурами преобразования ОВ (Tmax до 600°C), низкими показателями S_1 (до 0,03 мгУВ/г породы) и S_2 (до 0,13 мгУВ/г породы) и содержанием TOC до 3,95% (в среднем 0,43%). Водородный индекс низкий (до 50 мгУВ/г $C_{орг}$), при этом тип исходного ОВ определяется как I/II (пониженные значения водородного индекса характерны для протерозойских пород по всему миру (Peters, 2005) и связаны с оксическим воздействием кислородпродуцирующих бактерий морского бассейна, Сергеев и др., 2018). Учитывая линзовидное положение этих образований, геохимическую характеристику разреза, а также геодинамическую обстановку их формирования, мы предполагаем, что ОВ кочешорских темноокрашенных сланцев является эигенетичным вмещающим породам. А УВ система представлена здесь нефтематеринскими толщами (R_2-R_3) и породами-коллекторами (V_2kc), в роли флюидоупора выступала поверхность надвига.

Мы предполагаем, что формирование данной УВ системы было не совсем традиционным и онтогенез этой системы видится нам следующим образом:

1) *Источник ОВ* – породы рифея: РОВ, накопленное в нефтематеринских породах среднего-позднего рифея, во время формирования Предтиманского краевого прогиба и общего погружения территории, подвергалось термобарическому воздействию с образованием условий генерации УВ;
2) *Миграция* – тектонические нарушения: активная геодинамическая обстановка формирования Тиманского горноскладчатого сооружения послужила формированию листрических разломов, служащих путями миграции для флюидов различного генезиса – не только углеводородных, но и гидротермальных растворов,
3) *Флюиды* – тектоно-магматические процессы привели к активизации гидротермальной деятельности и, таким образом, горячие гидротермальные растворы, проходя по ослабленным зонам через обогащенные ОВ рифейские отложения, провоцировали генерацию ими УВ. При прохождении гидротерм через толщи с РОВ происходил своего рода «захват» сгенерированных УВ и дальнейшая их совместная миграция;
4) *Накопление в коллекторе* – при взаимодействии свободных УВ с горячими флюидными потоками происходит их высокотемпературное преобразование вплоть до состояния графита, который в дальнейшем высвобождается в диатремы флюидно-эксплозивных каналов, вмещающими отложениями которых служат молассовые толщи кочешорской свиты (V_2kc) и вышележащие породы (вплоть до Q отложений (Лукьянова и др., 2011);

Полученные выводы объясняют наличие метаморфизованных высокоуглеродистых сланцев в отложениях кочешорской свиты, их парагенез с пиритом и слюдой. Наличие кальцитовых прожилок, высокопреобразованных УВ также становятся вполне закономерными. При этом, устанавливается прочная связь между образованием УВ, низкой плотностью пород, а также минеральными парагенезами, обусловленная гидротермальным флюидно-эксплозивным воздействием с сопутствующим ему метаморфизмом РОВ, УВ и вмещающих пород. Наличие флюидных каналов и диатрем, сформированных в различных возрастных интервалах Южного Притиманья следует отнести к пульсационному воздействию флюидно-эксплозивных процессов, а также к тектонической активизации, вызванной инверсией Тимано-Печерской плиты и неотектонической активностью данного региона.

Таким образом, проведенное исследование обосновывает наличие рифей-вендской УВ системы на территории Южного Притиманья, а также ее значительную роль в формировании высокоуглеродистых отложений кочешорской свиты. При этом детализируются процессы взаимодействия седиментационных, тектонических, магматических и метаморфических факторов в образовании подобных толщ. Стоит отметить, что выдвинутая гипотеза может быть также применима в изучении нефтегазоносности более молодых толщ, расположенных в иных частях нефтегазоносного бассейна, данные выводы также могут использоваться в процессе изучения истории температурного воздействия на элементы УВ систем.

Авторы выражают благодарность сотрудникам кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова – Сауткину Роману Сергеевичу, Мордасовой Алине Владимировне, Коробовой Натилии Ивановне, Прониной Наталье Владимировне, Хамидуллину Руслану Айратовичу за помощь в подготовке статьи.

Список литературы

1. Беликова Г. И, Мороз Т. Н. Некоторые аспекты изучения углеродистого вещества черносланцевых толщ (на примере пород Улуелгинско-Кудашмановской зоны, Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал). Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2018, №25, 59-68;
2. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Ковалев С.С. Геохимия и изотопные характеристики углерода черносланцевых толщ Улуелгинско-Кудамашмановской зоны (западный склон Южного Урала). Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2011, №16, 20-32;
3. Ковалев С.С., Мичурин С.В., Канипова З.А., Крупенин М.Т. Термокриометрия и флюидоносность жильного кварца из рифейских углеродсодержащих сланцев Башкирского мегантиклинория. Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2016, №22, 28-37;
4. Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р., Рыбальченко А.Я., Морозов Г.Г., Петров О.В., Тетерин И.П. и др. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья // М.; СПб.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, ВСЕГЕИ, 2011. 240 с.;
5. Пактовский Ю. Г. Геологическое развитие территории Южного Притиманья в позднем протерозое. Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб.науч.ст. ПГНИУ; ГИ УрО РАН, Пермб, 2019а, №22, 216-223;
6. Пактовский Ю.Г. Стадийность геологического развития территории Южного Притиманья в позднем протерозое. Геология. Вестник Пермского университета, 2019б, 18(2), 108-124.
7. Сергеев В. Н., Сергеева Н. Д., Сперлинг Э. А., Шарма Мукунд, Воробьева Н. Г. Микробиота калтасинской свиты нижнего рифея Волго-Уральской области в свете новой концепции оксигенизации протерозойского океана // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: сб. науч. ст. Уфа: РИО ИГ УФИЦ РАН, 2018. С. 147-156.;
8. Сначёв А. В. Уточненный вариант оценки прогнозных ресурсов золота в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Башкирский мегантиклинорий). Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2016, №22, 19-27;
9. Сначёв В.И. Прогнозные ресурсы золота в углеродистых отложениях Ларинского гранито-гнейсового купола (Южный Урал). Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2015, №21, 96-100;
10. Сначёв М.В., Сначёв А.В. Использование термического анализа углеродистых сланцев при прогнозировании золотого оруденения (на примере Амурского месторождения). Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2016, №22, 101-106;
11. Соколов Б.А., Абля Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. М.: ГЕОС,1999. -76 с.;
12. Шумилова Т.Г., Тетерин И.П., Морозов Г.Г. Углеродистое вещество ви-шерских алмазоносных углеродистых пород // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: материалы регион, науч.-практ. конф. / Перм. ун-т. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2000. С. 97-98.;
13. Peters, K.E. The Biomarker Guide: Biomarkers and isotopes in the environment and human history / K.E. Peters, C.C. Walters, J.M. Moldowan. – Cambridge University Press, 2005. – Vol. 2. – 1155 p.

Геохимия цирконов из дайки кварцевых порфиров (Салминский батолит)

Конышев А.А.[1,2], Русак А.А.[1], Алексеев И.А.[3]

[1]ГЕОХИ РАН, Москва,
[2]КарНЦ РАН, Петрозаводск,
[3]СПбГУ, Санкт-Петербург, icelopa@gmail.com

В данной работе обсуждаются особенности образования и геохимия цирконов из дайки кварцевых порфиров (Салминский батолит). Циркон является одним из наиболее ранних магматогенных минералов, характеризуется высокой химической и физической устойчивостью по сравнению с породообразующими силикатами. В связи с его устойчивостью и отсутствием полиморфных переходов является хорошим контейнером для рассеянных элементов, захваченных при своём росте твердофазовых включений и включений минералообразующих сред. Данные кварцевые порфиры являются геохимическим аналогом наиболее примитивных гранитоидов Салминского батолита – выборгитов.

Геологический очерк. Салминский батолит относится к анортозит-рапакивигранитным комплексам пород. Расположен в зоне сочленения Свекофеннского орогена и Карельского кратона. В Питкярантском районе, в юго-западной оконечности гнейсо-гранитного купола Люпикко расположены дайки кварцевых порфиров северо-западного простирания. Кварцевые порфиры имеют возраст 1541±9 млн лет (Konyshev et al., 2020). Они прорывают магматические породы Салминского батолита: выборгиты с текстурой «рапакиви», более поздние биотитовые равномернозернистые граниты, которые представлены в виде ксенолитов. Также в виде ксенолитов представлены фрагменты более ранних метаморфических пород обрамления: гнейсограниты, амфиболиты, слюдяные гнейсы, скарны с рудной минерализацией. Характерная особенность этих пород – резорбированные вкрапленники кварца и калишпата (в том числе иризирующего), что является признаком прогрессивного плавления при подъёме в область пониженного давления. Также на это указывают включения сульфидных расплавов в цирконах, так как сульфидный расплав в связи со своей более высокой плотностью по сравнению с силикатным – может подниматься только в область пониженного давления из-за своей меньшей вязкости. Основная масса представлена калишпат-альбитом с вкрапленниками изометричных кристаллов кварца II генерации. Темноцветные – амфибол и биотит, из акцессорных наиболее широко представлены ильменит и пирротин, также обнаружен пирит, халькопирит, сфалерит, апатит. Цирконы имеют удлинённый облик, до 70х250 мкм, основная площадь поверхности представлена гранями призмы, пирамидальные грани развиты слабо. В цирконах присутствуют включения апатита и ильменита, а также расплавные включения силикатного и сульфидного состава, в том числе обнаружены включения гетерофазного захвата сульфид-силикатного состава (см. рис .1, 2, 3).

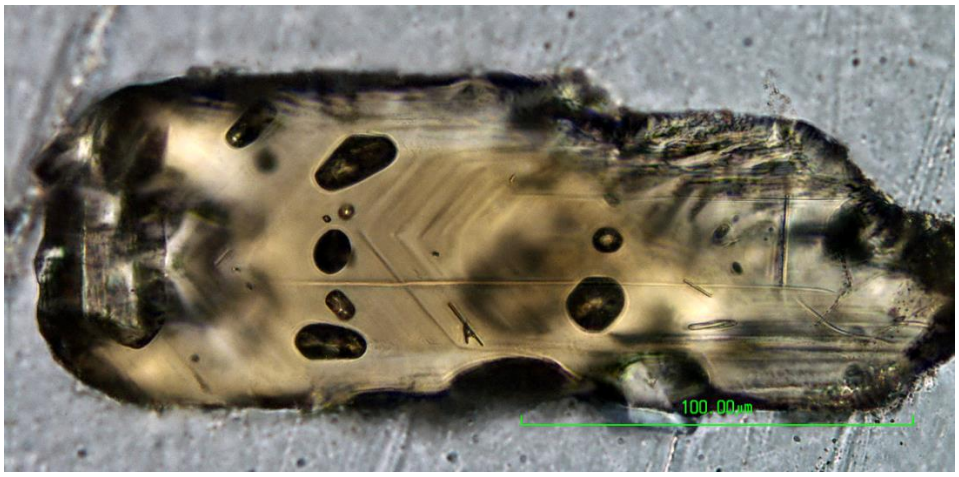


Рис. 1. Типичное зерно циркона кварцевых порфиров, проходящий свет.

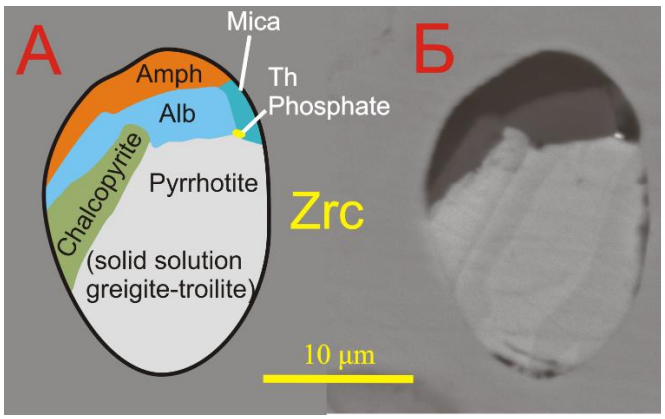


Рис. 2. Фрагмент зерна циркона с включением гетерофазного захвата сульфидной и силикатной минералообразующих сред.

А – схематическая зарисовка различных минеральных фаз во включении.

Б – изображение в обратноотражённых электронах (ЕРМА).

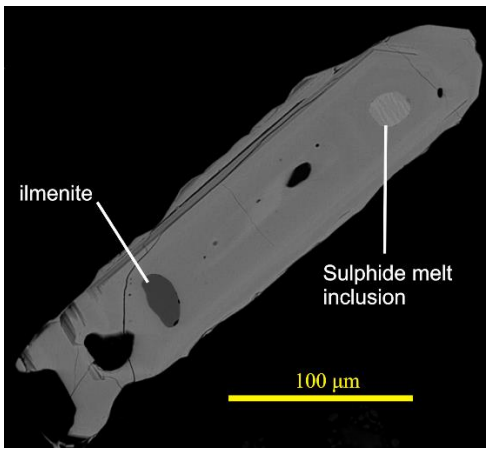


Рис. 3. Зерно циркона с минеральным включением ильменита и расплавным включением сульфидного расплава.

Методика. В связи с небольшими размерами цирконов и порчи большей части материала при протолочке – цирконы выделялись путем растворения породы в концентрированной HF. Из каменного материала кварц-порфиров при помощи алмазной дисковой пилы были выпилены 5 мм пластины. Основная масса кварц-порфиров была отделена от вкрапленников и ксенолитов посредством обламывания пластин при помощи пассатижей. Обломки основной массы были помещены во фторопластовый стакан и залиты концентрированной HF. Выдерживание породы в HF проводилось до полного её растворения, после чего жидкая часть сливалась, к нерастворимому осадку доливалась вода и производилась нейтрализация остатков кислоты. Нерастворимый осадок высушивался и отделялся от коллоидных образований в тяжёлых жидкостях. Из полученного материала под бинокуляром выделялась монофракция циркона. Внутренние неоднородности составов в цирконах исследовались методом катодолюминесценции (ИГЕМ РАН), геохимические особенности различных зон исследовались методом LA-ICP-MS (ГЕОХИ РАН), для избежания искажений результатов анализа за счёт попадания включений (апатит, ильменит, силикатные расплавные включения – также анализировались P, Al, Ti.

Результаты. Для рассматриваемых в данной работе цирконов типично двузональное строение, выделяется центральная часть и краевая. Также присутствует незначительное количество цирконов с более древними ядрами или с более сложной историей зональности, в данной работе представлена информация только по типичным представителям. Центральная часть циркона характеризуется меньшим цериевым отношением Ce^{4+}/Ce^{3+} относительно краевой, например, для зерна на рис. 4 эти отношения составили 0.25 и 36.3, соответственно (определены методом экстраполяции).

Краевые части по отношению к центральным обогащены U и Th, но U/Th отношение значительно не меняется. В краевых зонах наблюдается обогащение по всем HREE и обеднение по всем LREE (для Ce это менее проявлено в связи с изоморфизмом Ce^{4+} и Zr^{4+}), содержание Eu либо слабо растет, либо не меняется.

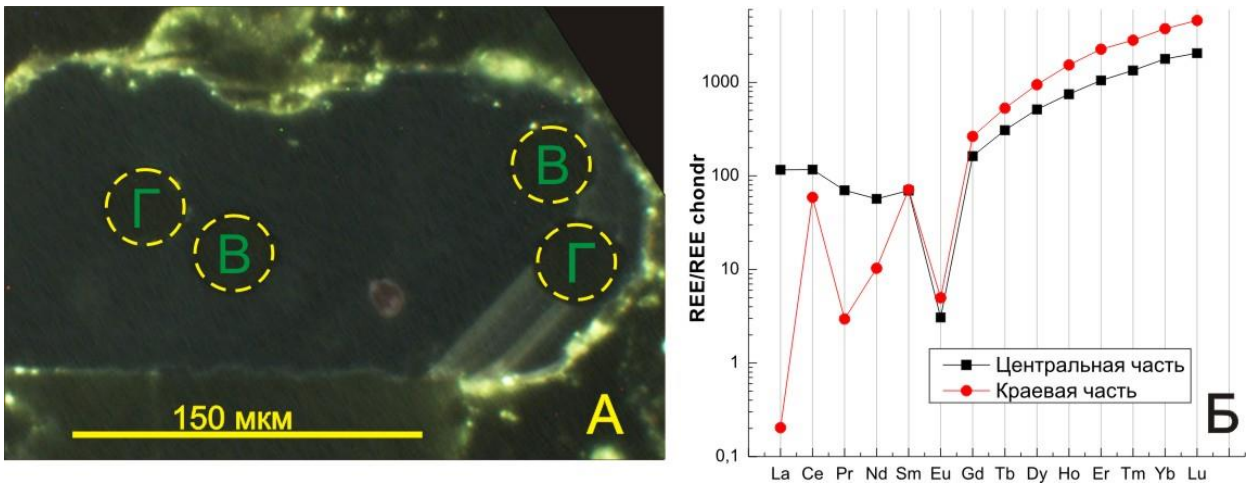


Рис. 4. А – типичное строение циркона кварцевых порфиров. Изображение получено методом катодолюминесценции. Круги пунктиром – кратеры от лазерной абляции. Б – характерные спектры РЗЭ, нормированные на хондрит (Anders and Grevesse, 1989) из центральной и краевой частей (точки «Г» на соседнем рисунке). В – пробоотбор для определения возраста, Г – на геохимию.

Обсуждение результатов и выводы. Различие в проявлении положительной цериевой аномалии между внутренней и краевой частью в нормированном на хондрит спектре лантаноидов является индикатором смены активности кислорода в процессе кристаллизации циркона. Более ранняя центральная часть образовывалась в среде с более низкой фугитивностью кислорода, чем внешняя. Также на подобное указывает наличие включений сульфидов, которых нет во внешней зоне.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-05-01101-А.

Список литературы.

1. Anders E, Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar. Geochim.Cosmochim.Acta. 1989;53:197-214 DOI:10.1016/0016-7037(89)90286-X
2. Konyshev A.A., Anosova M.O., Rusak A.A., Alekseev I.A., Yakushev A.I., Shapovalov Y.B. Dikes of quartz porphyry and their place in the formation of the Salmi Batholith (South Karelia). Doklady Earth Sciences. V. 491, №1, pp. 127-130.

Палинологическая характеристика отложений морских террас островов Карского моря

Костромина Н.А.[1,2], Гусев Е.А.[1], Яржембовский Я.Д.[1], Молодьков А.Н.[3], Максимов Ф.Е.[2]

[1] *ФГБУ «ВНИИОкеангеология», kostromina132@gmail.com*
[2] *Санкт-Петербургский Государственный Университет*
[3] *Таллиннский технологический университет*

Острова и шельф Карского моря являются одним из ключевых регионов для реконструкции природных условий арктической зоны в плейстоцене. Но, несмотря на это палеогеографическая изученность района крайне низкая, соседний же полуостров Таймыр изучен лучше – он не раз становился площадкой для российских и международных экспедиций.

В 2015 году в рамках геологической съемки миллионного масштаба проводилось изучение островов Карского моря. Материал, отобранный в этой экспедиции, лег в основу данной работы. К настоящему моменту произведен палинологический анализ проб из трех прибрежных разрезов морских отложений: остров Большой (архипелаг Арктического института); остров Тройной (архипелаг Известия ЦИК); остров Циркуль (шхеры Минина).

Спорово-пыльцевой анализ и датирование уран-ториевым методом проводились в лаборатории «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана» Института наук о Земле СПбГУ. Обработка проб для спорово-пыльцевого анализа проводилась с применением плавиковой кислоты (HF), которая позволяет удалить из осадка кремнистые соединения (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Помимо этого, пробы были обработаны ультразвуком, для удаления мелких минеральных частиц, мешающих просмотру образца и подсчету пылин. При построении диаграммы в расчете процентного соотношения каждого пыльцевого таксона за 100% принималась сумма пыльцы наземных. Процентное соотношение спор и дочетвертичных микрофоссилий рассчитано от этой суммы. Построение диаграммы производилось в программе C2, графическая доработка в программе Corel Draw.

Датирование пород методом инфракрасно оптически стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) производилось в лаборатории геохронологии четвертичного периода Института геологии Таллиннского технического университета.

Т.н. 337 находится на западном берегу острова Большой (архипелаг Арктического института). В береговом обрыве высотой 6 м сделана расчистка, в которой обнажаются:

0-0,7 м. Покровный комплекс, супесь светло-желтовато-серая, рыхлая, на незадернованной поверхности – мелкий гравий, галька.

0,7-4,0 м. Песок желтовато- зеленовато-серый, мелкозернистый, с пятнами ожелезнения. В нижней части интервала – гнёзда бурого, черного алеврита, пятна и гнёзда ожелезненного песка. В средине интервала на глубине ~ 2 м отмечаются аллохтонные включения органики.

Произведен палинологический анализ 4 проб в интервале глубин 1.5 – 4 м. Выделено 14 пыльцевых и 4 споровых таксона (рис.1).

Пробы в интервале глубин 1.5 – 3 м содержат споры и пыльцу растений, однако концентрации минимальны, проба с глубины 4 м не несет палинологической информации, единственное обнаруженное пыльцевое зерно могло быть занесено при обработке.

Проба с глубины 2 м содержит значительно больше пыльцевых и споровых зерен по сравнению с выше и нижележащими. Процент дочетвертичных микрофоссилий не превышает 20%. Процент дальнезаносной пыльцы достигает 25% (доминирует *Pinus s/g Haploxylon*). Среди пыльцы, которая может характеризовать местную флору основной доминантой является *Betula nana* (30% от суммы всех наземных растений). В группе травянистых домината не выделяется однозначно, процентное содержание пыльцы Artemisia, Chenopodiaceae, Cyperaceae около 3% для каждого таксона. В группе спор доминируют *Sphagnum* и Polypodiaceae. Представленный пыльцевой спектр может отражать обстановки, характерные для типичных тундр, однако реконструируемые растительные сообщества скорее соотносятся не с временем накопления песчаной толщи, а с формированием органических включений.

Из расчистки было отобрано 2 образца для датирования ОСЛ методом. Для образца с глубины 2 м определен возраст 164.0 ±15.0 тыс. л.н., для глубины 4 м – 212.0 ± 23.0 тыс. л.н.

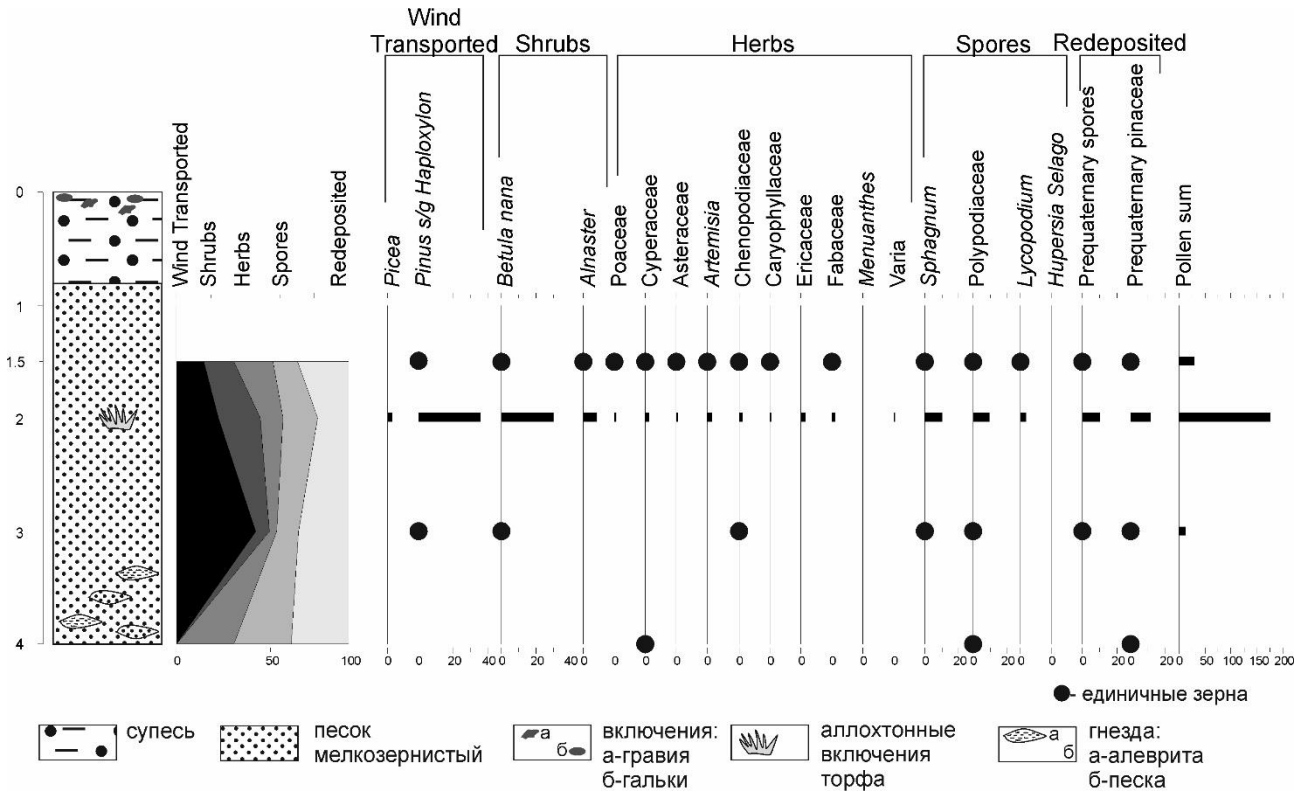


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 337.

Т.н. 353 находится на южном берегу острова Тройной (архипелаг Известий ЦИК). Береговой обрыв высотой 10 м. В расчистке высотой 7 м вскрыты сверху вниз:

0 – 4 м. Щебнисто-гравийно-галечные отложения с примесью песка и алеврита. В верхней части интервала наблюдается черепитчатое налегание уплощенных галек друг на друга. Гальки очень плохо окатаны.

4 – 7 м. Алеврит с песком, содержащий большое количество щебня, галек, гравия, небольших валунов. Песок желтовато-серого, алеврит – коричневато (буровато)-серого цвета. Редкие обломки раковин моллюсков. Алевриты несогласно залегают на неровной поверхности коренных пород.

Произведен палинологический анализ 8 проб в интервале глубин 1 – 5.5 м. Выделено 11 пыльцевых и 4 споровых таксона. Концентрации пыльцы и спор минимальные и недостаточные для подсчетов процентного содержание пыльцы и спор (менее 50 пыльцевых зерен на слайд).

Процентное содержание дочетвертичных форм превышает 70% в каждом образце. Среди них встречены формы характерные для меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Изученные пыльцевые спектры не могут характеризовать какое-либо растительное сообществ и их состав свидетельствует о переотложении.

Т.н. 357 находится на восточном берегу острова Циркуль (шхеры Минина). В расчистке берегового обрыва, высотой 6 м сверху вниз вскрываются:

0 – 1.2 м. Покровный суглинок желтовато-серый, опесчаненый, с большим количеством гравия, гальки, валунов гранита и других пород. Нижний контакт неровный, четкий.

1.2 – 2.3 м. Песок крупнозернистый, серого цвета, с прослоями галечника. Местами ожелезненный. Осколки раковин и целые створки моллюсков.

2.3 – 3 м. Песок мелкозернистый, серый, неясно-косослоистый, с тонкими темными прослоями алеврита.

3 – 3.3 м. Песок мелкозернистый, желто-серый, с прослоями черного суглинка.

3.3 – 3.6 м. Песок мелкозернистый, светло-серый. Включения и линзы угольной крошки.

Произведен палинологический анализ 6 проб в интервале глубин 0.5 – 3.5 м. Выделено 18 пыльцевых и 6 споровых таксона (рис. 2). Все пробы содержат споры и пыльцу растений, но концентрации низкие. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют разреженную растительность арктических тундр. Содержание дальнезаносных и дочетвертичных таксонов в каждом образце значительное. Помимо пыльцы и спор в каждом образце были обнаружены зеленые водоросли Botryococcus (единично).

Пробы с гл. 3,5 м, 3,2 м, 2,8 м из нижней части разреза. Пробы из данного интервала слабо наполнены спорами и пыльцой. Основу спорово-пыльцевого спектра составляет переотложенные (дочетвертичные) различные виды споровых и пыльца Pinaceae (до 50% от суммы всех определенных таксонов). Помимо этого, высок процент дальнезаносных древесных таксонов (более 20% от суммы всех определенных таксонов). В этой группе доминирует пыльца сосны (до 40% от суммы всей пыльцы наземных растений) и ели (до 20 %). Единично присутствует пыльца *Abies* (пихта). Местная флора представлена травянистыми (Poaceae, Cyperaceae и единичные Chenopodiaceae и Ericaceae) и кустарниками (*Betula nana*). В группе спор преобладают *Sphagnum* и Polypodiaceae. В целом спектр характеризует разреженную растительность арктических тундр.

Из расчистки было отобрано 2 образца для датирования ОСЛ методом. Для образца с глубины 3,3 м определен возраст 168.9 ±13.2 тыс. л.н., для глубины 3,35 м – 168.3 ± 13.1 тыс. л.н.

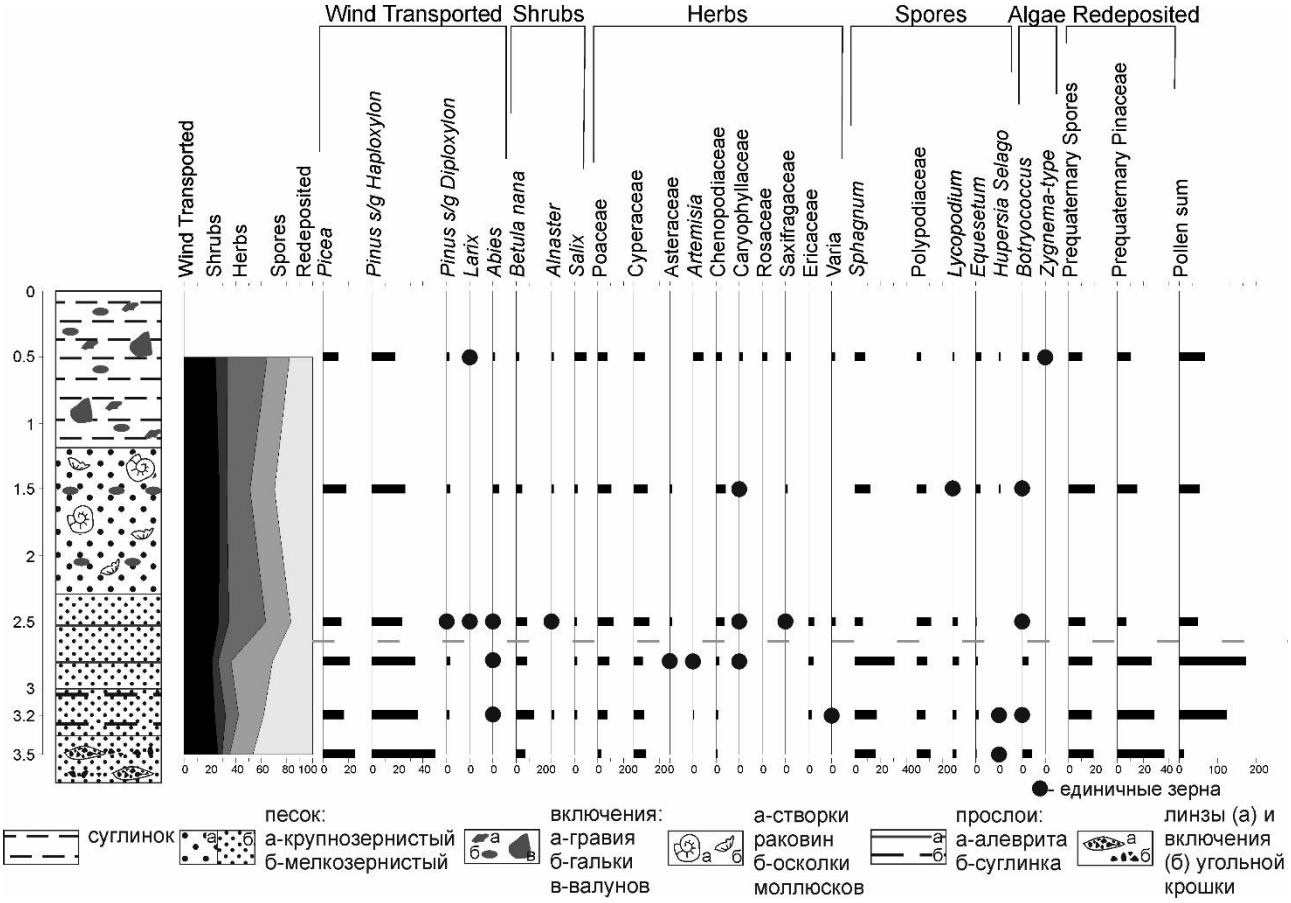


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 357.

Пробы с гл. 2.5 м, 1,5 м и 0,5 м**.** Вверх по разрезу насыщенность проб спорами и пыльцой незначительно уменьшается, однако процентное отношение пыльцы и спор местной флоры возрастает до 55% (от суммы всех определенных таксонов). Местная флора представлена в основном травянистыми (20% от суммы всех определенных таксонов) и споровыми (15% от суммы всех определенных таксонов). В группе трав по-прежнему доминирует пыльца осоковых и злаков (до 15% от суммы всей пыльцы наземных растений), процент пыльцы Chenopodiaceae возрастает до 7%. Единично отмечена пыльца *Artemisia*, Rosaceae,

Caryophillaceae, Saxifragaceae. В группе кустарников доминантой остается *Betula nana*, вверх по разрезу растет роль *Salix*. В группе спор сохраняется доминирование *Sphagnum* и Polypodiaceae, но увеличивается общее разнообразие таксонов. Отмечается присутствие спор *Lycopodium, Huperzia Selago, Selaginella Selaginoides* и *Equesetum.* В группе дальнезаностных таксонов доминирует пыльца сосны и ели, отмечается присутствие пыльцы лиственницы и пихты. Процент переотложеных дочетвертичных пыльцы и спор остается достаточно высоким (до 20% от суммы всех определенных таксонов). На основе пыльцевых спектров этой зоны можно говорить о незначительном улучшении условий накопления пыльцы и спор, но спектр по-прежнему характеризует тундровую растительность.

Из расчистки на глубине 2 м был отобран образец макрофауны, который был продатирован уран-ториевым методом (55.6 ± 3.8 тыс. л.н.) (Гусев и др., 2016).

В настоящий момент все описанные разрезы располагаются в зоне высокоарктических и прибрежных арктических тундр. Растительность представлена моховыми и травянисто-моховыми тундрами, где наибольшее разнообразие видов растительности приурочено к каменистым выходам (ключевой участок – остров Тройной) (данные с сайта: http://byrranga.ru/, основанные на сборах Ю.П. Кожевникова, опубликованных в 1994 г.). Следовательно, спорово-пыльцевые спектры в которых отмечается значительное разнообразие видов и стабильное присутствие пыльцы кустарников (*Betula nana*) могут отражать климатические обстановки более благоприятные для развития растительности, чем современные.

Сопоставляя результаты спорово-пыльцевого анализа и результаты датирования можно говорить о формировании нижних горизонтов разрезов 337 и 357 в период от 200 до 165 тыс. л.н. (MIS 6) в суровых климатическим условиям, которым соответствует разреженная растительность арктических тундр. Насыщенный малакофауной горизонт из разреза 357 формировался в период интерстадиального потепления последнего оледенения (MIS 3) растительность которого сопоставима с современной. Однозначно определить возраст и условия осадконакопления отложений разреза 353 не представляется возможным из-за отсутствия достаточной информации для реконструкций.

Список литературы:

1. Berglund B. E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams //Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology, 1986. – Т. 455. – 484-486 с.
2. Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Яржембовский Я.Д., Макарьев А.А., Арсланов Х.А., Кузнецов В.Ю., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Токарев И.В. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям Западного Таймыра и островам Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3(109). С. 74-84.
3. Кожевников Ю. П., Журбенко М. П., Афонина О. М. Растительный покров островов Свердруп и Тройной, Карское море // Арктические тундры Таймыра и островов Карского моря. Т. II. М., 1994. С.121—143.

Электронные ресурсы:

4. Информативно-справочная система Флора Таймыра: http://byrranga.ru/ дата обращения 25.06.2020

Первые результаты изучения дацитовых пемз позднеплейстоценового кальдерного извержения влк. Менделеева (о. Кунашир)

Котов А.А.[1,2], Смирнов С.З.[1,2], Низаметдинов И.Р.[1,2], Максимович И.А.[1,2]

[1]Новосибирский Государственный университет kotov@igm.nsc.ru

[2]Институт геологии и минералогии и. В.С.Соболева

Крупные кальдеры являются результатом катастрофических извержений, сопровождающихся обрушением вулканической постройки внутрь опустошенной магматической камеры. Кальдерообразующие извержения вызывают особенный интерес в связи со своей высокой эксплозивностью и большими объемами извергнутого материала. Для кальдерных извержений характерны объемы выброшенного материала от первых км^3 до первых сотен км^3. При почти все кальдерные извержения являются примерами проявления кислого вулканизма. Подобные извержения наиболее характерны для субдукционных обстановок и связаны с развитием малоглубинных очагов кислых магм с высокой степенью закристаллизованности и высокими концентрациями летучих компонентов (в первую очередь воды). На территории России наиболее показательным и интересным объектом для изучения современных субдукционных процессов является Курило-Камчатская островодужная система. На фоне большого количества работ, посвященных вулканизму Камчатки, кальдерные извержения Курильских островов остаются малоизученными. Одним из таких примеров является влк. Менделеева, расположенный на о. Кунашир.

Вулкан Менделеева расположен в южной трети о-ва Кунашир имеет сложное строение, и характеризуется двумя этапами кальдерообразования (Горшков, 1967). Возраст рассматриваемого кальдерного извержения оценивается 39300±600 (ГИН-124а) и 40200±750 (ГИН-124б) лет назад по радиоуглеродному датированию торфов, лежащих в основании толщи кальдерных отложений (Braitseva et al., 1995). Объем пирокластического материала извержения оценивается в 60 км^3 (Базанова и др., 2016). На основании сейсмического исследования строения вулкана Менделеева методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) (Злобнин и др., 1997) установлено наличие сложной системы магматических очагов от верхнекоровых близповерхностных до верхнемантийных. Апикальные части близповерхностных очагов, как предполагается, расположены на глубинах 2-3 км.

Данное исследование посвящено определению определения вещественного состава изверженного материала, особенностей изменения фазового состава магмы на этапе подготовки кальдерообразущего извержения, а также определению содержания летучих компонентов в расплаве и флюиде, участвовавших в эволюции магматического очага.

Для исследования был выбран разрез пемзово-пирокластической толщи кальдерного извержения влк. Менделеева на южном берегу оз. Лагунного (о. Кунашир). Мощность обнаженной части толщи составляет 12 м. Пемзово-пирокластическая толща представлена чередованием слоёв грубообломочной (до 40см) и песчаной пирокластики. В разрезе пирокластики не представлены прослои почв, что позволяет судить об близодновременном образовании рассматриваемой пемзово-пирокластической толщи. Отобранные образцы имеют дацитовые составы. Эти образцы очевидно имеют прямое отношение к извержению, произошедшему 39 тыс. лет назад и сформировавшему кальдеру вулкана Менделеева.

Доля порфировых вкрапленников в пемзах составляет около 15-20%. В качестве вкрапленников в них присутствуют плагиоклаз, авгит, гиперстен, кварц, магнетит и ильменит, погруженные в стекловатую основную массу, имеющую волокнистое строение. Для пемз характерно отсутствие вкрапленников амфибола, при этом он встречается в виде кристаллических включений в пироксенах. Также в виде кристаллических включений в порфировых вкрапленниках встречаются апатит и Cu-Fe сульфиды.

В ассоциации вкрапленников доминирует плагиоклаз. Как правило, плагиоклаз имеет слабовыраженное концентрически-зональное строение с составом, меняющемся в пределах An_{41-60}. Однако, в редких случаях встречаются концентрически-зональные кристаллы плагиоклаза, отвечающие по составу An_{83-85} в ядре и An_{48-50} на периферии. Также редки кристаллы плагиоклаза смешанного типа, имеющие блоки состава An_{50-54} в ядре окруженные

плагиоклазом с An_{84-86}, состав которого постепенно изменяется к периферии до An_{51-53}. Большая часть высококальциевых плагиоклазов обнаружена в сростках с клинопироксенами, содержащими реликты кристаллов амфибола. Плагиоклаз также встречается в виде включений в пироксенах. Их состав варьирует в широких пределах An_{50-80}. Это позволяет считать, что по крайней мере часть плагиоклаза образовывалась одновременно с пироксенами.

Темноцветные минералы пемз и пород экструзий представлены клино- и ортопироксенами. Зональность у пироксенов не проявлена. Клинопироксены относятся к авгитам с высоким содержанием волластонитового минала Wol42-45. Для клинопироксенов характерно низкое содержание Al_2O_3 (менее 2,5 мас. %, при среднем значении 1,4 мас. %) и Na_2O (менее 0,4 мас. %). Магнезиальность варьирует в пределах Mg# 71-75, однако имеются редкие находки клинопироксенов в срастаниях с основным плагиоклазом, которые имеют Mg# 55-62 и повышенные содержания TiO_2 (до 1,5 мас %). Ортопироксены относятся к гиперстенам с Mg# 64 – 69, доля волластонитового минала, как правило, не превышает 3. Пироксены образуют включения друг в друге и в плагиоклазе.

Амфибол встречается только в виде включений в пироксенах. Как правило включения амфибола в клинопироксенах находятся совместно с включениями ортопироксена и имеют неправильную форму, указывающую на плавление минерала. Включения амфибола в ортопироксене более редки и имеют, как правило, более правильную форму, без признаков плавления. Зачастую включения амфибола встречаются совместно с расплавом, отвечающим по составу стеклам первичных расплавных включений из минералов пемз. По составу амфиболы отвечают магнезиальной роговой обманке (Hawthorne et al., 2012).

Все порфировые вкрапленники имеют большое количество первичных расплавных включений (РВ). Зачастую РВ располагаются в виде азональных групп или приурочены к зонам роста кристаллов. Пироксены содержат только азональные группы в разных частях кристалла, а в плагиоклазах присутствуют как азональные, так и зональные группы РВ. При комнатной температуре РВ содержат чистое прозрачное стекло либо стекло и один или несколько усадочных пузырьков. Достаточно часто во включениях присутствуют кристаллические фазы: апатит, плагиоклаз, пироксен, рудный минерал. Кристаллические фазы, встречающиеся в многофазных включениях не являются дочерними, так как встречаются в виде сингенетичных минеральных включений или отдельных минералов-вкрапленников пемз аналогичного состава и, следовательно, являются результатом гетерогенного захвата (Рёддер, 1987).

Стекла РВ в минералах пемз по составу отвечают низкокалиевым дацитам-риодацитам нормального ряда щелочности (рис. 1a-d). От валового состава пород стекла РВ отличаются более высоким содержанием SiO_2 и почти не отличаются по содержанию щелочей. Большая часть составов РВ по соотношению A/CNK и A/NK попадает в поле высокоглиноземистых пород. Стекло основной массы по составу отвечают низкокалиевым риодацитам-риолитам нормальной щелочности. По сравнению со стеклами РВ стекла основной массы показывают небольшое обогащение SiO_2 и щелочными металлами, в первую очередь Na. Наиболее важной частью данного исследования является определения содержания летучих компонентов в расплавах, участвовавших в кальдерном извержении. Судя по недостатку сумм рентгеноспектрального анализа содержания летучих и в первую очередь воды в стеклах РВ варьируют в большом диапазоне. Пересчётом избытка кислорода на воду было установлено, что содержания воды в стеклах РВ составляют от 3 до 10 мас %. Методом рамановской спектроскопии, следуя методике (Kotov et al., 2018) были получены первые достоверные оценки концентрации воды в стеклах РВ диапазоне 2,9-6,4 мас % H_2O, а концентрации H_2O достигающие 10 мас % (по ЭДС) не были подтверждены.

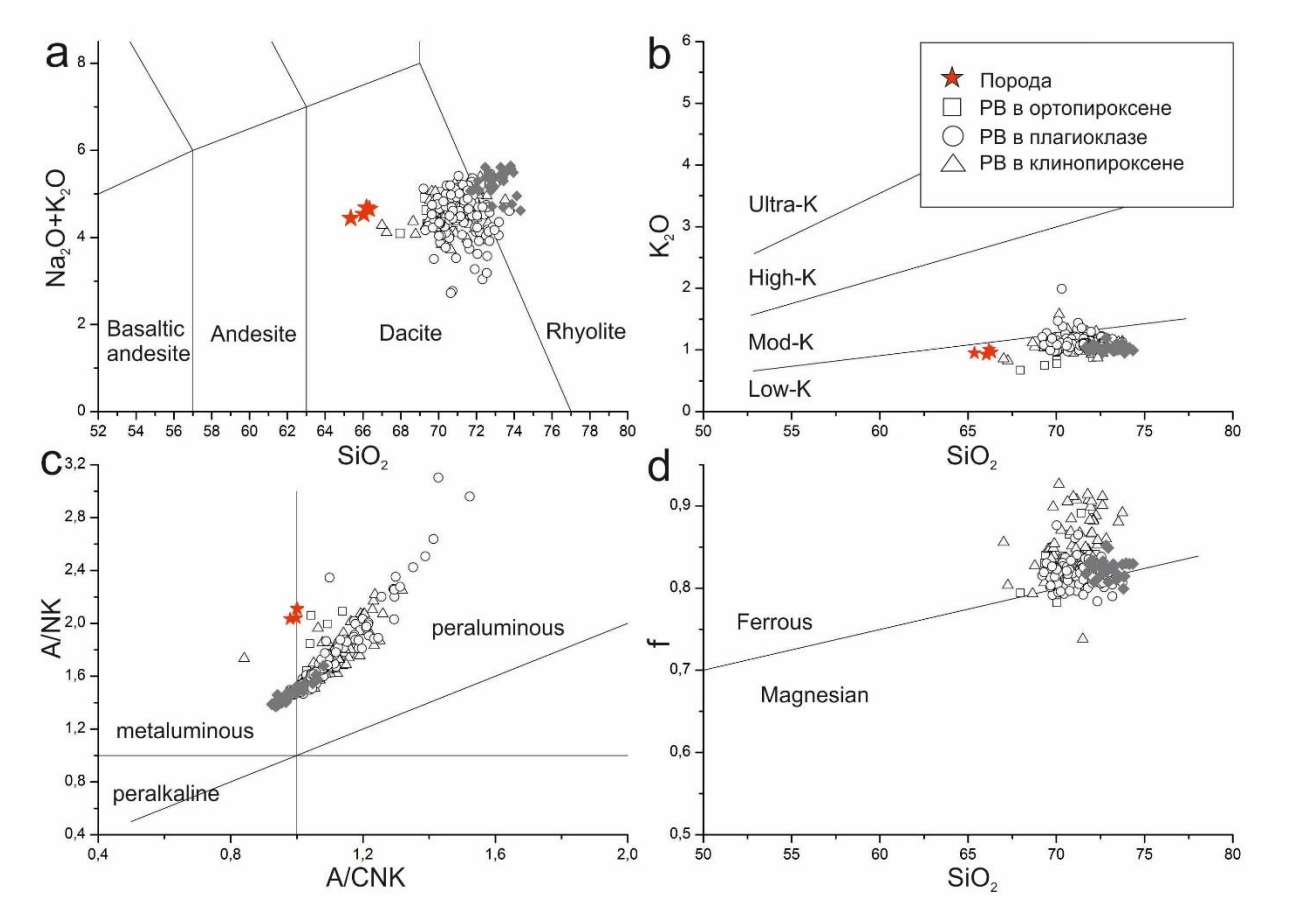


Рис. 1. Положение валовых составов исследуемых пемз, стекол РВ и стёкол основной массы на классификационных диаграммах кислых пород.

Вкрапленники пемз оз. Лагунное также содержат флюидные включения (ФВ). Их находки редки и все они находятся в клинопироксене или плагиоклазе. Все ФВ могут быть поделены на два типа: первичные и мнимо-вторичные. Мнимо-вторичные включения встречаются в ассоциации с первичными РВ и формируют цепочки, маркирующие залеченные трещины, которые явно ограничиваются поверхностью роста заключенной внутри кристалла (рис. 2b). По фазовому составу такие включения являются существенно-газовыми и представлены газовым пузырьком и тонкой каёмкой водного раствора. Методом рамановской спектроскопии установлено что газовая фаза повсеместно представлена CO_2. Следуя работе (Mironov et al., 2020), было установлено, что плотность CO_2 в мнимо-вторичных включениях варьирует в пределах 0,01-0,09 г/см^3. Все это указывает на то, что при кристаллизации плагиоклаза расплавы испытывали дегазацию. Помимо мнимо-вторичных включений встречаются редкие первичные ФВ приуроченные к определенной зоне роста минерала-хозяина. Такие ФВ всегда находятся в ассоциации с первичными РВ и варьируют по фазовому составу от содержащих только газ до содержащих газ, жидкость и каемку стекла. Газовая фаза всегда преобладает по объему и представлена CO_2, чья плотность не превышает 0,013 г/см^3.

Также были обнаружены комбинированные расплавные включения, представленные расплавом, захваченными кристаллами и двухфазовыми флюидными обособлениями. Захваченные кристаллы представлены, как правило, клинопироксеном и/или магнетитом (рис 2a, c). При комнатной температуре эти обособления содержат жидкость и газ, подобно флюидным включениям, но при этом имеют гораздо большую объемную долю жидкой фазы. Такие находки указывают на то, что в определенные периоды эволюции очага содержание воды в расплавах превышало предел насыщения и последующая дегазация выражалась в отделении от расплава достаточно плотной флюидной фазы, которая захватывалась вместе с расплавными включениями при росте минерала. Снижение давления и температуры могли приводить к выделению из захваченного расплава дополнительных порций водного флюида,

который накапливался в обособлениях, увеличивая их плотность. Наличие РВ с плотными флюидными обособлениями хорошо согласуется с крайне высокими содержаниями воды в расплавных включениях и могут свидетельствовать о том, что флюидное давление в очаге могло превышать литостатическое.

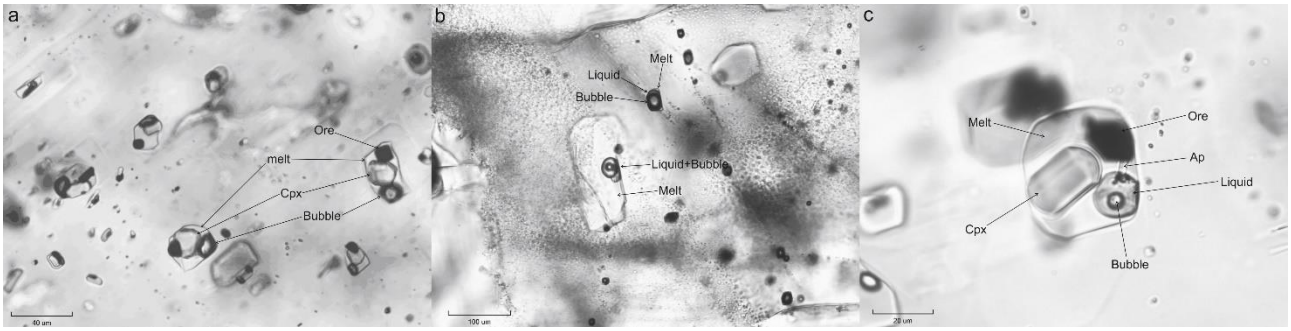


Рис. 2. Комбинированные включения в плагиоклазе, представленные расплавом (melt), газовым пузырьком (bubble), клинопироксеном (cpx) и рудным минералом (ore) (a), цепочки мнимо-вторичных ФВ в плагиоклазе и первичное расплавное включение с двухфазным флюидным обособлением (b), Первичное комбинированное расплавное включение с двухфазным флюидным обособлением (c).

В результате исследования установлено, что в извержении принимали участие дацитовые магмы. Содержание воды в риодацитовых расплавах, принимавших участие в извержении, достигало не менее 6,4 мас. % H_2O. В ходе своей эволюции магматический очаг переживал этапы дегазации, которые, вероятно не были связаны с финальным крупным извержением, на что указывает наличие мнимо-вторичных ФВ. Наличие и особенности нахождения амфибола позволяют предположить, что становление очага происходило на малых глубинах, а амфибол является реликтовым, оставшимся после разложения при выплавлении кислых расплавов. Это хорошо согласуется с сейсмическими исследованиями вулкана Менделеева методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) (Злобнин и др., 1997), в ходе которых было показано наличие ряда малоглубинных очагов под вулканом.

Благодарности. Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН и гранта РФФИ 18-05-00819

Список литературы

1. Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Дирксен О.В., Дирксен В.Г., Вулканические катастрофы позднего Плейстоцена-Голоцена на Камчатке и Курильских островах. Часть 1. Типы и классы катастрофических извержений – главных компонентов вулканического катастрофизма // Вулканология и сейсмология, 2016, № 3, с. 3-21.
2. Горшков Г.С., Вулканизм Курильской островной дуги, М: НАУКА,1967, 287с.
3. Злобин Т.К., Абдурахманов А.И., Злобина Л.М., Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на Южных Курилах // Тихоокеанская геология, 1997, Т. 16, № 4, С. 79-87.
4. Рёддер Э., Флюидные включения в минералах. Т. 1. М., Мир, 1987, 558 с.
5. Braitseva O.A., Meleketstsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Ages of caldera, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril-Kamchatka region, Russia // Bulletin of Volcanology, 1995, V. 57. P. 383-402.
6. Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G., Maresch W., Martin R., Schumacher J., Welch M., Nomeclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist, V. 97, P. 2031-2048, 2012
7. Kotov A.A., Smirnov S.Z., Maksimovich I.A., Plechov P. Yu., Chertkova N.V., Befus .A.I. Water in melt inclusions from phenocrysts of dacite pumice of the Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuriles) // IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci., 2018, №110, p.12009.
8. Mironov N., Tobelko D., Smirnov S., Krasheninnikov S., Portnyagin M., Estimation of CO2 Content in the Gas Phase of Melt Inclusions Using Raman Spectroscopy: Case Study of Inclusions in Olivine from the Karymsky Volcano (Kamchatka) // Russian Geology and Geophysics V.61, № 5-6, P. 600-610.

Сводная стратиграфо-геоморфологическая схема корреляции архипелага Новая Земля и прилегающих территорий

Кругликов Р.Г.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Комплексное исследование архипелага Новая Земля проводилось в 1980-х годах прошлого века и касалось в основном палеозойских складчатых комплексов. Одновременно с этим советские геологи активно исследовали четвертичный чехол этой области. Полученный материал использовался для выпуска геологический карт Новой Земли. В конце 20 века иностранными исследователями были выполнены палеогеографическая и стратиграфическая привязка толщ. Полученная в последние годы новая литолого-палеонтологическая, геоморфологическая и геохронологическая информации данные требует обобщения.

Новая Земля занимает центральное положение в регионе, в который входит сам архипелаг, шельф Баренцева и Карского морей, а также прилежащие к ним п-ов Ямал, предгорья хребта Пай-Хой и территория Тимано-Урала. Связь данных территорий прослеживается в сходном составе осадочных неоген-четвертичных пород, а, следовательно, и истории развития области. Основой комплекта карт третьего поколения для листов S-39-40 и «Сводной стратиграфо-геоморфологической схемы корреляции Новой Земли, Пай-Хоя, Тимано-Урала, Ямала и сопряженного шельфа» стала схема корреляции флоры и фауны при первых детальных изучениях территории в рамках геологической съемки 1:200 000 (1977-1985 гг.) (Красножен, 1986). Эта схема показала эффективность комплексного геолого-геоморфологического подхода к расчленению и корреляции изученных разрезов. В континентальную часть этой схемы были добавлены новые виды, ранее не упомянутые в (Лаврова, 1924; Сакс, 1947; Демокидов, 1955; Стрелков, 1959; Serebryanny, 1998). Остальные виды были актуализированы в соответствии с современными представлениями о латинских названиях флоры и фауны (Крылов, 2020).

В 2015-2018 гг. ОАО «МАГЭ» в рамках работ по объекту «Создание комплекта Госгеолкарты 1000/3 листов S-39,40 и S-41,42» были проведены работы по сейсморазведке МПВ в объеме 347 п.км, непрерывное сейсмоакустическое профилирование – 7250 п.км, и донное опробование – 100 станций. Новые сейсмоакустические данные, полученные в цифровом виде с использованием современных аппаратурно-технических средств, позволили более детально изучить строение верхней части разреза осадочного чехла. В результате были выделены споропыльцевые спектры и комплексы фораминифер, характерные для морских толщ с раннего плейстоцена вплоть до голоцена (Самойлович и др, 1993; Polyak, 2000, 2003; Руденко, 2005, 2011). С помощью сейсмопрофилирования обозначены пространственные границы распространения кайнозойских образований, по которым получилось, что крупнейшие поднятия Баренцева (Адмиралтейское поднятие) и Карского морей (Центрально-Карское плато) почти лишены четвертичного покрова. Редкое спорадическое распространение свидетельствует об активной тектонической обстановке на Новой Земле и близлежащих территориях. В пользу активной тектоники говорит и наличие высоких неоплейстоценовых и голоценовых террас. Так высоты голоценовых морских трансгрессий достигали современных высот от 10 до 80 м, часто на порядок выше, чем даже на ближайшем к архипелагу Югорском п-ове (10-20 м). Возраст данных пород подтвержден радиоуглеродным датированием на всей изучаемой территории (Forman, 1997; Павлов, 1986).

Активная тектоника Новой Земли началась еще в эоплейстоцене, с тех пор было 4 стадии понижения и повышения рельефа с амплитудами высот от 0 до 500 м. Наибольшие споры вызывало определение границ и Крестьяхинского (Каргинское время) мариния. Морская ступенчатая равнина с крестьяхинскими отложениями, развита на отметках 60-200 м на протяжение всего побережья Карского и Баренцева моря шириной в 3км и ограничена как правило обрывистым абразионно-денудационным склоном высотой 10-20 м до 300 м. Каргинская трансгрессия проходили в 3 этапа: трансгрессия до 140 м, трансгрессия до 200 м и регрессия до 10-120 м. Все стадии характеризованы общим палеонтологическим материалом, однако различным споро-пыльцевым спектром, который позволяет разделять трансгрессию на

вышеописанные стадии. Образцы морской фауны с высот 140-170 м были продатированы в пределах крестьяхинского времени (Mangerud, 2008; Forman, 1999). На соседних территориях подобные отложения были описаны, датированы и отнесены к чулейской и моржовской свитам верхнего неоплейсцена (Арсланов, 1975, 1986; Зубаков, 1972; Kjaer et al., 2006; Lokrantz et al, 2003).

Вопросы о распространении кумжинского мариния (Казанцевская трансгрессия) тоже стоит достаточно остро. Данная трансгрессия, как и следующая за ней Каргинская имеет поэтапную историю: начальная фаза до 240 м, максимальная фаза – до 300 м и регрессивная – ниже 150 м. Фациальная изменчивость каждой фазы имеет четкую последовательность: пески-суглинки-галечники, постепенно сменяющие друг друга по направлению к палеобереговой линии. Предшественниками была получена лишь одна датировка раковины Mya Truncata с высоты более 200м – 146±8 тыс. лет (Красножен, 1986). Современные методы датирования средне-поздне неоплейстоценовых пород такие как OSL и EPR только зарождался, поэтому скудность датирования мариния компенсировалась объемным палеофаунистическим и палеофлористическим материалом. По комплексам палеонтологических находок были скоррелированы Сопчамыльский мариний Пай-Хоя и Тимано-Урала, лабусияхинский мариний Ямала и кумжинсмкий мариний Новой Земли. Коррелянтные отложения находили на гораздо более низких высотах (до 140 м), однако спора, пыльца и моллюски обладают общими видами. Кроме того, толщи прилежащих территорий были исследованы OSL и EPR методами, которые показали границы распространения трансгрессии от 73 до 159 тыс. лет (Зархидзе и др., 2016; Шишкин и др., 2015; Рязанов 2017)

В отложениях ершовской свиты встречен не только *Portlandia arctica* (Gray) – вид широкого распространения обитающий от миоцена до ныне в Северной Атлантике и западной части Евразийской Арктики (Зархидзе, 1966; Мерклин, Зархидзе, Ильина, 1979), но и вымершие моллюски *Cyrtodaria angusta* (Nyst et Westendorp) (Павлов, 1986; Крылов, 2020). А.С. Красножен и В.С. Зархидзе относили к этой свите несколько разрезов толщи алевритов и песков в центральной части Северного о-ва арх. Новая Земля. Мощная толща алевритов с *Portlandia arctica* (Gray) типична для отложений колвинской-падимейской свит (миоцен-поздний плиоцен) Большеземельской тундры (Белкин, 1966; Зархидзе, 1972), отложений роговской свиты Пай-Хоя (Крылов, 2018), отложений мгинской толщи Ленинградской области (Большиянов, Крылов, 2017).

Сегодня для решения проблемы определения возраста позднекайнозойских (неоген-эоплейстоценовых) отложений Пай-Хоя и всего Тимано-Уральского региона, предложен метод стронциевой изотопной хемостратиграфии – SIS (Кузнецов и др., 2014, 2018). Метод SIS является новым для этих территорий и может рассматриваться как руководящий для расчленения и корреляции морских осадков, содержащих инситные карбонатные образования, в частности остатки макро- и микрофауны. Карбонатные раковины моллюсков захватывает стронций в виде изоморфной примеси, тем самым они фиксируют отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ воды, в которой они обитают. Поскольку отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в океане позднего кайнозоя быстро увеличивалось, то его значение позволяет различать позднекайнозойские осадки с точностью ±200 тыс. лет. Таким образом, величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатных раковинах моллюсков позволяет определять возраст осадков с достаточно высокой точностью. Используя раковины морских моллюсков, ракообразных, карбонатные ходы морских червей (серпулы) и даже отпечатки домиков морских ракообразных на камнях найденные в относительно древних осадочных толщах побережья Баренцева и Карского морей, позволило определить возраст и расчленить отложения позднего кайнозоя в интервале от 0,8 до 1.2 млн лет (Кузнецов и др., 2014).

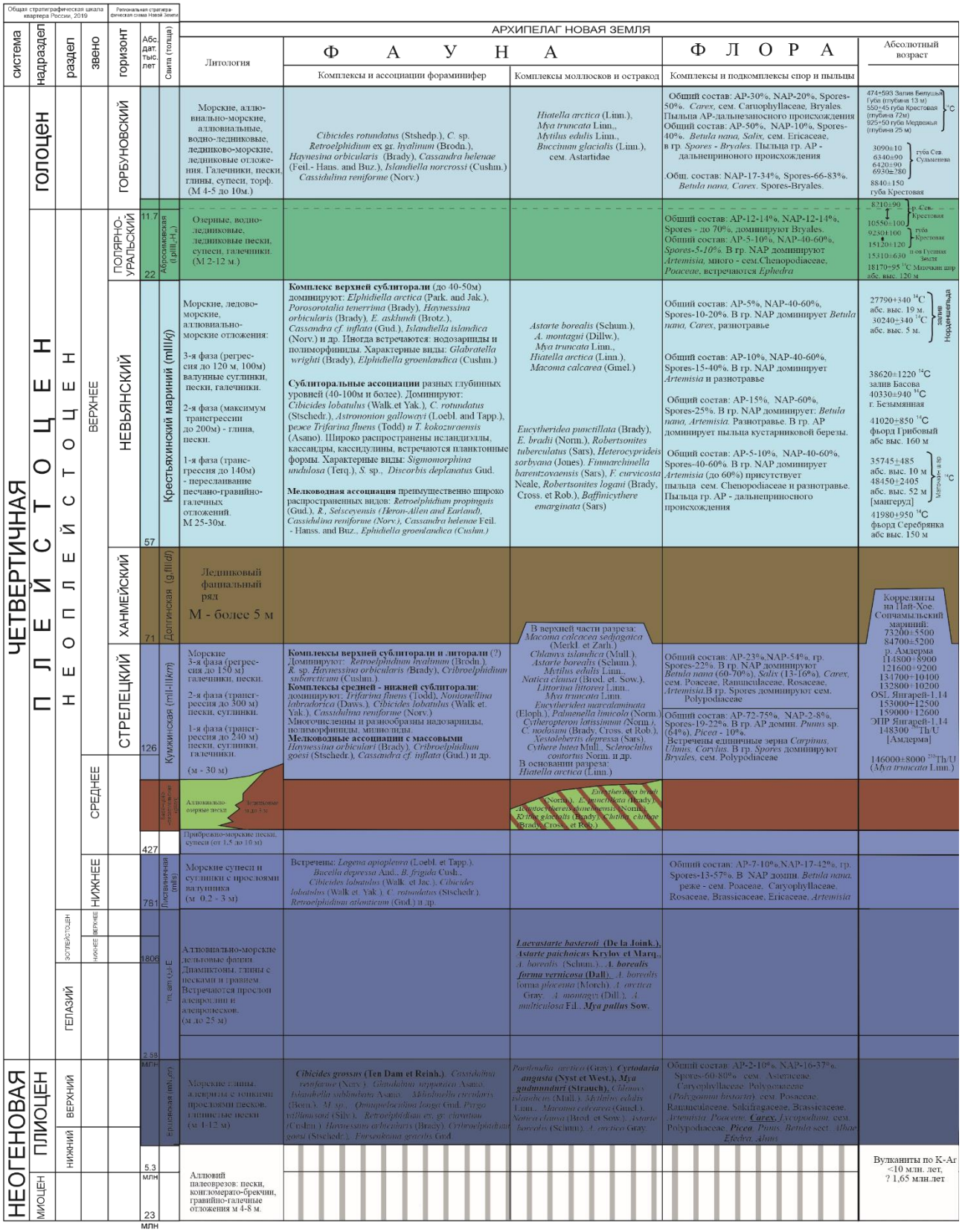


Рис. 1. Сводная стратиграфо-геоморфологическая схема корреляции Новой Земли, Пай-Хоя, Тимано-Урала, Ямала и сопряженного шельфа

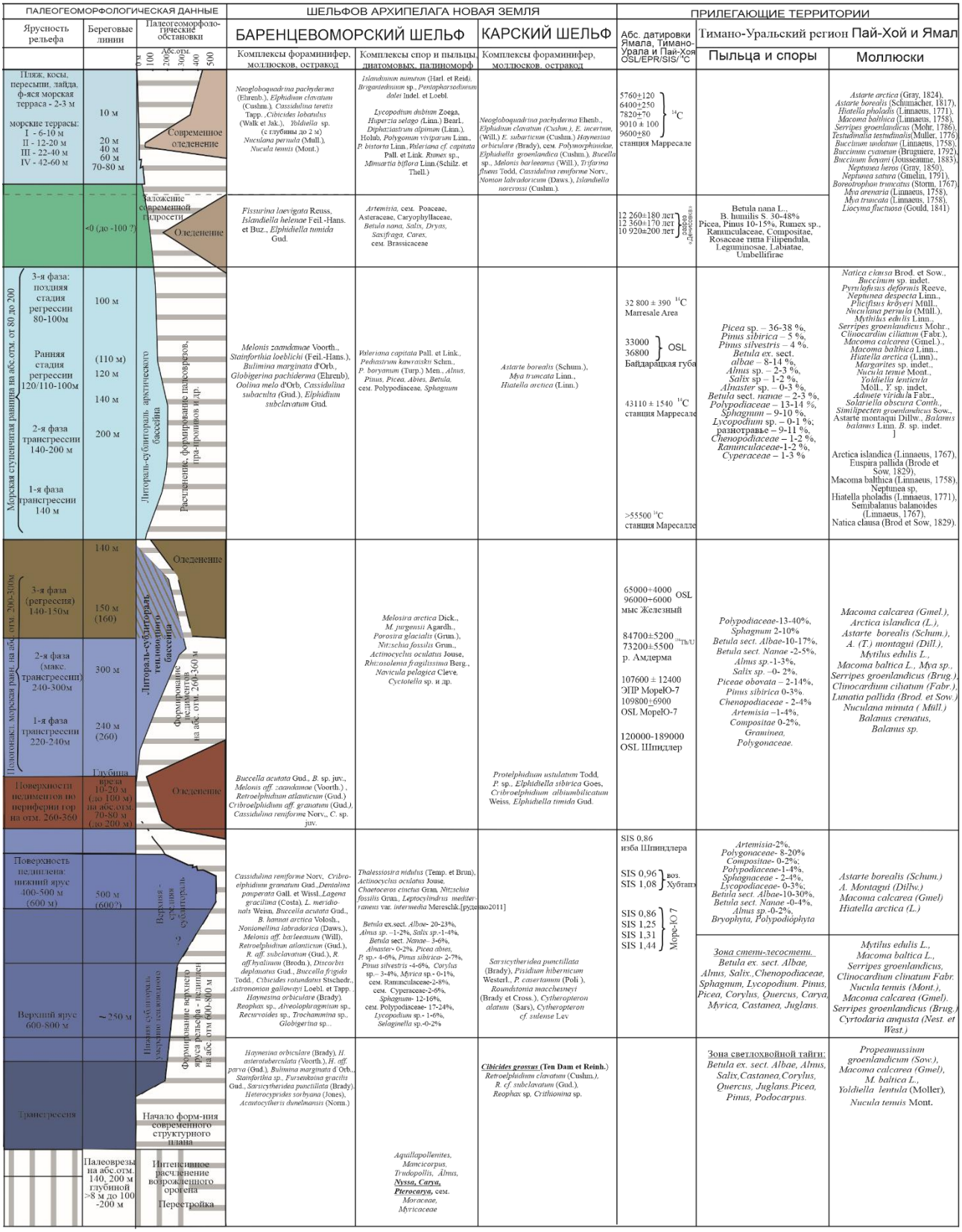


Рис. 2. Сводная стратиграфо-геоморфологическая схема корреляции Новой Земли, Пай-Хоя, Тимано-Урала, Ямала и сопряженного шельфа

Сводная стратиграфо-геоморфологическая схема показывает, что Новая Земля является пограничной областью между европейским баренцевоморским и сибирским западно-карским регионами, которые хоть и отличаются некоторыми комплексами флоры и фауны, но все же обладают общностью литологии и характера залегания субстрата. Также стоит отметить, что

сильно расчлененные Баренцево и Карское моря в характере рельефа дна сильно отличаются от относительно выровненных восточносибирских морей. Общие черты рассматриваемых в таблице областей может говорить об общности палеогеографического развития территорий.

Список литературы

1. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Зайцева Г.Я., Чернов С.Б. О палеогеографии и геохронологии позднеледниковья на севере Печорской низменности // Вестник ЛГУ. 1975. № 12. С. 86-93.
2. Демокидов К.К., Романович Б.С., Глебовский Ю.С. Отчет о работе экспедиции № 14 в районе пролива Маточкин Шар (остров Новая Земля) за 1947. Л., НИИГА, 1948;
3. Зархидзе В.С. История развития Тимано-Уральской области в связи с изучением ископаемых комплексов моллюсков. Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: МГУ, 1966. С. 56-72.
4. Зархидзе Д.В., Красножен А.С., Малых О.Н. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XX, XXI (Амдерма). Объяснит. записка – СПб, 2016. МПРЭ РФ, ЗАО «Поляргео».
5. Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. 312 с.
6. Красножен А.С., Барановская О.Ф., Зархидзе В.С., Малясова Е.С. Стратиграфия и основные этапы геологического развития архипелага Новая Земля в кайнозое // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 23-26.
7. Крылов А.В. Биостратиграфическая характеристика отложений палеогена-эоплейстоцена Новой Земли // XI Сов. по четвертичному периоду. Краснодар, 2020. С. 87-92.
8. Кузнецов А.Б., Зархидзе Д.В., Крылов А.В., Маслов А.В. Стронциевая изотопная хемостратиграфия позднекайнозойских отложений Тимано-Уральского региона по раковинам моллюсков: обоснование эоплейстоцена // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 6. С. 687-691.
9. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3-23.
10. Лаврова М.А. Материалы к познанию фауны постплиоценовых морских моллюсков Новой Земли // Тр. Геологического и Минералогического Музея им. Петра Великого РАН, 1924. Т. IV. Вып. 6. С. 147–177.
11. Руденко О.В. Изменения природной среды восточно-баренцевоморского региона в голоцене по материалам изучения субфоссильных и ископаемых спорово-пыльцевых спектров новоземельского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. № 3. 2011. С. 33-42.
12. Рязанов К.П., Зархидзе Д.В. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Вайгачско-Пайхойская. Листы R-41-XXV, XXVI, XXVII (Каратайка-Янгарей). Объяснит. записка – СПб, 2017.
13. Сакс В. Н. Четвертичные отложения Новой Земли / Геология СССР Т. XXVI, Острова Советской Арктики. 1947.
14. Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. ГИ Кольский научный центр, Апатиты, 1993. 74 с.
15. Шишкин М.А., Файбусович Я.Э., Шкарубо С. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-42 – п-ов Ямал. Объяснит. записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 366 с.

Контуритовые наносы в бассейнах Пауэлл и Джейн, море Уэдделла

Кубова В.В.[1], Лейченков Г.Л.[1], Гусева Ю.Б.[2]

[1] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», valyakubova@yandex.ru

[2] АО «ПМГРЭ»

Введение. Придонные течение оказывают существенное воздействие на процессы седиментации, так как под их влиянием могут формироваться осадочные тела – контуритовые наносы, достигающие сотен километров в длину, десятков км в ширину и до 2 км в толщину (Hernandez-Molina et al., 2006). Погребенные контуриты, залегающие в осадочном чехле на разных стратиграфических уровнях, в свою очередь, позволяют выявить направление и энергию (относительную скорость) придонных течении в геологическом прошлом.

Настоящее исследование направлено на изучение условий осадконакопления в осадочных бассейнах Пауэлл и Джейн, расположенных в северо-западной части моря Уэдделла (Антарктика) (Рис. 1а), с идентификацией контурных наносов, выявлением их пространственного развития и реконструкции направления и энергии палеотечений в позднем кайнозое. Решение этих задач основано на интерпретации сейсмических данных, полученных в бассейнах Пауэлл и Джейн российскими и зарубежными экспедициями.

Океанографическая и геологическая характеристики. Движение водных масс в море Уэдделла (южная Атлантика) направлено по часовой стрелке (Рис. 1б). Оно контролируется преобладающими ветрами, рельефом бассейнов, и имеет название водоворот Уэдделла (Vernet et al., 2019). В СЗ части водоворота водная толща сложена различными слоями: верхний слой состоит из поверхностных вод Антарктического циркумполярного течения. Под ним залегает слой циркумполярных глубинных вод (Maldonado et al., 2005; Pudsey, 2002). На глубинах свыше 2000 м водные массы представляют собой придонные воды моря Уэдделла (WSBW). Они формируются за счёт талых вод шельфовых ледников Фильхнера и Ронне, которые охлаждают морскую воду. Она, в свою очередь, погружается до глубин 2000 м, где перемешивается с нижней фракцией циркумполярных глубинных вод и образует WSBW (Pudsey, 2002). В бассейне Пауэлл представлена более молодая фракция WSBW: придонные воды движутся по часовой стрелке, частично покидая бассейн через понижения в его северной части. В бассейн Джейн попадает более зрелая фракция WSBW, которая движется вдоль подножия Южно-Оркнейского микроконтинента и со временем переходит в море Скоша (Рис. 1б).

Глубоководные бассейны Пауэлл и Джейн сформировались в задуговых обстановках, в олигоцене – раннем миоцене (30-20 млн. лет назад, за счет отделения Южно-Оркнейского микроконтинента от Антарктического полуострова) и в среднем миоцене (20-15 млн лет назад), соответственно (Maldonado et al., 2005). Современная глубина морского дна в бассейне Джейн составляет в среднем 3000 м, в бассейне Пауэлл – 3000-3500 м (Maldonado et al., 2005, Maldonado et al., 2006). Оба бассейна покрыты довольно густой сетью сейсмических профилей, выполненных экспедициями Испании, Италии, России, Японии и Великобритании. Также в районе исследования расположены две глубоководные скважины, выполненные по проектам глубоководного бурения – ODP695 и ODP696.

Осадочный чехол в бассейнах распределен неравномерно и достигает мощностей 2,5 – 3 км. В осадочном чехле бассейнов Пауэлл и Джейн выделяется два структурных этажа: рифтовый и пострифтовый, а также 7 сейсмических горизонтов. Пострифтовый этаж сложен доледниковыми и синледниковыми комплексами. Возраст горизонтов определялся на основании корреляции с данными бурения и представлений об основных тектонических и палеогеографических событий в эволюции региона и составляет (снизу-вверх): 33 и 21 (возраст начала спрединга в бассейнах Пауэлл и Джейн), 20, 17, 13-12 (оледенение Западной Антарктиды), 6-5, 4-3 млн лет. Мощность синледниковой толщи изменяется в пределах 400 – 800 м, достигая максимальных значений на окраинах бассейна Пауэлл.

В исследованиях прошлых лет было показано, что в бассейнах Пауэлл и Джейн, а также в прилегающем к ним с юга бассейне Ларсена, развиты различные типы контуритовых наносов (Maldonado et al., 2005; Pudsey, 2002; Howe et al., 1998), но их описание и пространственное развитие носило обобщенный характер.

Методы. Для выполнения исследований были проанализированы сейсмические профили, полученные 63 РАЭ (2018 г.) с борта НИС «Академик Карпинский», а также суммированные разрезы ОГТ, доступные в международной библиотеке антарктических сейсмических данных по Антарктике (SDLS, sdls.ogs.trieste.it). Кроме того, использованы аналоговые материалы, собранные МАГЭ в 1990 г (35 САЭ). Интерпретация профилей проводилась в ПО Kingdom.

Результаты и обсуждение. Основываясь на классификации Rebesco and Stow (2001), в районе исследования можно выделить следующие типы контуритовых наносов: отделенные (крупномасштабные вытянутые), ограниченные, пластерные и покровные. В некоторых случаях контуритовые наносы имеют сложную структуру, так как сформированы под совокупным действием придонных течений и турбидных потоков. Распространение контуритовых наносов в бассейнах Пауэлл, Джейн и в граничащем с ними бассейне Ларсена указано на (Рис 1в).

В ***бассейне Пауэлла*** доминирует отделенный тип наносов. Тело контурита вытянуто вдоль северной окраины бассейна в направлении движения придонных течений WSBW, его мощность возрастает от центра бассейна к периферии. Ширина контурита достигает значений в 60-100 км, мощность – 300-500 м. Максимальная мощность контурита отмечается у подножия склона. Канал, отделяющий нанос от склона, со временем мигрирует вверх по склону, становится менее глубоким и выраженным. Это свидетельствует о постепенном ослаблении придонных течений и их смещении к периферии бассейна.

Помимо отделенного наноса в бассейне Пауэлла также встречается пластерный тип наноса в южной, северной и западной частях. Ширина пластерного наноса может достигать 10-20 км. В южной части пластерный нанос покрывает оба склона хребта, разделяющего бассейны Пауэлл и Ларсена, и заполняет понижения в рельефе. В западной части бассейна многочисленные поднятия фундамента привели к разветвлению придонных течений и формированию ограниченных наносов. Также, турбидные потоки, поступающие со склонов ЮОМ, модифицировали ограниченные и отделенные наносы и сформировали сложные наносы. Отдельные наносы ориентированы параллельно склону и достигают 100 км в длину, 20-25 км в ширину и 400-600 м в толщину.

Присутствие контуритовых наносов как в глубоководных частях бассейна, так и на континентальных склонах, свидетельствует о том, что придонные течения развиты на широком спектре глубин: от 1000 до 4000 м и глубже.

В расположенном к югу ***бассейне Ларсена*** встречаются пластерные и отделенные наносы. Последние встречаются преимущественно вдоль хребта, отделяющего бассейн Ларсена от бассейна Джейн. Тело контурита ориентировано с ЮЗ на СВ. Максимальной мощности он достигает вблизи канала, отделяющего его от склона. Предположительно, при продвижении на юг отделенный нанос трансформируется в нанос покровного типа, описываемый Maldonado et al, 2006. Эпизодически отделенный нанос переходит в ограниченный тип наноса, что обусловлено локальными поднятиями фундамента.

В ***бассейне Джейн*** представлены различные типы наносов. Преобладают преимущественно покровные наносы, повторяющие рельеф фундамента. Тело контурита занимает практически всю площадь бассейна и, соответственно, вытянуто с ЮЗ на СВ. В ширину контурит достигает 90-100 км. Вдоль южной окраины бассейна контурит отделен от хребта вдольсклоновым каналом и представляет собой отделенный нанос. Ограниченные наносы имеют преимущественно линзовидную выпуклую форму, обусловленную активным эрозионным действием влольсклоновых каналов, расположенных по окраинам. В результате, наибольшая мощность контуритов достигается в центральной части бассейна.

Глубоководное сообщение водных масс между бассейнами Пауэлл и Ларсена началось уже в позднем олигоцене (Pudsey, 2002). Но, вероятно, именно начало оледенения западной Антарктики способствовало развитию и усилению придонных течений в исследуемых бассейнах, так как контуриты формируются выше горизонта с возрастом 12 млн лет. В СЗ и СВ частях бассейна Пауэлл выше этого горизонта вдоль склона прослеживаются палеоканалы.

Их русла сохраняются или даже становятся более контрастными вверх по разрезу, что свидетельствует о вероятном усилении придонных течений. Выше горизонтов с возрастом 6-5 и 4-3 млн лет начинается формирование осадочных волн в бассейне. Современный вдольсклоновый канал в северной части бассейна имеет менее выраженный рельеф и смещен вверх по склону относительно палеоканалов. Это означает, что в плиоцене произошло смещение и ослабление придонного течения.

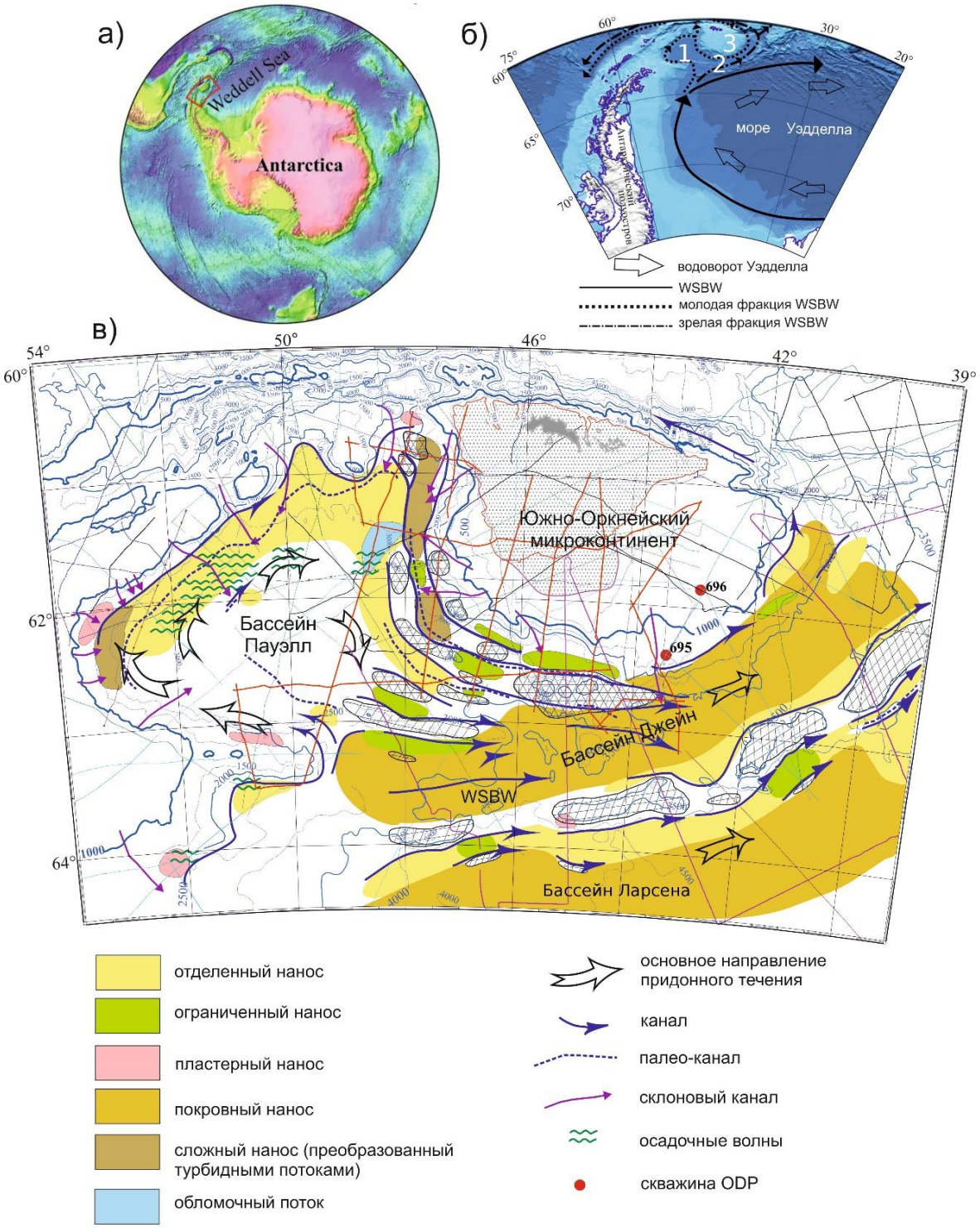


Рис. 1. а) Расположение района исследований. б) Схема течений в море Уэдделла и районе исследований. 1 – бассейн Пауэлл; 2 – бассейн Джейн; 3 – Южно-Оркнейский микроконтинент. в) Схема распространения контуритовых наносов.

К западу от бассейна Ларсена придонные палеотечения разделялись на 3 ветви (Рис. 1б) – одна распространялась по часовой стрелке вдоль подножия континентальных склонов в бассейне Пауэлл и затем вдоль подножия континентального склона Южно-Оркнейского микроконтинента; вторая поворачивала на восток, занимая центральную часть бассейна Джейн; и третья отклонялась и проходила вдоль поднятий морского дна к югу от дуги Джейн.

В бассейне Джейн одна из ветвей придонных течений, направленная вдоль подножия ЮОМ, преимущественно выполняет эрозионную функцию: мощность контуритовых наносов меньше, чем вдоль южной окраины, русло канала более широкое и менее выраженное. Вдоль южной окраины бассейна канал менее широкий, но более глубокий, а наносы аккумулируются в виде вытянутого отделенного наноса. Вдоль центральной оси бассейна Джейн прослеживается сеть каналов. Вероятно, они формируются за счет локальных поднятий фундамента в центральной части бассейна.

Заключение. В районе исследований был выявлен широкий спектр контуритовых наносов: отделенные, ограниченные, пластерные и покровные. Часть из них формировалась во взаимодействии с отложениями турбидных потоков. Зарождение придонных течений в районе исследований началось с раскрытием бассейна Пауэлл в позднем олигоцене и в последствии в бассейне Джейн. С началом оледенения западной Антарктики (12 млн лет назад) придонные течения стали более активными и привели к формированию контуритовых наносов в исследуемых бассейнах. Вероятно, наибольшего развития придонные течения достигли к периоду 6 млн лет назад, а к настоящему времени стали слабее или расфокусировались.

Исследование проводится в рамках проекта РФФИ 19-05-00858.

Список литературы

1. Hernandez-Molina F.J., Llave E., Stow D.A.V., Garcia M., Somoza L., Vazquez J.T., Lobo F.J., Maestro A., Diaz del Rio V., Leon R., Medialdea T., Gardner J. The contourite depositional system of the gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin // Deep-Sea Res. II. 2006. Vol. 53 P. 1420-146.
2. Howe J., Livermore R., Maldonado A. Mudwave acticiry and current-controlled sedimentation in Powell Basin, northern Weddell Sea, Antarctica // J. Marine Geology. 1998. V. 149. P. 229-241.
3. Maldonado A., Barnolas A., Bohoyo F., Escutia C., Galindo-Zaldivar J., Hernandez-Molina J., Jabaloy A., Lobo F.J., Nelson C.H., Rodriguez-Fernandez J., Somoza L., Vazquez J.-T. Miocene to Recent contourite drifts development in the northern Weddell Sea (Antarctica) // J. Global and Planetary Change. 2005. V. 45. P. 99-129.
4. Maldonado A., Bohoyo F., Galindo-Zaldivar J., Hernandez-Molina J., Jabaloy A., Lobo F., Rodrigues-Fernandez J., Surinach E., Vasquez J. Ocean basins near the Scotia-Antarctic plate boundary: Influence of the tectonics and paleoceanography on the Cenozoic deposits // J. Marine Geophysical Researches. 2006. V. 27. P. 83-107.
5. Pudsey C. The Weddell Sea: contourites and hemipelagites at the northern margin of the Weddell Gyre // Geological society. 2002. V. 22. P. 289-303.
6. Rebesco M., Stow D. Seismic expression of contourites and related deposits: a preface // J. Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. P. 303-308.
7. Vernet M., Geibert W., Hoppema M., Brown P.J., Haas C., Hellmer H., Jokat W., Jullion L., Mazloff M., Bakker D., Brearley J.A., Croot P., Hattermann T., Hauck J., Hillenbrand C.-D., Hoppe C., Huhn O., Koch B., Lechtenfeld O., Meredith M., Naveira Garabato A.C., Notting E.-M., Peeken I., Rutgers van der Loeff M., Schmidtko S., Schroder M., Strass V.H., Torres-Valdes S., Verdy A. The Weddell Gyre, Southern Ocean: Present Knowledge and Future Challenges // Reviews of Geophysics. 2019. Vol. 57. P. 623-708.

Радиогеохимическая специализация интрузивных массивов Амгуэмской площади (Чукотский АО)

Кузнецова Е.М.[1], Воробьев Ю.В.[2], Федорова К.С.[3]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, eliz.kuzn@gmail.com

[2,3] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

Данное исследование проводились в рамках создания единой базы интрузивных комплексов Дальневосточного региона.

Целью исследования является первичный поиск взаимосвязей между вещественным составом крупных интрузивов и их отображением в радиогеохимическом поле для выявления прогнозно-поисковых факторов локализации оруденения.

В работе представлены результаты применения технологии аэрорадиогеохимического картирования («АРК») для классификации интрузивных массивов на территории Амгуэмской площади (Чукотский АО).

Амгуэмская площадь (6486,2 км^2) объединяет территории листов Q1-VII, VIII Госгеолкарты-200. Данная область охватывает северо-восточную часть Анадырского плоскогорья и Чукотское горно-тундровое нагорье, разделенные Амгуэмской впадиной.

Металлогения рассматриваемой территории определяется, главным образом, ее положением в зоне сочленения трех минерагенических провинций: Охотско-Чукотской (Пыкарваамская минерагеническая зона), Беринговоморской (Пэкульней-Колючинская минерагеническая зона) и Арктической (Чаун-Чукотская минерагеническая зона). Вдоль этих зон развиты наиболее крупные разрывные нарушения, являющиеся легко проницаемыми для гранитоидных интрузий и гидротермальных растворов. Основными полезными ископаемыми являются олово, золото и серебро, также интерес представляют молибден, свинец, ртуть.

Геология Амгуэмской площади представлена стратифицированными осадочными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также мезозойскими интрузивными комплексами. Стратифицированные комплексы представлены породами с карбонового по четвертичный возраст. Интрузивные образования представлены триасовым, раннемеловым, позднемеловым интрузивными комплексами. К крупнейшим интрузивным массивам площади относятся: Гытхытхвевуваамский, Право-Мараваамский, Вэнылемвээмский, Вельмайский, Куйвиеемский.

Анюйский комплекс габбро-долеритовый силлово-дайковый (T_2an). Силлы и дайки амфиболизированных габбро и роговообманкового габбро, долерита до габбродолерита, рассланцового амфиболового метагаббро.

Породы затронуты процессами регионального, дислокационного, контактового метаморфизма, кроме того, на них наложен ряд гидротермально-метасоматических изменений. Наибольшее развитие получили – амфиболизация, окварцевание, эпидотизация и сульфидизация.

Породами комплекса сложен Гытхытхвевуваамский массив, обнаженный на правобережье р. Гытхытхвевуваам.

Тауреранский комплекс гранит-гранодиоритовый (K_1tr). Первая фаза – биотитовые, роговообманково-биотитовые гранодиориты с эндоконтактовым диоритом, сиенитом, монцонитом, гранитом, переходными разностями, реже субщелочным двуполевошпатовым гранитом. Вторая фаза – биотитовый гранит, реже лейкогранит, субщелочной двуполевошпатовый гранит. Отмечаются дайки мелкозернистых гранит-, гранодиорит-, граносиенит-порфира, аплита, пегматита, лампрофиров. Породами комплекса сложен Право-Мараваамский массив, обнаженный на правобережье р. Мараваам, Вэнылемвээмский массив (левобережье р. Вэнылемвээм.), частично Вельмайский массив, локализованные на юго-востоке площади.

Вельмайский кварцсиенит-сиенитовый комплекс (K_1vl). Сиениты, субщелочные граниты, граниты, гранодиориты и гранит-порфиры. Массив прорывает и метаморфизует триасовые осадочные толщи и тела габброидов. Породами комплекса сложена центральная зона Вельмайского массива.

Экитыкинский габбро-монцонит-диоритовый комплекс (K_2ek). Интрузивы комплекса сложены диоритами, габбродиоритами, гранодиоритами, субвулканическими андезитами.

Породы комплекса слагают крупный Куйвиveемский массив, расположенный в северо-западной части площади и представляющий собой сближенную группу интрузивных тел.

Леурваамский гранодиорит-лейкогранитовый гипабиссальный комплекс (K_2lr) образован гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, лейкогранитами, аляскитами, субвулканическими риолитами, риодацитами, трахириолитами, дацитами. Небольшие интрузии локализованы в северной центральной и в юго-восточной частях листа.

Основой для радиогеохимической специализации массивов являлись карты содержаний урана, тория, калия и карты соотношений этих радионуклидов. Произведена обработка данных АГС с помощью технологии «АРК». Методика разработана Смысловым А.А. (Смыслов А.А, 1968). В автоматизированном варианте она реализована Зубовым Е.И. (Зубов Е.И.., 1983) и интегрирована в систему OASIS Montaj (GeoSoft) Зубовым Д.Е.

Данная технология нацелена на выявление радиогеохимически специализированных комплексов горных пород и картирование участков гидротермально-метасоматических изменений. Метод базируется на разделении исходного радиогеохимического поля на фоновую («скоррелированную» или «первичную») составляющую и аномальную («вторичную» или «эпигенетическую») компоненты радиогеохимического поля.

Карты «вторичных» содержаний калия, тория и урана, а также результаты обработки данных АРК-методом представлены на рис. 1. Данные карты отражают полную картину взаимоотношений радионуклидов всего массива отклонений от фоновых параметров, включая минимальные отклонения. На них отражаются все изменения параметров от максимальных отклонений до перехода к близфоновым значениям. Подобное представление данных позволяет провести радиогеохимичекое районирование территории, определить специализацию отдельных геологических комплексов и выделить области проявления эпигенеза.

На основании полученных данных представлены характеристики интрузивных образований Амгуэмской площади.

Гытхытхвевуваамский массив – габброиды анюйского комплекса – в основном ториевая специализация, либо торий-урановая. Урановая специализация характерна для одного довольно крупного интрузива в восточной части площади, контактирующего с гранитоидами Вельмайского массива

Право-Мараваамский массив – субщелочные двуполевошпатовые граниты тауреранского комплекса – урановая специализация, однако выделяются калиевые и уран-калиевые зоны.

Вэнылемвээмский массив – гранодиориты тауреранского комплекса – преимущественно урановая специализация, особенно хорошо заметная вдоль магматических и тектонических контактов интрузии.

Вельмайский массив – граниты 2 фазы тауреранского комплекса и сиениты вельмайского комплекса – и для гранитоидов, и для сиенитов характерна уран-ториевая и ториевая специализация. Особенно ярко выделяется урановая зона, развитая вдоль разлома, пересекающего массив в северо-западном направлении и такая же область высоких содержаний урана в южной части массива, которая согласно геологической карте, соответствует аллювиальным отложениям в русле р. Большой Вэльмай.

Небольшие тела, сложенные гранитоидами леурваамского комплекса в основном характеризуются урановой специализацией.

Куйвиveемский массив, сложенный монцонитами экитыкинского комплекса, характеризуется ярко выраженной калиевой специализацией, однако по периферии массива заметны уран-калиевые и торий-калиевые зоны. Кроме того можно предположить наличие невскрытой части интрузива

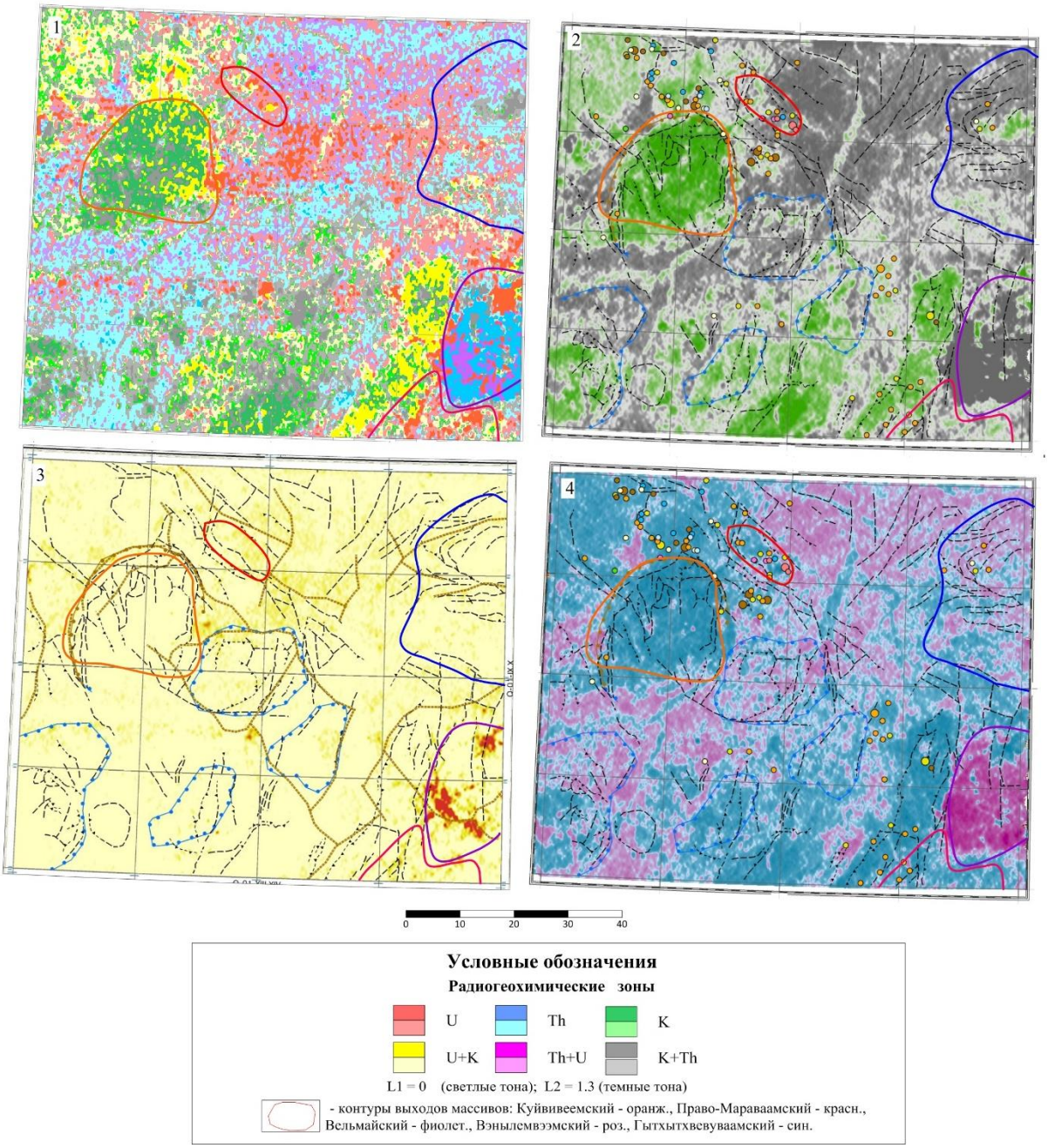


Рис. 1. Карты: 1 – радиогеохимического районирования (технология АРК); 2, 3, 4 – «вторичных» концентраций калия, урана и тория.

Список литературы

1. Смыслов А.А. Радиогеохимические исследования. Методические рекомендации. М.:Министерство геологии СССР, 1974, 144с.
2. Аэрорадиогеохимическое картирование /Методические рекомендации/ Краснов А.И., Высокоостровская Е.Б., Зубов Е.И. и др. — Л., НПО Рудгеофизика, 1983. 104 с
3. Садаков В.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Чукотская. Лист Q-1-VII, VIII. Магадан, 1980
4. Левин Ф.Д., Блох В.Ю. Отчет о результатах работ по объекту «Проведение в 2018-2020 годах региональных геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Дальневосточного ФО (Северо-Восточные районы)», Санкт-Петербург, 2019.

Гидрохимия изотопов водорода (δ2H) и кислорода (δ18O) поверхностных вод зоны формирования реки Вахш

Курбонов Н.Б.[1,2], Фрумин Г.Т.[3], Норматов И.Ш.[1], Кобулиев З.В.[2], Муминов А.О.[1], Одинаев К.Н.[1]

[1]Таджикский национальный университет, knomvarb.0502@gmail.com
[2]Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАН Таджикистан
[3]Российский государственный гидрометеорологический университет

Введение. Реки Таджикистана в основном не имеют большой площади водосбора – такой, как у Амударьи, Сырдарьи и Зерафшана. Среди речных бассейнов Таджикистана наибольшей площадью водосбора обладает бассейн реки Амударьи, в который входят ещё три других речных бассейна (Вахш, Пяндж и Кафирниган). Этот бассейн занимает площадь 227 000 км^2 и граничит на севере с Гиссарским, Зерафшанским и Алайским хребтами, на востоке – с горами Сарыкуль и на юге – с горами Гиндукуш. Амударья имеет длину 1262 км и ее паводок в три раза превышает чем у Сырдарьи, то есть паводок Амударьи примерно такого же размера, как у реки Нил, являющейся самой большой рекой Африки. Однако, от общего объёма воды, который формируется в бассейне Амударьи, только 18-22% используется в Таджикистане (Курбонов, 2014). Среди речных бассейнов реки Амударьи бассейн реки Вахш является одним из крупнейших водозаборных территорий и имеет сложный рельеф.

Река Вахш – один из двух главных (наряду с рекой Пяндж) притоков реки Амударьи, – является смешанной рекой, но питается в основном ледниками. Согласно (Тахиров, Купай, 1998), длина реки Вахш достигает 524 км, площадь водосборного бассейна – 39 100 км^2 и средний расход ее воды составляет 156 м^3/сек.

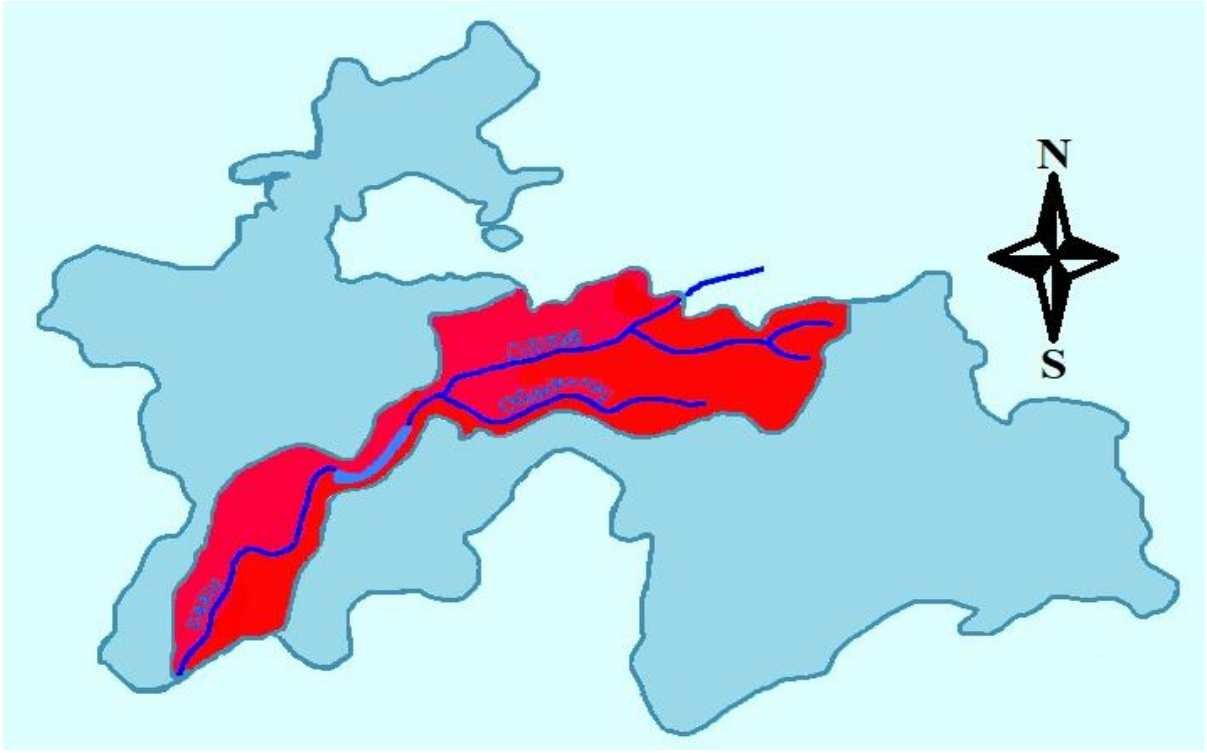


Рис. 1. Схема расположения бассейна реки Вахш на карте Таджикистана.

Как видно на рис. 1, один из двух притоков реки Сурхоб, с названием Карасу, начинается на северных склонах Заалайского хребта и ниже известен как Кызылсу. Кызылсу имеет различные притоки только слева, пересекает Алайскую долину и приходит на территорию Таджикистана, где соединяется с рекой Муксу.

Необходимо отметить, что справа в р. Сурхоб впадает большой приток Ярхыч, в бассейне которого имеется 177 ледников общей площадью 107 км^2. Кроме того, в бассейне правого притока Сурхоба – реки Сорбог – насчитывается 246 ледников общей площадью 105,6 км^2.

Река Муксу берет свое начало в северо-восточной части Памира и в верховьях называется Баландикиик. Река Кызылсу сливается с рекой Муксу, формируя реку Сурхоб (в пределах Таджикистана).

Левая составляющая Вахша (рис. 1) – река Обихингоу – имеет длину 196 км, площадь бассейна 6660 км^2 и перепад высот между истоком и устьем 2020 метров. В ее бассейне находится 756 ледников общей площадью 712 км^2. В истоках Обихингоу располагается один из крупнейших ледников Памира – Гармо, дающий начало одноименной реке. Длина ледника Гармо достигает 34 км и его площадь составляет 114 км^2 (Курбонов, 2014).

В восточной части река Сурхоб впадает в реку Обигингоу и принимает название Вахш. Среди других рек Таджикистана река Вахш имеет свои особенности. Сезон ее паводков приходится на июнь и июль. Уровень воды в ней постоянно колеблется. В секунду протекает 836 м^3 воды, что составляет 20,4% годового расхода. Период маловодья в реке Вахш приходится на декабрь и март.

Для определения более точных гидрологических условий бассейна реки Вахш в таблице 1 показана гидрологическая сеть ее бассейна.

Таблица 1. Гидрографическая сеть бассейна реки Вахш (Кодиров, Насиров, Эшонкулова, 2015)

№	Имена рек	Куда впадает	Длина (км)	Площадь бассейна (км^2)	Перепад (м)
1.	Сауксай	Муксу	64	1190	1360
2.	Муксу	Сурхоб	88	7070	950
3.	Сорбог (Гориф)	Сурхоб	81	1760	80
4.	Кызылсу	Сурхоб	146	7900	–
5.	Обихингоу	Вахш	196	6660	2020
6.	Явансу	Вахш	102	1190	870
7.	Вахш	Амударья	524	39100	3100

Важно отметить, что длина реки Кызылсу до границ Таджикистана – 146 км, и под этим же названием она пересекает границу Таджикистана. Площадь водосбора бассейна реки Кызылсу с притоком Куксу (Кыргызстан) порядка 6,5 тыс. км^2, что составляет 32,5% от общей площади водосбора бассейна реки Сурхоб (20 тыс. км^2) и 16,6% от общей площади водосбора бассейна реки Вахш.

Средний годовой сток реки Кызылсу с территории Кыргызстана – 2,1 млрд м^3, среднемноголетний речной сток реки Вахш в створе Рогуна составляет 19,1 млрд м^3, т.е. доля реки Кызылсу составляет только 10,9% от воды реки Вахш.

Таким образом, бассейн реки Вахш занимает территорию в 39,1 тыс. км^2, из которых 6,5 тыс. км^2 приходится на Кыргызстан. Общая длина реки (в пределах бассейна) – 691 км. Протяженность же самой реки Вахш (от устья до места слияния рек Сурхоб и Обихингоу) – 353 км (Тахиров, Купай, 1998).

Из этого ясно, что 20,2% площади (в эту долю также входит территория Лахшского района) и 10,9% воды реки Вахш составляют бассейн и вода реки Кызылсу. Кроме того, один из притоков Вахша (р. Сурхоб) имеет трансграничный характер. Следовательно, согласно международному праву, бассейн реки Вахш – это не трансграничный, а чистый национальный речной бассейн.

Поскольку река Вахш играет важную роль в развитии гидроэнергетического, аграрно-промышленного и экономического секторов Таджикистана, исследование химического состава и качества ее воды имеет большое научное и практическое значение. Согласно (Ахророва, Бобоев, Саидова, 2016), Вахш с рекой Пяндж составляют более 75% гидроэнергетических запасов страны. Именно для этого в данной статье нами проводились исследование динамики изменения изотопов водорода (δ^2H) и кислорода (δ^{18}O) поверхностных вод зоны формирования реки Вахш для определения типа питания рек и взаимодействия поверхностных вод.

Метод исследования. Объектами исследований явились водные объекты зоны формирования реки Вахш. При отборе проб воды для изотопного анализа руководствовались методологией, разработанной в университете Института водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАН Таджикистана. Индивидуальность каждой реки, с точки зрения изотопного состава воды, соблюдалась путем отбора проб из притоков до слияния с потоком главной реки и до места слияния с другим притоком.

Изотопно-кислородный и дейтериевый состав, дейтериевый эксцесс считаются одними из информативных индикаторов в гидрологических и гляциологических исследованиях, в установлении закономерностей процессов льдообразования, снегонакопления и протекания взаимных агрегатных превращений. Анализы образцов вод выполнялись на Wavelength-Scanned Cavity Ring down Spectroscopy (WS-CRDS) и изотопный состав водорода и кислорода выражались в относительных величинах водорода (δ^2H) и кислорода ($\delta^{18}O$):

$$\delta = [(R_{об} / R_{станд}) - 1]\cdot 1000‰,$$

где $R_{об}$ и $R_{станд}$ – отношения $^2H/^1H$ и $^{18}O/^{16}O$ в измеряемом образце и в стандарте. В качестве стандарта принята средняя океаническая вода (SMOW, Vienna, IAEA). Точность измерения составляла ±0.05‰.

Результаты. Мониторинг качества воды реки Вахш и ее составляющих (Сурхоб и Обихингоу), результаты которых представлены в (Normatov et al., 2017) демонстрирует, что содержание химических элементов не превышает максимально допустимую концентрацию. Указано, что в верховьях реки отсутствуют стационарные источники загрязнения, а образование химического состава воды происходит за счет выщелачивания минеральных пород.

Для изотопного анализа воды реки Вахш и ее притоков отборы проб осуществлялись в точках, указанных на рис. 2.

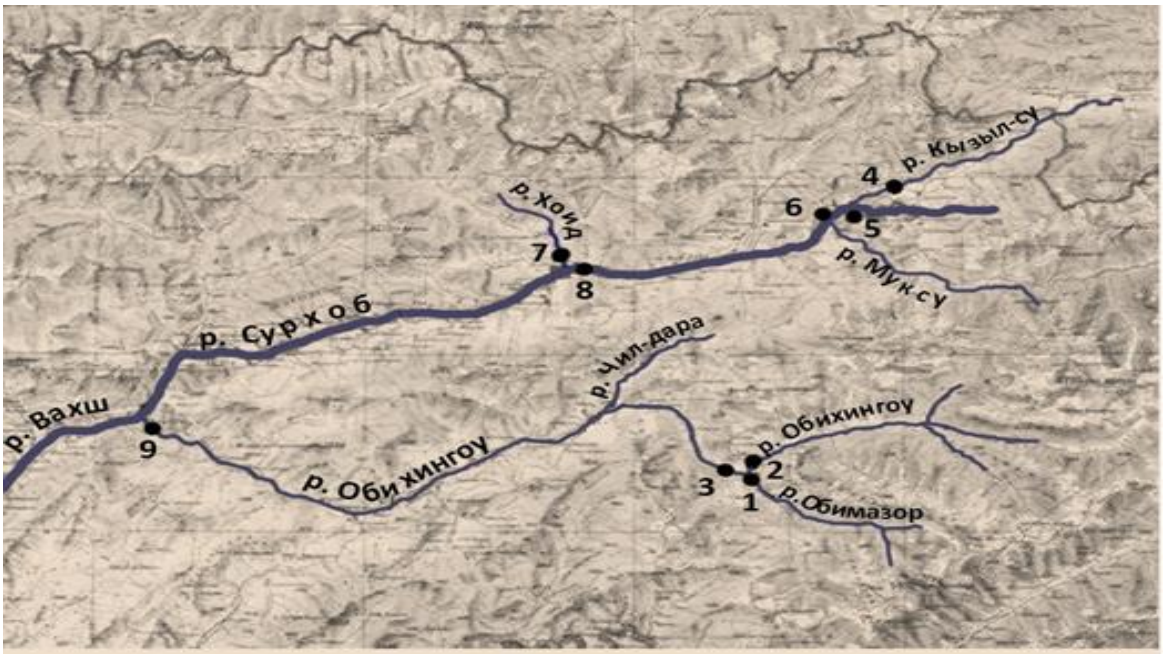


Рис. 2. Схема отбора проб воды из водных объектов зоны формирования реки Вахш.

Для того, чтобы интерпретировать полученные результаты изотопного анализа поверхностных вод зоны формирования реки Вахш, обратимся к состоянию оледенений в бассейнах рек. Учитывая это, можно утверждать, что реки Сурхоб и Обихингоу имеют ледниковое питание и можно предположить, что атмосферные осадки преимущественно происходят зимой и по изотопному составу являются существенно легкими.

Поскольку ледники являются основным источником рек в зоне формирования Вахша, изучение их гидрохимического и изотопного состава очень важно. Поэтому на рис. 3 представлены результаты анализов изотопов водорода (δ^2H) и кислорода ($\delta^{18}O$) поверхностных вод зоны формирования реки Вахш.

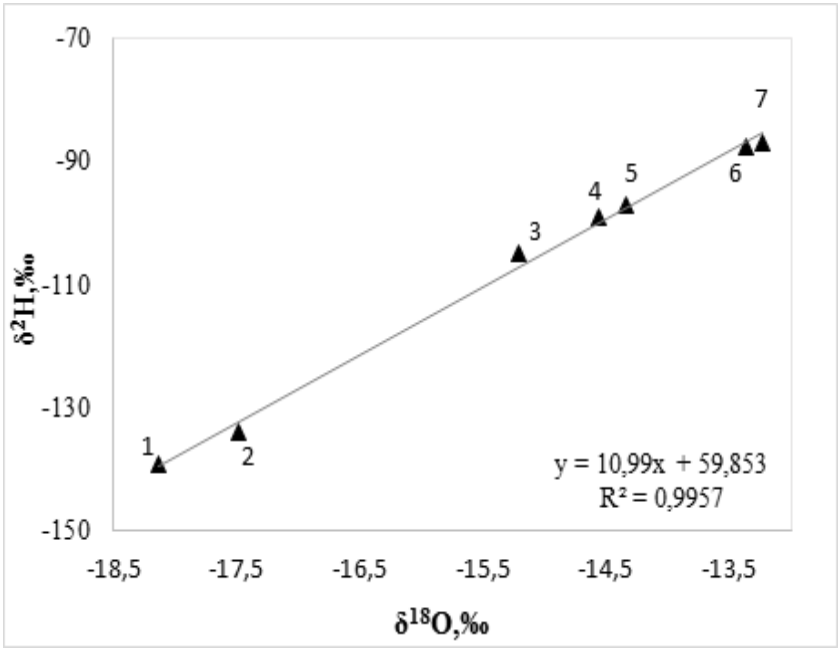


Рис. 3. Изотопный состав поверхностных вод зона формирования реки Вахш: 1,2) ледник Гармо; 3) р. Сурхоб; 4) р. Вахш; 5) р. Обихингоу; 6) р. Кызылсу и 7) р. Муксу

В долине реки Вахш погодно-климатические условия являются более теплыми, чем в долинах своих основных составляющих – Сурхоб и Обихингоу – и, следовательно, благодаря процессу испарения вода должна была бы характеризоваться более тяжелым изотопным составом. Однако, благодаря вкладу притоков, вода реки Вахш характеризуется легким изотопным составом.

Из рис. 3 видно, что изотопный состав реки Кызылсу характеризуется значениями $\delta^{18}O$ = -13,36‰, δ^2H = -87,88‰, что близко к значениям изотопного состава воды территорий со среднегодовой температурой выше 0°C. Ранее (Токарев и др., 2017) было обнаружено, что изотопный состав реки Нарын в зависимости от сезона года изменяется в следующем интервале: весной $\delta^{18}O$ = -13,4‰; δ^2H = -96‰ и осенью $\delta^{18}O$ = -12,4‰; δ^2H = -89‰. Предполагалось отсутствие существенного вклада ледниковой воды в сток реки Нарын. Учитывая данное предположение, можно заключить, что в формирование водного стока реки Кызылсу вклад ледниковой воды незначительный, оно в основном происходит за счет сезонных дождей.

Согласно (Холмирзоева и др., 2012), при исследованиях химического состава речной воды и подземных вод бассейна реки было сделано предположение о протекании процессов обогащения подземных резервуаров воды химическими элементами речной воды. Возможен и обратный процесс: превращение резервуаров подземных вод в источник подпитки реки.

На рис. 4 приведены результаты анализов изотопов водорода (δ^2H) и кислорода ($\delta^{18}O$) из родниковых и подземных вод бассейнов рек Муксу, Кызылсу, Сурхоб, Обихингоу, составляющих реку Вахш.

Из рис. 4 видно, что родниковые и подземные воды бассейна реки Муксу (1,2) характеризуются значениями изотопного состава, существенно легче среднего состава речной воды и близкими к значениям талых ледниковых вод. В период весеннего снеготаяния при протекании процессов инфильтрации подземные резервуары накапливают талые воды и с наступлением маловодья реки превращаются в источники формирования речного стока. Естественно, это отразится на облегчении изотопного состава речной воды.

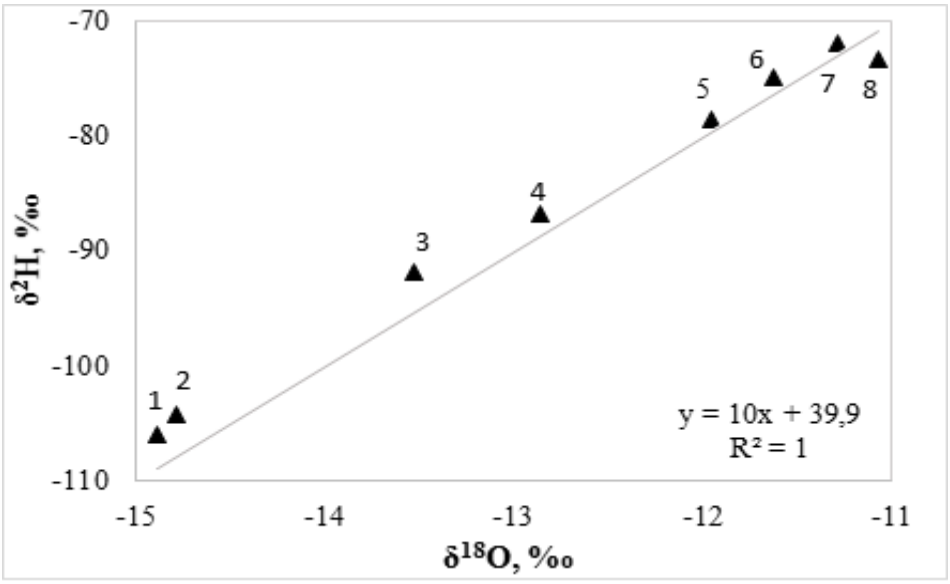


Рис. 4. Изотопный состав родниковых (1,3,4,5) и подземных вод (2,6,7,8) в бассейнах составляющих рек Вахша.

Обсуждение. Стабильные изотопы водорода (δ^2H) и кислорода ($\delta^{18}O$) являются идеальными природными метками, которые внесли существенный вклад в расширение понимания водного цикла и связанных с ним различных гидрологических процессов (Петров, 2007). Важность этих изотопов в исследованиях воды определяется их свойствами, как отпечатки пальцев отражающими совокупное влияние всех процессов модификации воды. Изотопный состав речных систем оказался полезным инструментом для оценки места формирования и среднего времени хранения поверхностных вод. Изменения изотопного состава рек могут также помочь лучше охарактеризовать эффект снеготаяния, закономерности режима рек и прослеживать пути течения водного стока (Петров, 2007), а также производить количественные оценки речных потоков (Normatov et al., 2017; Токарев и др., 2017; Холмирзоева и др., 2012).

Временные и пространственные вариации изотопного состава речной воды содержат полезную информацию о смешивании между различными водными объектами, о влиянии притоков, а также о роли плотин и озер (Normatov et al., 2017), о влиянии рельефа и об испарении в условиях сухого климата. Кроме того, такие изотопы могут быть использованы для мониторинга источников засоления земель (Холмирзоева и др. 2012) и влияния возвратных вод на качество речных вод (Normatov et al., 2017).

Таким образом, можно утверждать, что основные составляющие реки Вахш – реки Сурхоб и Обихингоу – имеют ледниковое питание. Можно предположить, что атмосферные осадки преимущественно происходят зимой и, по изотопному составу, являются существенно легкими. Здесь, важно отметить, что, по данным (Хоэлцль, Вагнер, 2010), с середины 20-го века до 2003 года выявлено уменьшение площади (объема) на 7,5% (4,1%) для водосборного бассейна Вахша. Кроме того, моделирование регионального климата прогнозирует потепление от 1,8°C до 2,9°C до 2050 года, но остается неясным, изменится ли характер атмосферных осадков и в каком направлении. Согласно (Хоэлцль, Вагнер, 2010), допуская увеличение температуры на 2°C до 2050 года и отсутствие каких-либо изменений в осадках, запасы льда в двух водосборных бассейнах будут сокращаться ускоренными темпами по сравнению с прошлым, с общим уменьшением объема в размере 53% для бассейна реки Вахш.

Заключение. Анализируя результаты гидрохимического анализа изотопов водорода (δ^2H) и кислорода ($\delta^{18}O$) поверхностных вод зоны формирования реки Вахш и состояния оледенения бассейнов рек, установлено, что основные притоки реки Вахш характеризуются талым ледниковым питанием.

Рассмотрение результатов гидрохимия изотопов водорода (δ^2H) и кислорода ($\delta^{18}O$) поверхностных вод верховья бассейна реки Вахш с учётом состояния оледенения бассейнов

рек установлено, что основные составляющие реки Вахш (Сурхоб, Обихингоу) характеризуются талым ледниковым питанием.

Список литературы

1. Курбонов Н. Гидрография и гидроэнергетика бассейна реки Вахш // Журнал «Илм ва ҳаёт» («Наука и жизнь»), 2014. – №6 (123). – С.8-10.
2. Тахиров И.Г., Купай Г.Д. Водные ресурсы Республики Таджикистан. Ч.2. – Душанбе, 1998. – 201 с.
3. Кодиров А.С., Насиров Н.К., Эшонкулова З.У. Гидрографический, гидроэнергетический и ирригационный потенциал бассейна реки Вахш, 2015 // URL: http://www.cawater-info.net/library/rus/kodirov-nasirov-eshonkulova.pdf.
4. Ахророва А.Д., Бобоев Ф.Дж., Саидова Ш.Н. Гидроэнергетический потенциал Таджикистана и эффективность его использования // Политехнический вестник, 2016. – Т.36. – №4. – С.9-15.
5. Normatov P., Armstrong R., Normatov I., Wilson A. Hydrology and hydrochemistry of the Vakhsh River and its tributaries // Abs. 3rd Intern. Conf. Mountain Hydrology and Meteorology for the Sustainable Development. – Kathmandu, Nepal, 2017. – P.234.
6. Токарев И.В., Поляков В.А., Самсонова А.А. и др. Исследование условий формирования водного баланса Токтогульского водохранилища по изотопному составу воды (δ^2H, $\delta^{18}O$), 2017 // hge.spbu.ru/download/tokarpapper/isotopes.pdf
7. Холмирзоева М.О., Буранова С., Норматов И.Ш. Мониторинг и физико-химические исследования подземных и поверхностных вод Республики Таджикистан // Вода: Химия и Экология, 2012. – №6. – С. 92–96.
8. Петров Г.Н. Долгосрочный прогноз водного стока реки Вахш. – Докл. АН РТ, 2007. – Т.50. – №6. – С.539-545.
9. Хоэлцль М., Вагнер С. Применение простой параметризации для оценки прошлого и будущего изменения ледников в бассейнах рек Пяндж и Вахш и его сравнение с другими горными хребтами // Международный научный симпозиум «Вода в Центральной Азии», 24-6 ноября 2010 г., Ташкент. – С.57.

Динамика изменения химического состава воды озера Искандеркуль и его притоков

Курбонов Н.Б.[1,2], Митусов А.В.[3], Кобулиев З.В.[2], Фрумин Г.Т.[4],

[1]Таджикский национальный университет, knomvarb.0502@gmail.com
[2]Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАН Таджикистан,
[3]Казахстанско-немецкий университет,
[4]Российский государственный гидрометеорологический университет

Аннотация. В данной статье представлены результаты исследований динамики изменения химического состава воды озера Искандеркуль и впадающих в него рек, а также сравнение результатов анализа качества воды объектов бассейна Искандеркуля и некоторых средних притоков реки Зерафшан. Установлено, что по химическому составу вода озера Искандеркуль и его притоков соответствуют требованиям государственного стандарта (ГОСТ 2674-82 «Питьевая вода»). Однако, вода озера Искандеркуль по показателям растворенного кислорода, меди, цинка, свинца и железа не удовлетворяет требованиям, предъявляемым для рыбоводства. Основными причинами загрязнения воды в регионе являются такие природные явления, как наводнения, сходы лавин и селей, растворение горных пород.

Ключевые слова: гидрохимия; качество воды; Искандеркуль; водные ресурсы; Зерафшан.

Annotation. This article presents the results of studies of the dynamics of changes in the chemical composition of the water of Lake Iskanderkul and its inflowing rivers, as well as a comparison of the results of water quality of water bodies in the Iskanderkul basin and some middle tributaries of the Zerafshan River. It was found that the chemical composition of the water of the Iskanderkul Lake and its tributaries meet the requirements of the state standard (GOST 2674-82 "Drinking water"). However, the water of Lake Iskanderkul does not meet the requirements for fish farming in terms of dissolved oxygen, copper, zinc, lead and iron. The main causes of water pollution in the region are such natural phenomena as floods, avalanches and mudflows, and dissolution of rocks.

Keywords: hydrochemistry; water quality; Iskanderkul; water resources; Zerafshan.

Введение. В естественных условиях химический состав вод регулируется природными процессами. Поддерживается равновесие между поступлением химических элементов в воду и выведением их из нее. Промышленные, бытовые, сельскохозяйственные сточные воды, сбрасываемые в водные объекты, вносят большие изменения в их гидрохимический и биологический режим, изменяя качество воды (Унифицированные методы…, 1971). Поэтому в настоящее время одной из важнейших проблем, связанных с рациональным ведением водного хозяйства, является сохранение требуемого качества воды во всех водоисточниках.

Бассейн реки Зерафшан после Памира занимает второе место по количеству озер (Абороров, 2003). Общее количество озер Зерафшана достигает 60 и их общая площадь занимает 9,18 км^2. Всестороннее изучение озер Зерафшана имеет значительное социально-экономическое значение. Система наблюдений за загрязнением поверхностных вод осуществляется в местах, подверженных влиянию хозяйственной деятельности человека и в районах минимального загрязнения – фоновые наблюдения на территориях заповедников, парков, национальных парков.

Одним из важнейших рекреационных и туристических объектов в Республике Таджикистан является озеро Искандеркуль. Химический состав речных вод бассейна озера Искандеркуль определяется, с одной стороны, общностью основных метеорологических условий региона; с другой стороны – различием в геоморфологическом строении, составе слагающих пород, объеме и составе подземной составляющей стока, озерностью и заболоченностью отдельных частей бассейна, интенсивностью биохимических процессов выветривания пород и минерализации органического вещества. Вынос химических веществ в озеро с водой рек можно рассматривать как интегральный показатель природных условий и хозяйственной деятельности на водосборе.

Мониторинг качества вод водно-рекреационных объектов, выявление и своевременное их устранение представляют огромное значение для предотвращения факторов,

способствующих нарушению естественной динамики развития геоэкологических систем. Ныне наряду с природоохранными проблемами актуальной задачей по сохранению озера в натуральном виде является предотвращение загрязнения озера химическими элементами и соединениями. Однако, к настоящему моменту отсутствуют достоверные данные по гидрохимии вод не только озера Искандеркуль, но всей водной артерии бассейна реки Зерафшан (Норматов и др., 2016; Курбонов, Норматов, 2018; Курбонов, Норматов, 2016).

Исходя из вышесказанного, целью нашей работы было сравнение химического состава водных объектов бассейна озера Искандеркуль и некоторых средних притоков реки Зерафшан.

Место исследований. Объекты в основном расположены в ложбине юго-западной части Зеравшанского и на северных склонах Гиссарского хребтов, в долинах рек Магиян, Киштут (Шинг), Пасруд и в окрестности озера Искандеркуль. Озера ущелья Шинга имеют сложный химический состав, в них присутствуют ионы Cl, SO_4, CO_3, HCO_3, Ca, Na, K, Mg, а также водород и сероводород (Абороров, 2003).

Искандеркуль – самое популярное, уникальное, красивое и большое озеро Согдийской области Республики Таджикистан. Оно расположено в северо-западной части страны, в южной части области. Озеро находится на высоте 2195 м н.у.м., в глубину достигает 72 метров и имеет площадь 3,4 км^2.

Искандеркуль – озеро завального типа, т.е. образовавшееся в древней ледниковой долине в результате отложения морены и горного обвала (Унифицированные методы…, 1971). Оно имеет форму неправильного треугольника. Берега большей частью крутые, местами обрывистые; четыре террасы (на высотах 17, 35, 90 и 117 м н.у. озера) свидетельствуют о более высоком его уровне в прошлом.

Количество и состав веществ, поступающих с водосбора, является одним из главных факторов, влияющих на химический состав воды озера Искандеркуль. Основная роль в этом поступлении принадлежит рекам. В озеро впадают реки Саратог, Хазормеш, Кончоч, Арг, Парешон, Дукдон и Соминг, а также мелкие горные речки. Из озера вытекает река Искандердарья, которая через 30 км впадает в реку Фондарья – один из главных притоков реки Зерафшан.

Река Искандердарья, берущая начало из озера Искандеркуль, имеет долину 20 км, площадь ее бассейна достигает 950 км². Ширина реки в верхнем течении – 2,7 м, в нижнем течении – 5 м; глубина в верхнем течении – 1,8 м, в нижнем течении – 1,0 м, дно каменистое. Ее питание снеговое и ледниковое, среднемноголетний расход воды на выходе из озера равен 19 м³/с. Течет в общем северо-восточном направлении (на небольших участках в верховье – к востоку и северу), мутность воды – 16 г/м^3.

Для мониторинга метеорологических условий района окрестности озеро Искандеркуль на берегу озера располагается метеостанция Агентства по гидрометеорологии Республики Таджикистан (Норматов и др., 2016). Среднегодовые значения температуры воздуха повышаются с декады 1960-70 от 6,2 градусов до 7,2 градуса в декаду 2000-10; среднегодовые осадки остаются стабильными и составляют 310 мм. Характер изменения метеорологических условий является отражением тренда изменения температуры воздуха и атмосферных осадков лишь только окрестности озера Искандеркуль и не является общим по всему бассейну реки Зерафшан, т.к. бассейн реки Зерафшан имеет очень сложный рельеф и климат в каждом из ущелий и речных бассейнов имеет свою специфику (Абороров, 2003; Норматов и др., 2016).

Гидрохимия. Согласно классификации природных вод по выделению гидрохимических фаций Г.А. Максимовича (Курбонов, Норматов, 2018), Искандеркуль входит в зону горных территорий гидрокарбонатной гидрохимической формации с преобладанием гидрокарбонатно-кальциевых вод и в таблице выглядит следующим образом:

Формация	Гидрокарбонатная
Фация	$HCO_3^- – Ca^{3+} – SO_4^{2-}$
Минерализация, мг/л	80-200

Последние наблюдения на озере Искандеркуль проводились сотрудниками Агентства по гидрометеорологии Республики Таджикистан 4 раза в 2003 году (12.06; 20.07; 02.09 и

08.11). По показателю ИЗВ вода в озере относится ко II классу чистых вод. Результаты этих наблюдений представлены в табл. 1 (Норматов и др., 2016).

Таблица 1. Характеристика загрязненности поверхностных вод на территории озера Искандеркуля за период 2003 г. (данные приведены в мг/л)

Дата	Прозрач.	Нитриты	Нитраты	Кремний	Железо	HCO_3	Хлориды	Сульфаты	Кальций	Магний	СПАВ
12.06	>23	-	2,8	5,8	0,42	156,4	47,65	3,9	29,7	129,0	0,18
20.07	>23	0,001	2,1	0,7	0,05	108,0	18,0	-	15,0	10,6	0,22
02.09	>23	0,007	3,2	1,48	0,06	72,0	3,5	-	16,8	26,7	0,08
08.11	>23	0,015	3,1	1,3	0,05	17,0	3,2	-	-	25	-
Ср. за год	>23	0,009	2,85	2,73	0,17	87,8	20,5	39,0	22,8	57,55	0,16
ПДК	-	**3,0**	**45**	**10,0**	**0,3**	-	**0,07**	**500**	-	-	**0,35**
Дата	**Na + K**	**Минер-я**	**Фосфор**	**Фосфор общий**	**pH**	**Общая жесткость**	**Хром**	**Фториды**	**Цинк**	**Бихромат. окисляем.**	**Медь**
12.06	-	413,9	0,02	0,21	7,9	1,54	0,030	0,14	0,19	8,2	0,16
20.07	20,75	173,3	0,01	0,03	6,95	1,61	0,022	0,02	0,17	-	0,05
02.09	-	-	0,04	0,02	7,45	1,9	0,010	0,17	-	18,5	0,03
08.11	-	-	-	0,02	8,5	-	0,009	-	-	16,0	0,03
Ср. за год	20,75	293,6	0,02	0,08	7,9	1,6	0,018	0,12	0,18	14,2	0,07
ПДК	-	**1000**	**0,1**	**0,1**	**6-9**	**7,0**	**0,5**	**1,5**	**5,0**	**4,7**	**1,0**

Материал и методы. Для мониторинга и оценки загрязненности воды озера Искандеркуль провели несколько отборов проб воды в устье реки Саратаг и самой озерной воды озера в июне, июле и августе 2017 года. Далее их будем сравнивать с химическими показателями воды других водных объектов бассейна реки Зерафшан, таких как Фандарья, Ягноб, Киштут, Сангистон, Шаватк, Гузари Бод, Томин, Оби Токман, Вашан и Джума. На рис. 1 показано расположение сопоставимых водных объектов в бассейнах озера Искандеркуль и реки Зерафшан.

Мониторинг качества поверхностных вод (рек, озер, водохранилищ) проводится на гидрохимической сети по правилам, устанавливающим единые требования к организации и проведению наблюдений и обработки получаемых данных (Унифицированные методы…, 1971).

Результаты. Поскольку верховья бассейна реки Зерафшан, особенно Фанских гор, где находится бассейн озера Искандеркуль, имеют сложный, горно-ущельный и высокогорный рельеф и возделывание земли ограничено, сельскохозяйственный сектор слабо развит (Абороров, 2003). Поэтому гидрохимия водных ресурсов этого бассейна тесно связана с минералогией горных пород водозаборной площади, а химический состав водных объектов в бассейне реки Зерафшан очень различен. Для подтверждения этого в таб. 2 приведены измеренные параметры воды в бассейне Зерафшана.



Рис. 1. Схема расположения водных объектов бассейнах озера Искандеркуль и реки Зерафшан.

Таблица 2. Параметры воды в бассейне реки Зерафшан.

Дата, время	Название	t, °C	pH	σ*	ppm	мг/л						
						O_2	NO_3	NO_2	PO_4	NH_4	Pb	Zn
08.05.2017 – 18:00	Озеро Змеи	12,6	8,5	263	132	10,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
09.05.2017 – 10:20	Искандердарья	12,1	8,6	189	94	10,5	17,5	0,0	10,0	0,0	0,0	0,0
09.05.2017 – 11:50	Ягноб	13,6	8,5	209	105	6,0	5,0	0,0	250	0,0	0,0	0,0
09.05.2017 – 12:50	Фандарья	14,8	8,4	208	102	6,0	0,0	0,0	225	0,0	0,0	0,0
10.05.2017 – 10:00	Шаватк	9,7	8,5	163	80	7,0	10,0	0,0	25,0	0,0	0,0	0,0
10.05.2017 – 13:35	Гузари Бод	14,2	8,4	212	107	3,0	10,0	0,0	50,0	0,0	0,0	0,0
10.05.2017 – 14:10	Томин	11,7	8,4	201	100	5,0	10,0	0,0	25,0	0,0	0,0	0,0
10.05.2017 – 14:45	Сангистон	16,0	8,3	209	103	5,0	10,0	0,0	100	0,0	0,0	0,0
10.05.2017 – 18:45	Оби Токмат	13,5	8,4	272	134	6,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
11.05.2017 – 11:30	Вашан	14,2	8,3	450	226	4,0	10,0	0,0	75,0	0,0	0,0	0,0
11.05.2017 – 12:30	Киштут	22,0	8,5	320	160	6,0	10,0	0,0	375	0,0	0,0	0,0
12.05.2017 – 18:00	Джума	26,4	8,4	958	479	7,0	25,0	0,0	25,0	0,0	0,0	0,0

*σ – электропроводимость

Вода озера Искандаркуль мало минерализована, кислородный режим удовлетворительный, процент насыщения изменяется в пределах 51-83%. Содержание

органического вещества менее 2,4 мг/л. Содержание биогенных и других компонентов незначительно. Результаты анализа проб воды в наиболее важных пунктах показаны на рис. 2 и 3.

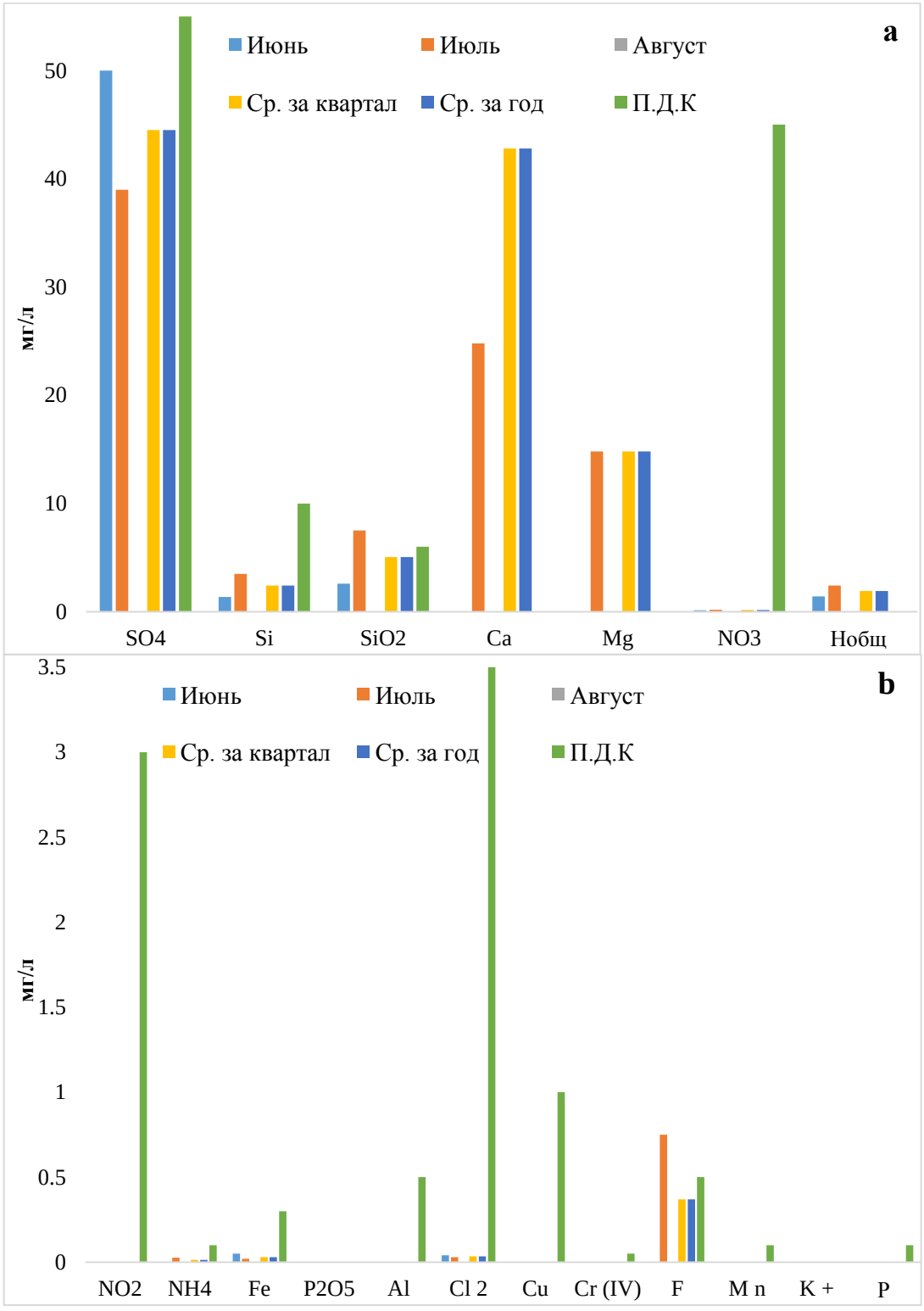


Рис. 2. Характеристика загрязненности воды в устье р. Саратаг за период 2017 г. ПДК для питьевой воды. (ГОСТ 2674-82 «Питьевая вода»).

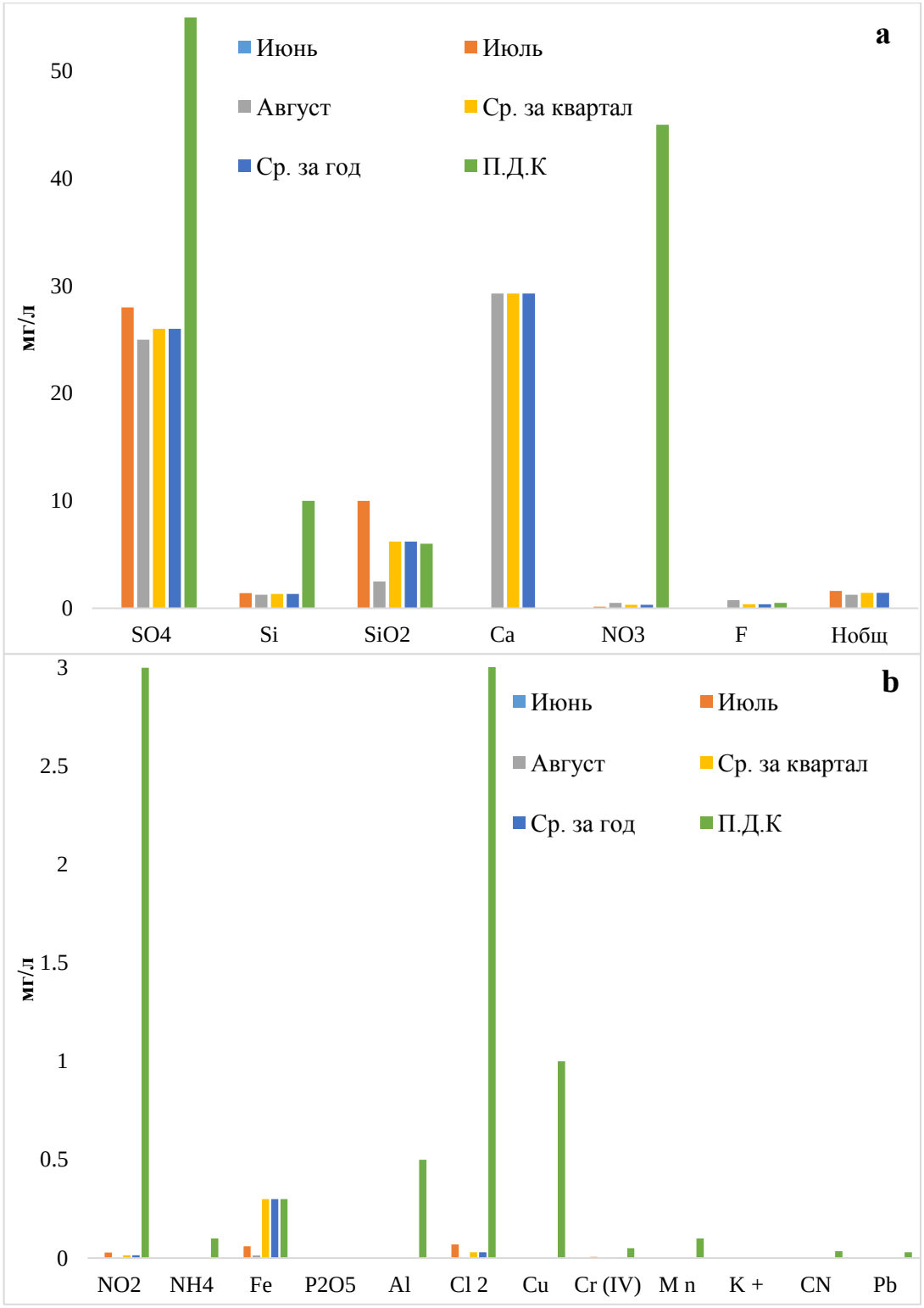


Рис. 3. Характеристика загрязненности воды озера Искандеркуль за период 2017 г. ПДК для питьевой воды. (ГОСТ 2674-82 «Питьевая вода»)

Приведённые результаты на рис. 2 и 3, показывают, что определенные компоненты как в устье реке Саратаг (рис. 2), так и в озере Искандеркуле (рис. 3), отличаются друг от друга незначительно, т.е. изменились очень мало.

Согласно результатам анализа, приведенным на рис. 2 и 3, можно сказать, что вода до озера т.е. в устье реки Саратаг по сравнению с водой озера является более мутной. Незначительно колеблется показатель количества содержащихся в воде растворенных веществ, т.е. общая минерализация (на устье реки Саратаг, сред. за год 204,5 мг/л и для воды озера Искандеркуль – 161 мг/л соответственно). Наибольший вклад в общую минерализацию

воды вносят распространенные неорганические соли (хлориды, сульфаты кальция, магния, калия и натрия), а также небольшое количество органических веществ.

Обсуждение результатов. Согласно полученным данным, наименьшая мутность воды в озере наблюдается зимой, наибольшая – весной в период паводков и летом, в период дождей и развития плавающих микроорганизмов и водорослей. Помимо тонкодисперсных взвесей, поставляемых с окружающих склонов, мутность воды может быть вызвана самыми разнообразными причинами: присутствием карбонатов, гидроксидов алюминия, высокомолекулярных органических примесей гумусового происхождения, появлением фито- и изопланктона, а также окислением соединений железа и марганца кислородом воздуха.

Жесткость воды в изученных объектах формируется в результате растворения горных пород, содержащих кальций и магний. Согласно полученным данным, общая жесткость воды озера Искандеркуль составляет 1,6 мг/л ср. в году и соответствует требованиям норматива качества питьевой воды СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода централизованных систем водоснабжения» (Требования к качеству питьевой воды, 2001).

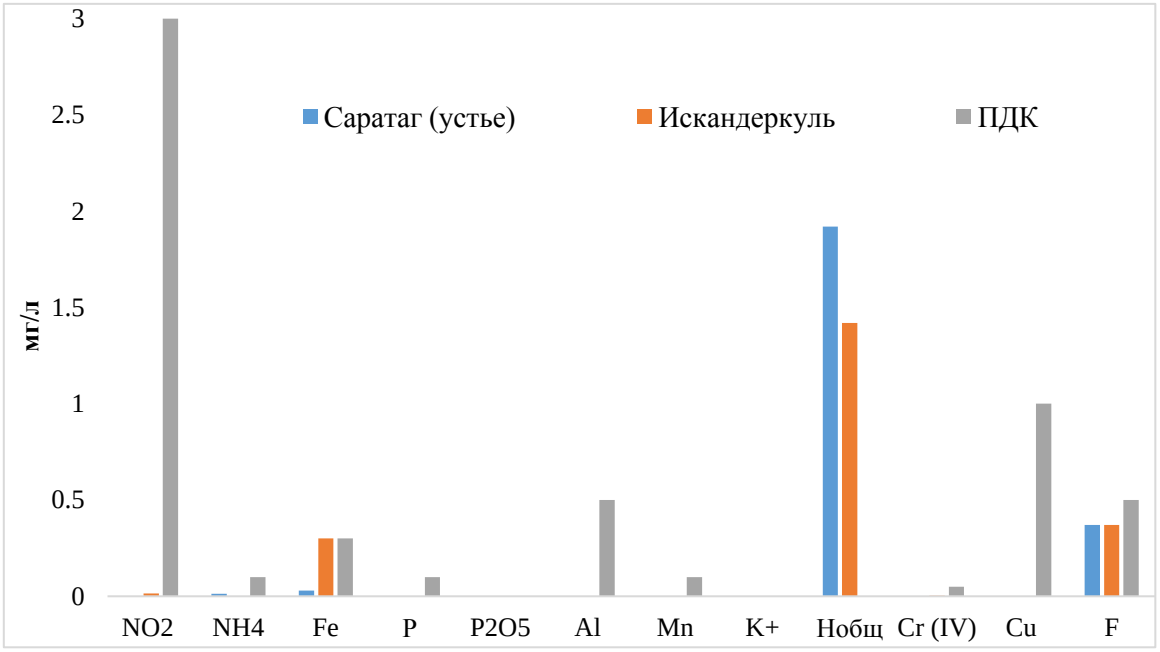


Рис. 4. Сравнение среднегодовой загрязненности воды реки Саратаг и озера Искандеркуль с ПДК для питьевой воды (ГОСТ 2674-82 «Питьевая вода»).

Как видно из рис. 4, содержание алюминия, железа, кремния, марганца, меди, нитратов, нитриторв, сульфатов, сурьмы, фосфатов, фтора, хлоридов, хрома и других неорганических веществ в воде устья р. Саратаг и озера Искандеркуль гораздо ниже установленной для них ПДК. Из сравнения с ПДК следует, что вода реки Зерафшан и ее притоков, озера Искандеркуль и впадающих в него рек не по всем показателям соответствуют требованиям государственного стандарта ГОСТ 2674-82 «Питьевая вода» (ГОСТ 2874-82. Вода питьевая…, 1978). В озере отсутствует организованный сброс загрязняющих веществ.

Выводы. Оценка качества водных объектов является важнейшим этапом по развитию рекреационных возможностей территории Зерафшана. Точное знание о состоянии вод позволяет эффективно планировать обеспечение отдыхающих качественной питьевой водой. В результате работы установлены следующие факты:

1. Вода озера Искандеркуль и впадающих в него рек по содержанию нитратов, кальция и сульфатов не соответствуют требованиям государственного стандарта (ГОСТ 2674-82 «Питьевая вода»).

2. Вода озера Искандеркуль по растворенным кислороду, меди, цинку, свинцу и железу не удовлетворяет требованиям, предъявляемым к воде для рыбоводства.

3. Наименьшая мутность воды на озере наблюдается зимой, наибольшая – весной в период паводков и летом, в период дождей и развития плавающих микроорганизмов и водорослей.

4. Основными причинами загрязнения воды в регионе являются такие природные явления, как наводнения, сходы лавин и селей, растворение горных пород.

Список литературы

1. Абороров Х. Таджикистан – край уникальных озер. – Душанбе, 2003. – 197 с. (на тадж. яз.).
2. ГОСТ 2874-82 Вода питьевая. Гигиенические требования и контроль за качеством // URL: https://znaytovar.ru/gost/2/GOST_287482_Voda_pitevaya_Gigi.html.
3. Курбонов Н.Б., Норматов П.И. Гидрохимические исследования сезонных снегов на ледниках верховья Зерафшанская долина и качество вод реки Зерафшан // Материалы респуб. научно-теорет. конф. профессорско-преподавательского состава и сотрудников ТНУ, посвященной «25-летию Государственной независимости Республики Таджикистан». – Душанбе, 18-23 апреля 2016 г. – С.71-72.
4. Курбонов Н.Б., Норматов И.Ш. Гидрохимия и исследования изотопного состава реки Зерафшан и ее притоков // Материалы XXIX молод. науч. школы-конф. «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии», посвященной памяти член-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова. – Петрозаводск, Россия, 1-5 октября 2018 г. – С.106-111.
5. Норматов П.И., Курбонов Н.Б. и др. Метеорологические особенности и гидрохимия озера Искандеркуль и впадающих рек // Ученые записки РГГМУ. – №45. – 2016. – С.13-19.
6. Требования к качеству питьевой воды (СанПин 2.1.4.1074-01) // URL: http://water2you.ru/n-docs/pdk_sanpin/.
7. Унифицированные методы анализа вод / Под. ред. Ю.Ю. Лурье. – М.: Химия, 1971. – 375 с.

Ассоциация аваруита, пентландита и минералов платиновой группы в дунитах концентрически-зональных массивов Корякии

Кутырев А.В.[1], Сидоров Е.Г.[1], Каменецкий В.С.[1,2], Сандимирова Е.И.[1], Чубаров В.М.[1]

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН anton.v.kutyrev@gmail.com

[2] Университет Тасмании, Австралия

Введение. Акцессорные минералы никеля, железа и кобальта известны в ультраосновных массивах всего мира (Новгородова, 1973; Сидоров и др., 2012; Britten, 2017). Наиболее распространены среди низ аваруит Ni_3Fe и вайрауит FeCo. По существующим представлениям, подобные минералы образуются при температуре менее 520 °C в восстановительных условиях, достигающихся при серпентинизации оливина (Сандимирова и др., 2018). Существует два механизма образования аваурита. Первый механизм подразумевает освобождение Ni при десульфуризации пентландита, второй – освобождение Ni при серпентинизации оливина (Sciortino et al., 2015; Сандимирова и др., 2015).

На настоящий момент, известны единичные работы, в которых показаны примеры связи аваруитовой и платинометалльной минерализации. В частности, описаны находки иридистого аваруита (Ahmed, 1981), аваруита, содержащего включения звягинцевита Pd_3Pb и фрудита $PdBi_2$ (Nazimova et al., 2011), и срастания аваруита и вайрауита с изоферроплатиной Pt_3Fe, сперрилитом $PtAs_2$ и другими минералами платиновой группы (МПГ) (Сидоров и др., 2012). В настоящей работе представлены новые данные о срастаниях аваруита и минералов платиновой группы (МПГ) в гипербазитовых массивах Камчатки, а также – полученные методом LA-ICP-MS сведения о содержании элементов платиновой группы (ЭПГ) в аваруите и пентландите.

Геологическое положение объектов исследования. В Корякско-Камчатском регионе встречаются гипербазитовые массивы нескольких типов: дунит-гарцбургитовые, относящихся к офиолитовым комплексам, норит-кортландитовые, и дунит-клинопироксенит-габбровые (урало-аляскинский тип). Последние слагают пояс протяжённостью около 1300 км, начинающийся в южной части Корякского нагорья и тянущийся до центральной части Срединного хребта (Batanova, Astrakhantsev, 1992; Вильданова и др., 2002). Объектами исследования в настоящей работе являются массивы Матыскен и Гальмоэнан.

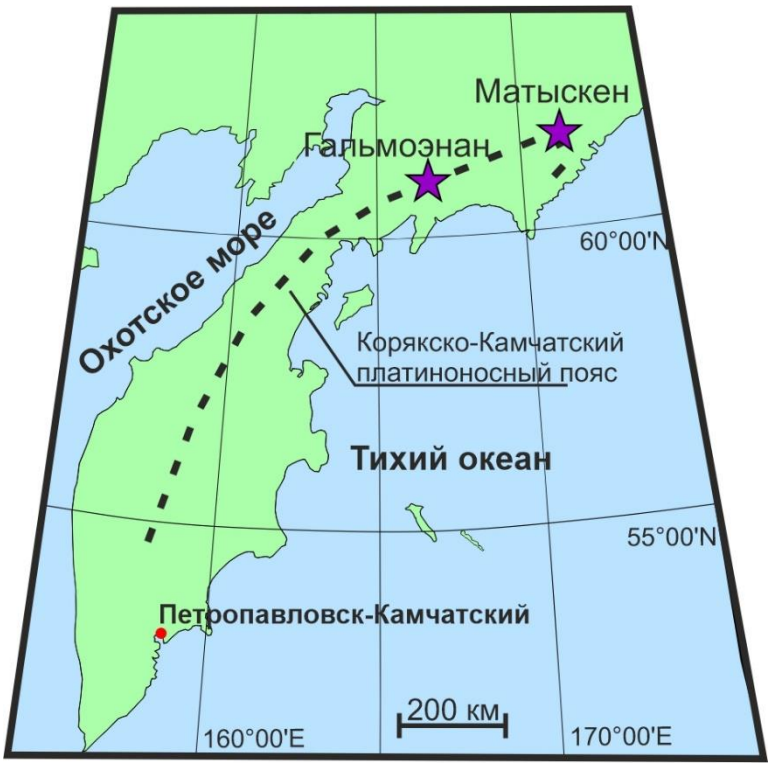


Рис. 1. Положение Корякско-Камчатского платиноносного пояса, массивов Гальмоэнан и Матыскен.

Аваруит из россыпей. Аваруит является обычным минералом в россыпном проявлении реки Матыскен (приурочена к одноимённому массиву) и россыпях реки Левтыринваям и ручья Ледяного (Гальмоэнанский массив). Аваруит представлен зёрнами, размер которых, как правило, не превышает 1 мм. Зёрна аваруита обычно окатанные, хотя отмечаются и идиоморфные кубические кристаллы и их сростки. Во многих случаях, он находится в срастании с вайрауитом, пентландитом и магнетитом; также отмечается серпентин. В реке Матыскен обнаружено зерно аваруита с примазкой минерала, содержащего Pd и Sn.

Аваруит из коренных проявлений. Аваруит, как правило, приурочен к тонким серпентиновым прожилкам, рассекающим относительно свежий, не подвергнутый массивной серпентинизации дунит. В подавляющем большинстве случаев, аваруит образует каймы вокруг пентландита (рис. 2б, е), несколько реже – идиоморфные метакристаллы в нём. Пентландит нередко образует срастания с изоферроплатиной (рис. 2а, в). При этом, изоферроплатина может замещаться туламинитом и тетраферроплатиной, а пентландит – аваруитом. На рисунке 2в показано такое срастание, в котором пентландит замещается аваруитом, но близ контакта с изоферроплатиной кайма представлена уже неназванным соединением Cu_4Pt. Подобные взаимоотношения являются свидетельством одновременного образования туламинита, Cu_4Pt и пентландита. Также, аваруит и пентландит встречены в ассоциации ирарситом IrAsS, ферроникельплатиной Pt_2FeNi и геверситом $PtSb_2$ (рис. 2б, г е). В одном из серпентиновых прожилков также обнаружено срастание сфалерита с неназванным Cu-Pt минералом.

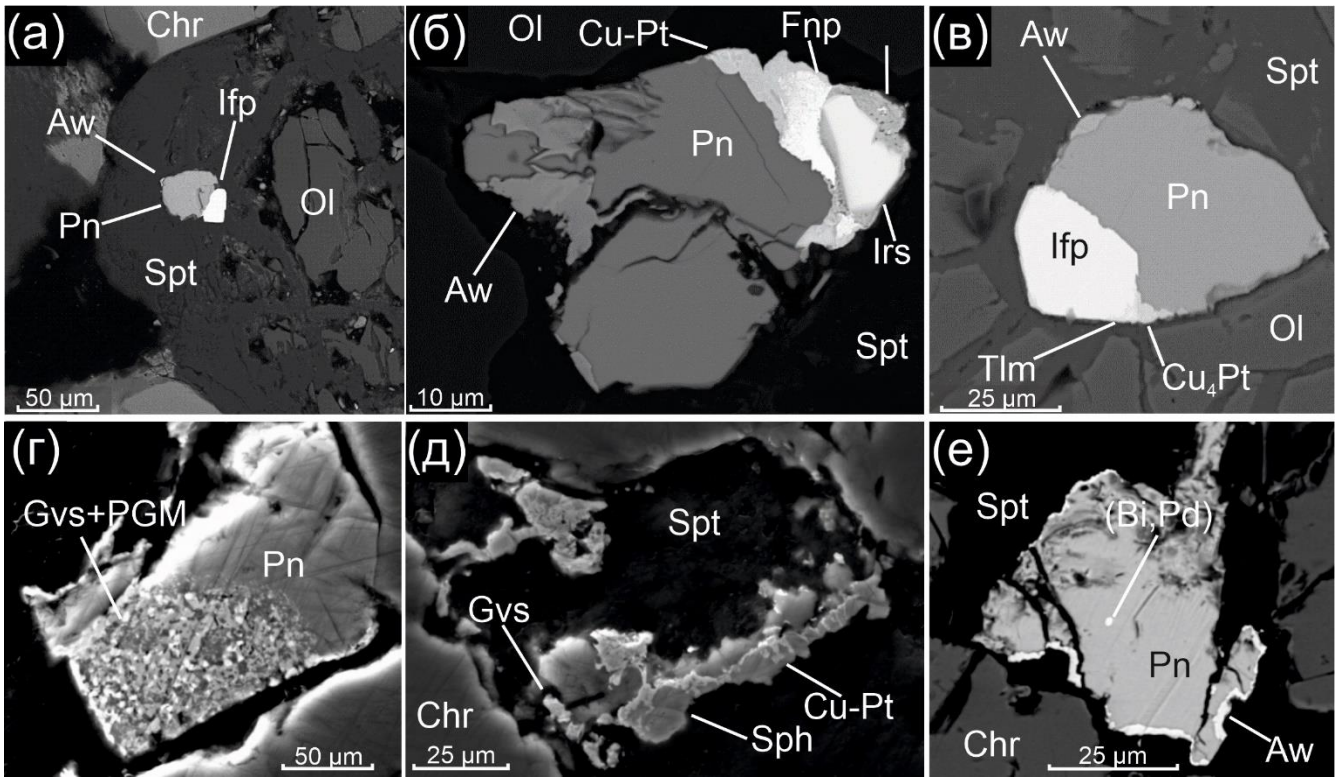


Рис. 2. Парагенезисы минералов платиновой группы, сульфидов и аваруита из серпентиновых прожилков в дуните Матыскенского массива. Сокращённые названия минералов: Chr – хромшпинелид, Aw – аваруит, Ol – оливин, Spt – серпентин, Pn – пентландит, Ifp – изоферроплатина, Cu-Pt – неназванное соединение, Irs – ирарсит, Fnp –ферроникельплатина, Gvs – геверсит, Sph – сфалерит, (Bi,Pd) – неустановленный минерал. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Содержание элементов платиновой группы в аваруите и пентландите. LA-ICP-MS анализ зёрен из россыпей, приуроченных к Гальмоэнанскому массиву выявил микропримеси Cu, Pb, Zn и Cu. В многих зёрнах пентландита была обнаружена примесь Os, образующая резкие пики на временных спектрах, свидетельствующие о микровключениях минералов, содержащих Os. Такие пики сопровождаются пиками S, что говорит о том, что Os находится в составе сульфидного соединения (эрликманит OsS_2). Кроме того, в одном из анализов пентландита, Os распределён равномерно, что говорит либо о его вхождении в структуру

сульфида, либо о присутствии в виде мелких (>10-20 нм) равномерно распределённых включений самостоятельных минералов. Содержание Os в этом случае достигает 538 г/т, Pd – 1.3 г/т, остальных ЭПГ суммарно – менее 0.05 г/т.

При анализе аваруита были обнаружены пики Os, лишённые параллельного пика по S. Вероятно, в данном случае имеют место микровключения самородного осмия. Также, в некоторых зёрнах аваруита была обнаружена равномерно распределённая примесь ЭПГ (рис. 3). В случае срастания зёрен аваруита и вайрауита, примесь ЭПГ обнаруживалась только в первом из них.

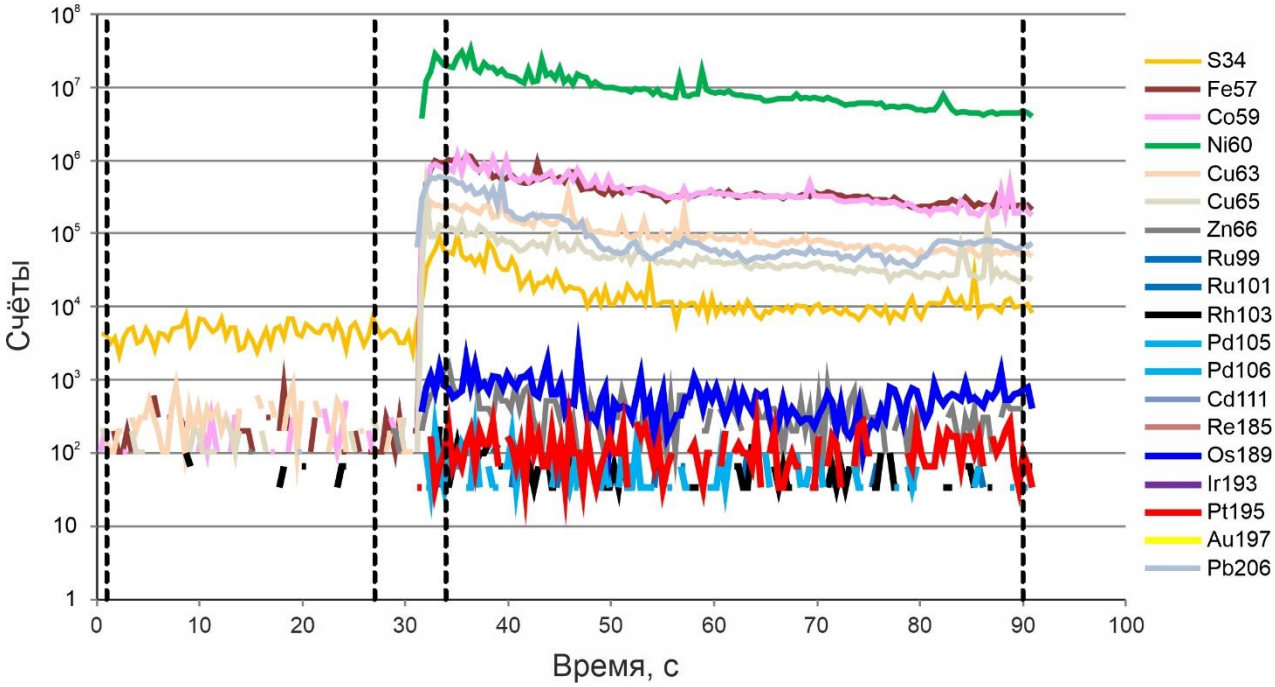


Рис. 3. Пример временного спектра LA-ICP-MS для аваруита из россыпи ручья Ледяной. Содержание ЭПГ по результату данного анализа (г/т): 0.13 Ru, 0.07 Rh, 0.84 Pd, 13.01 Os, 1.42 Pt. Анализы выполнены в CODES, Университет Тасмании (Австралия).

Выводы.

1) Аваруит, туламинит, ферроникельплатина и неназванные Cu-Pt соединения образовывались в ходе единого акта минерализации.

2) Аваруит может выступать концентратором Os, Pt и Pd.

3) В случае сонахождения аваруита и вайрауита, примесь ЭПГ отмечается только в аваруите.

4) Os может концентрироваться в относительно низкотемпературных условиях – при серпентинизации оливина и образовании аваруита (< 520 °C), как входя в состав последнего, так и образуя самостоятельные самородные фазы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 20-05-00290 А.

Список литературы

1. Вильданова Е.Ю, Зайцев В.П., Кравченко Л.И. Ланда Э.А. и др. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2002. 383 с.
2. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 288 с.
3. Сандимирова Е.И., Сидоров Е.Г., Чубаров В.М. Акцессорные минералы железа и никеля гипербазитового массива горы Попутной (Восточная Камчатка) // Записки Российского минералогического общества. 2015. Т. 144. №2. С. 71-82.
4. Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012. 288 с.
5. Сидоров Е.Г., Сандимирова Е.И., Чубаров В.М., Ананьев В.В. Акцессорные минералы базит-гипербазитового массива Гальмоэнан (Корякское нагорье, Камчатка) // Записки Российского минералогического общества. 2018. Т.147. №2. С.44-66.

6. Ahmed Z., Bevan J.C. Awaruite, iridian awaruite, and a new Ru-Os-Ir-Ni-Fe alloy from the Sakhakot-Qila Complex, Malakand-Agency, Pakistan // Mineralogical Magazine. 1981. V. 44. №334. P. 225-230.
7. Batanova V.G., Astrakhantsev O.V. Tectonic position and origins of the zoned mafic-ultramafic plutons in the northern Olyutor zone, Koryak Highlands // Geotectonics, 1992. V. 26. №2. P. 153-165.
8. Britten R. Regional metallogeny and genesis of a new deposit type-disseminated awaruite (Ni3Fe) mineralization hosted in the cache creek terrane // Economic Geology. 2017. V. 112. P. 517-550.
9. Nazimova Y.V., Zaytsev V.P., Petrov S.V. The Galmoenan massif, Kamchatka, Russia: geology, PGE mineralization, applied mineralogy and beneficiation // Canadian Mineralogist. 2011. V. 49. P. 1433-1453.
10. Sciortino M., Mungall J.E., Muinonen J. Generation of High-Ni sulfide and alloy phases during serpentinization of dunite in the dumont sill, Quebec // Economic Geology. 2015. V. 110. P. 733-761.

Общие закономерности редкоэлементного состава циркона из щелочных пород

Левашова Е.В.[1], Левашов Д.С.[2]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, levashova.kateryna@yandex.ru

[2]Санкт-Петербургский горный университет

Обобщенные данные по составу циркона используются для выявления геохимических критериев, которые позволяют делать выводы о генезисе исследуемых объектов, а также позволяют использовать циркон как индикаторный минерал при поисках и разведке полезных ископаемых. В пределах Украинского щита (УЩ) широко известны богатые Zr, REE и Y сиенитовые массивы Азовский, Ястребецкий, Октябрьский, Южно-Кальчикский и другие. Пержанский массив щелочных и субщелочных гранитоидов широко известен как комплексное редкометалльное месторождение. В России к разряду уникальных относится Катугинский массив щелочных гранитов, связанных с одноименным редкометалльным месторождением. Характерной чертой циркона из массивов УЩ является наличие светлых в BSE центральных участков и темных, аномально обогащенных редкими элементами, краевых зон (Левашова и др., 2016).

Цель работы состоит в выявлении особенностей редкоэлементного состава циркона из щелочных пород путем обобщения данных по циркону из исследуемых массивов с REE-минерализацией (Азовский, Ястребецкий, Октябрьский, Пержанский, Катугинский) и из различных объектов (по литературным данным). Для этого был составлен банк данных (общее количество 250 анализов из 13 различных объектов) по содержанию редких и редкоземельных элементов в цирконе из различных типов рудоносных и безрудных щелочных пород (сиениты, карбонатиты, щелочные пегматиты, лампроиты). Все аналитические данные получены в одной и той же лаборатории (ионный микрозонд Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) и выполнены согласно единой методике (по стандартной методике SIMS (Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008). При анализе обобщенных данных по составу циркона в качестве оценки среднего использовано медианное значение, наиболее полно учитывающее неопределенный или логнормальный характер распределения редких элементов в цирконе для выборки по всем объектам (Скублов и др., 2012).

Сопоставление особенностей распределения редких элементов в цирконе из рассматриваемых массивов и циркона из щелочных пород (по литературным данным) демонстрирует единый тренд распределения REE и других примесных элементов в них, за исключением карбонатитов. Циркон из щелочных пород по содержанию неформульных элементов разделяется на две группы: на основную группу, в которую входит подавляющее количество анализов, и на небольшую группу, к которой принадлежат краевые зоны циркона из Ястребецкого, Азовского и Пержанского массивов УЩ.

К основной группе **о**тносится циркон из щелочных пегматитов Ильменогорского (Скублов и др., 2016) и Ловозерского массивов (неопубликованные данные С.Г. Скублова); из сиенитов массивов Сахарйок (Ветрин, Скублов, 2015), Карасуг (Южная Сибирь) (Гусев и др., 2018), а также из сиенитов Алданского массива (Шатова и др., 2017); из лампроитов Панозерского комплекса (Скублов и др., 2009). В эту же группу попадает циркон из мариуполитов Октябрьского массива (УЩ) и щелочных гранитов Катугинского месторождения. Циркон данной группы характеризуется повышенным содержанием REE, наибольшая выборка циркона попадает в диапазон 100-4000 ppm, из которых 100-3000 ppm составляют HREE, содержание LREE не превышает 500 ppm, содержание Y для большинства циркона составляет 100-10000 ppm, Hf – 4000-11000, Nb – 10-500, U – 10-1100, Th – до 500, Ca – до 300, Ti – до 30 ppm. Несколько выделяется лишь циркон из мариуполитов Октябрьского массива, характеризуясь низким содержанием U, и циркон из щелочных гранитов Катугинского месторождения с более низким уровнем содержания LREE.

Принципиально иные тенденции к накоплению примесных элементов свойственны циркону из карбонатитов Тикшеозерского (Франц и др., 2013) и Ковдорского массивов (неопубликованные данные С.Г. Скублова), в них преобладают LREE в суммарном числе REE, отмечается повышенное содержание Nb, низкое – Hf, крайне низкое – U.

Центральные области циркона из массивов УЩ с редкоземельной минерализацией по составу редких элементов в целом аналогичны составу циркона из других рудных объектов (Катугинское месторождение, рудопроявление Сахарйок (Ветрин, Скублов, 2015), выделяясь лишь существенно большим содержанием Y (табл. 1), содержание в нем остальных элементов сопоставимо. При сравнении циркона из рудоносных массивов УЩ с безрудными массивами (по литературным данным) отмечается незначительное превышение по содержанию Y и HREE при почти одинаковых показателях среднего содержания других элементов (табл. 1). Исключение составляют U и Th, которых в цирконе из объектов УЩ вдвое меньше, чем в цирконе из безрудных пород иных объектов.

Таблица 1. Среднее (медианное) значение и диапазон содержания примесных элементов в цирконе из щелочных пород исследуемых массивов и по литературным данным.

ppm	Темные краевые зоны циркона из Ястребецкого, Азовского и Пержанского массивов (n=32)	Центральные области циркона из объектов УЩ (n=50)	Циркон из рудных (REE) щелочных пород, в том числе из литературных источников (n=55)	Циркон из безрудных щелочных пород из литературных источников (n=113)
LREE	**2100** (340-29300)	**50** (4-1800)	**15** (0.7-270)	**40** (1-3800)
HREE	**7700** (440-35000)	**1400** (130-8400)	**1050** (150-6600)	**420** (94-4500)
Y	**14000** (6700-81500)	**1600** (100-25500)	**650** (80-6000)	**570** (81-6200)
Nb	**800** (35-10400)	**50** (6-900)	**50** (6-530)	**45** (6-840)
Th	**1100** (30-8200)	**120** (5-3200)	**70** (5-1200)	**180** (11-6700)
U	**2800** (70-7400)	**60** (2-4200)	**150** (7-2100)	**170** (11-9600)
Ca	**4900** (14-17100)	**35** (4-1500)	**10** (0.1-380)	**29** (1-1800)
Ti	**90** (1-1250)	**4** (0.6-160)	**2** (0.1-90)	**7** (0.7-4000)
P	**370** (5-3200)	**60** (0.2-500)	**100** (5-750)	**80** (1-3000)
Hf	**10600** (6100-23600)	**7300** (5700-30100)	**7800** (4300-20100)	**7000** (3000-10200)

Ко второй группе относятся темные в BSE краевые зоны циркона из щелочных пород Ястребецкого, Азовского и Пержанского массивов (УЩ), связанных с редкоземельной минерализацией. Они выделяются резким увеличением в составе уровня содержания всех редких элементов относительно циркона основной группы (табл. 1). Наибольшая выборка циркона в отношении содержания REE попадает в диапазон 500-10000 ppm – для LREE и 400-13000 ppm – для HREE, содержание Y преимущественно составляет 10000-100000 ppm, Hf – 7000-11000, Nb –500-10000, U –1100-10000, Th –500-10000, Ca –3000-11000, Ti – 50-1000 ppm. Стоит отметить, что данный циркон по диапазону содержания редких элементов больше отвечает циркону из рудных пород, подвергшихся интенсивному флюидному воздействию, что обусловлено его кристаллизацией на заключительном этапе дифференциации массивов из остаточных расплавов с возросшей ролью флюидов (Левашова и др., 2016). Среди циркона второй группы, представленной краевыми зонами, контрастно выделяется циркон из

Ястребецкого массива, диапазон содержания примесных элементов в котором значительно превышает их уровень в цирконе из других исследуемых объектов УЩ. В нем наблюдается наивысшее среди приведенных данных содержание Y, U (в среднем 18700, 3100 ppm, соответственно), в два раза больше – REE, Ca, в три раза больше – Nb.

Таким образом, проведенный статистический анализ состава циркона из щелочных пород с редкоземельной минерализацией на УЩ в сравнении с цирконом из щелочных пород различных объектов позволяет сформулировать следующие **выводы:**

1. Наличие редкоземельной минерализации в массивах щелочных пород не обязательно приводит к высокому содержанию этих элементов в цирконе. Циркон, кристаллизовавшийся из рудных щелочных расплавов, как правило, имеет такой же диапазон содержания редких элементов, как и циркон из безрудных щелочных пород.

2. В целом циркон из щелочных пород имеет схожий состав в отношении примесей, характеризуясь часто высоким уровнем содержания Y, Nb, REE, пониженным содержанием Hf относительно циркона из других типов магматических пород. Исключение составляет циркон из карбонатитов, в котором наблюдается сравнительно больший вклад LREE в суммарное количество REE, большее содержание Nb и существенно меньшее – Hf и особенно U. Состав циркона из рудоносных пород массивов УЩ в целом соответствует уровню их содержания в цирконе из безрудных щелочных пород.

3. Резким увеличением содержания редких и редкоземельных элементов отличаются темные в режиме BSE краевые зоны циркона из Ястребецкого, Азовского и Пержанского массивов (УЩ), кристаллизовавшиеся в процессе магматической дифференциации из остаточного водонасыщенного расплава, обогащенного несовместимыми и летучими элементами. Наибольшее содержание несовместимых элементов наблюдается в темных краевых зонах циркона из Ястребецкого массива, что можно объяснить его наибольшей степенью диффренцированности пород массива (Кривдик, 2002; Дубина, Кривдік, 2012, 2013; Шеремет и др., 2012) и большей степенью водонасыщенности остаточного расплава, обогащенного редкими элементами.

Список литературы

1. Ветрин В.Р., Скублов С.Г. Состав редких элементов в цирконе различных генетических типов сиенитов массива Сахарйок, Кольский полуостров // Записки РМО. 2015. №. 3. С. 1-13
2. Гусев Н.И., Скублов С.Г., Сергеева Л.Ю. Кварцевые сиениты Карасугского Fe-F-REE месторождения (Тува): U-Pb возраст и геохимия циркона // Geology, Mmagmatism and Metallogeny of Central Asia. 2018: Ore-Magmatic System of the Sangilen (Alkaline Intrusives, Carbonatites). – С. 32-39.
3. Дубина О., Кривдік С. Типохімізм циркону з лужних порід Українського щита // Мінералогічний збірник. 2012. № 62. Вип. 1. С. 176-182.
4. Дубина О.В., Кривдік С.Г. Геохимия рідкіснометалевих сієнітів Українського щита // Мінералогічний журнал (України). 2013. Т. 35. № 3. С. 61-72.
5. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ли С.-Х., Кривдик С.Г., Возняк Д.К., Кульчицкая А.А., Алексеев В.И. Геохимия и U-Pb возраст циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 56. № 3. С. 267-291.
6. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. №. 5. С. 470-470.
7. Скублов С.Г, Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембицкая И.М., Толмачева Е.В. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса центральной Карелии // Геохимия. 2009. №. 9. С. 958-971.
8. Скублов С.Г., Попов В.А, Мельник А.Е. Секториальная и ростовая зональность (REE, TE) циркона из полевошпатовых пегматитов (Ильменские горы, Южный Урал) // 2016. С.86-88.
9. Шатова Н.В., Скублов С.Г., Мельник А.Е., Шатов В.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Сергеев С.А. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона // Региональная геология и металлогения. 2017. №. 69. С. 33-48.
10. Шеремет Е.М., Мельников В.С., Стрекозов С.Н., Козар Н.А., Возняк Д.К., Кульчицкая А.А., Кривдик С.Г., Бородыня Б.В., Волкова Т.П., Седова Е.В., Омельченко А.А., Николаев И.Ю., Николаев Ю.И., Сетая Л.Д., Агаркова Н.Г., Гречановская Е.Е., Фощий Н.В., Екатериненко В.Н. Азовское редкоземельное

месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, проблемы эксплуатации). – Донецк: «Ноулидж», 2012. 374 с.

11. Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980-997.
12. Франтц Н.А., Скублов С.Г., Родионов Н.В., Лохов К.И. Минералы циркония в карбонатитах Тикшеозерского массива (Северная Карелия) // XXX Международная конференция «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма» Школа «Щелочной магматизм Земли». Москва, 16-17 сентября 2013. М.: ГЕОХИ РАН, 2013. С. 25.
13. Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1991. V. 55. P. 3287-3302.

Физико-химические особенности свалочного грунта мусороперерабатывающего комбината

Леманова Т.В.[1], Панова Е.Г.[1], Тихомирова И.Ю.[2]

[1]Институт наук о Земле СПбГУ lemanova.tanya@gmail.com

[2]Педагогический университет им. А. Герцена

В настоящее время возникают эколого-геохимические и санитарно-экологические проблемы вследствие складирования больших объемом бытовых отходов, которые накапливаются без разделения на компоненты.

На сегодняшний день основная технология обезвреживания органической части отходов на заводах по переработке мусора – это технология аэробного биотермического компостирования (Вихровская, 2014). Некомпостирумая фракция (пластмасса, резина, камни и др.) составляющая основную часть балласта, в естественных условиях со временем становится более плотным, в нём проявляются признаки почвообразования. Компоненты, входящие в состав балласта, вступают во взаимодействие между собой и окружающей средой. Антропогенные образования, именуемые в дальнейшем свалочные грунты, накапливают в своем составе широкий спектр химических элементов. 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, биогеохимические и гидрохимические аномалии. Полигоны бытовых отходов в России становятся местами, где происходит экологическая катастрофа.

Целью исследования являлось изучение физико-химических особенностей свалочного грунта различных зон складирования продуктов переработки твердых бытовых отходов на территории мусороперерабатывающего комбината крупного мегаполиса.

Мусороперерабатывающий комбинат в Янино-1 – уникальный объект по типу складирования ТБО. Отходы дробятся и просеиваются на фракции помощью грохотов, затем складируется под открытым небом – по технологии сначала он должен отлежаться около 1,5-2 лет. В результате физических, химических и биологических процессов образуется свалочный грунт, который является объектом исследования. Отбор проб свалочных грунтов проводился в ноябре 2018г. в соответствии с ГОСТ 12071 на территории мусороперерабатывающего комбината в Янино-1 в 10 точках, находящихся на разном расстоянии от завода МПБО-2 (Леманова, 2019).Участки отбора проб свалочного грунта на территории МПБО-2 делится на две зоны: зона 1– участок захоронения ТБО с 2000 – 2008 гг. находится на расстоянии 500-700м от завода (пробы 1-5); зона 2– участок захоронения с 2009-2018 гг. находится на расстоянии 100-200м от завода (пробы 6-10).

Для анализа гранулометрического состава грунтов использован фракционный метод анализа по ГОСТ 12536-2014. Гранулометрический спектр изменяется по мере приближения к МПБО-2: пробы свалочных грунтов из зоны 1 имеют равномерное распределение фракций в пробе, а пробы отложений из зоны 2 имеют контрастное распределение фракций: содержание фракции с размером частиц более 2 мм достигает 90%. Чем ближе к источнику дробления мусора, тем выше и контрастнее значение содержания крупной фракции.

Для оценки процентного содержания компонентов разного генезиса, отобранные пробы свалочных грунтов были изучены под бинокуляром. Наиболее информативной оказалась фракция 1-2 мм. Установлены следующие компоненты разного генезиса: органическая составляющая, техногенные частицы, минералы и почвенные микроагрегаты. В результате визуальной оценки состава свалочных грунтов с помощью трафаретов обнаружено, что в образцах из зоны 2 высока доля техногенных частиц, что обусловлено недавней переработкой и складированием мусора в этой зоне. В зоне 1 отмечено высокое содержание минеральной составляющей. С помощью сканирующей электронной микроскопии и микрозондового анализа удалось рассмотреть и определить состав частиц различного генезиса.

Для определения органической составляющей было использовано два метода – сухое озоление (по потере при прокаливании 550°С) и CHN-анализ. Результаты данных методов

коррелируют между собой. В образцах свалочных грунтов, отобранных из зоны 2, доля органического вещества значительно превышает содержание органического вещества в свалочных грунтах зоны 1 полигона захоронений ТБО и достигает 40 отн.%. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в зоне недавнего захоронения ТБО концентрация продуктов разложения (гниения) выше, чем в зоне слежавшихся грунтов, следовательно, больше риск биологического заражения сточных вод и атмосферы вблизи завода.

Средние значения водородного показателя водных вытяжек свалочных грунтов, определенное методом прямой потенциометрии, различаются: pH водных вытяжек свалочных грунтов старого захоронения ТБО (6,48), меньше, чем для нового захоронения (7,77).

Электропроводность является показателем степени засоленности грунтов. Полученные данные свидетельствуют о сильной засоленности свалочных грунтов участка нового захоронения ТБО (зона 2) – значение электропроводности достигает 5235,3 мкСм/см. В зоне 1 этот показатель составляет 200-800 мкСм/см.

Было проведено титрование водной вытяжки грунтов стандартизированными растворами 0,05н HCl и 0,05н NaOH. Анализ полученных данных свидетельствует о том, что значение буферной емкости свалочных грунтов как по кислоте, так и по основанию имеет низкие значения: 0,7-4,2 ммоль/л и увеличивается от самой удаленной до самой близкой к источнику дробления мусора точки пробоотбора.

На основании данных о содержании петрогенных оксидов в пробах были рассчитаны геохимические индексы. Они показывают степень химического выветривания, при котором теряются мобильные элементы (Ca, Na, K). Значения индексов CIW, CIA, PIA, W, A в слежавшихся грунтах выше (более 40 усл. ед), чем в грунтах нового захоронения (менее 30 усл. ед).

При рассмотрении микроэлементного состава почв обращает на себя внимание высокое содержание тяжелых металлов (Cu, Zn, Pb, Cr). Результаты рентгено-флуоресцентного анализа исследуемых образцов свалочного грунта указывает на более высокое содержание тяжелых металлов в пробах свалочных грунтов зоны нового захоронения по сравнению с содержанием тяжелых металлов в пробах зоны старых захоронений и, в целом, значительно превышают содержания токсикантов в почво-грунтах (Водяницкий, 2015). Это может свидетельствовать о миграции химических элементов при уплотнении.

Среднее содержание ртути в пробах молодых захоронений (зона 2) в два раза выше, чем в зоне слежавшихся грунтов (зона 1) - 6,00 и 2,92 мкг/кг, соответственно.

Проведено элюатное биотестирование почв с использованием кресс-салата (Багдасарян, 2005; Чеснокова, 2008). По результатам тестирование выявлено, что наименьшая всхожесть наблюдается у кресс-салата, пророщенного на водных вытяжках проб молодых свалочных грунтов.

В условиях загрязнения тяжелыми металлами у высших растений наиболее чувствительным является показатель длины корней модельных растений. По результатам тестирования наблюдается минимальная значение тест-функции у кресс-салата, пророщенного на пробах почв, отобранных в зоне слежавшихся почвогрунтов.

Анализ полученных данных показал, что стимулирующее токсическое действие наблюдается во всех проба. Результаты ИТФ и соответственно токсичность превышают нормальные значения. Значение ИТФ соответствует VI классу токсичности, т.е. фактор оказывает стимулирующее действие на тест-объект. Можно сделать вывод, что органическая составляющая превышает ингибирующее действие тяжелых металлов.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. По времени захоронения выделены две зоны складирования грунтов: слежавшиеся и новые. Зона слежавшихся грунтов (старое захоронение) расположено на расстоянии 500-700 м от завода. Зона новых отложений (новое захоронение) находится в 100 м от завода.
2. Установлены компоненты разного генезиса: органическая составляющая, техногенные частицы, минералы и почвенные микроагрегаты.

3. Основываясь на результатах анализа $ППП_{550°}$, содержание органического вещества в грунтах различается между двумя зонами: 4-10% - в пробах старого захоронения и 27-40% - в нового захоронения.
4. Зоны различаются по гранулометрическому составу и соединениям органического вещества в грунтах на территории МПБО Янино-1: в зоне старого захоронения доля органического вещества составляет 2-10%; в зонах новых отложений доля органики достигает 40%.
5. Выявлено, что среднее значение pH водных вытяжек грунтов старого захоронения ТБО (6,48), меньше, чем для грунтов нового захоронения (7,77).
6. Величина удельной электропроводности водных вытяжек грунтов нового захоронения характеризует их как сильно засоленные.
7. Буферная емкость почвогрунтов как по кислоте, так и по основанию для почвогрунтов старого захоронения очень мала, составляет 0,6-0,9 ммоль/л и увеличивается от самой удаленной до самой близкой к источнику дробления мусора точки отбора до 4,2 ммоль/л.
8. Установлена зависимость между буферной емкостью и долей органического вещества в грунтах. Чем выше доля органического вещества, тем больше кислотно-основная буферная емкость грунта.
9. Содержание тяжёлых металлов в грунтах нового захоронения выше, чем в грунтах старого захоронения.
10. Индекс токсичности оцениваемого фактора водной почвенной вытяжки по длине корня кресс-салата показывает, что и новые, и старые грунты оказывают стимулирующее действие на тест-объект.
11. Среднее значение ИТФ (индекса токсичности фактора) для старых захоронений ТБО – 1,45, то есть VI класс токсичности, а для новых почвогрунтов – 1,89, это значение относится к VI классу токсичности значительной стимуляции [4].
12. Геохимические индексы CIW $((Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)) \cdot 100)$, CIA$(Al_2O_3 / (Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)) \cdot 100)$,PIA$((Al_2O_3–K_2O) / (Al_2O_3+CaO + Na_2O – K_2O)) \cdot 100$, W$(Al_2O_3 – (K_2O + Na_2O + CaO)) - (K_2O – Na_2O)$, A $(Al_2O_3 – (K_2O + Na_2O + CaO))$ показывают степень химического выветривания, при котором теряются мобильные элементы (Ca, Na, K).

Значения индексов CIW, CIA, PIA, W, A в старых почвогрунтах выше, чем в почовгрунтах нового захоронения. Старые захоронения претерпевали высокую степень химического выветривания, следовательно, содержание мобильных элементов ниже, чем в почвогрунтах нового захоронения.

Исследования выполнялись в ресурсных центрах СПбГУ «Методы анализа состава вещества», «Рентгенодифракционные методы исследования», «Геомодель», «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа».

Список литературы

1. Багдасарян А.С. Биотестирование почв техногенных зон городских территорий с использованием растительных организмов: автореф.дис. … канд. биол. наук:06.03.01 / Ставрополь, 2005. 25 с.
2. Вихровская А.П. Отсутствие объекта размещения отходов в ГРОРО //Справочник эколога. 2014. С. 12–18.
3. Водяницкий Ю.Н. Природные и техногенные соединения тяжелых металлов в почвах // Почвоведение. 2014. № 4. С. 420–432.
4. Леманова Т.В., Тихомирова И.Ю., Панова Е.Г. Гранулометрический состав и органическое вещество почв на территории мусороперерабатывающего комбината //Актуальные проблемы химического и экологического образования. Санкт-Петербург, 2019. С. 348- 354.
5. Чеснокова С.Н., Чугай Н.В. Биологические методы оценки качества объектов окружающей среды. Владимир, 2008. 33 с.

Особенности накопления и миграции химических элементов в почвах нефтегазоконденсатных месторождений севера Западной Сибири

Лисенков С.А., Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Кукушкин С.Ю.
Санкт-Петербургский государственный университет, serlisenkov@mail.ru

Введение. 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; Опекунов и др., 2012; Опекунова и др., 2019). В условиях увеличивающего антропогенного пресса большое внимание уделяется изучению процессов естественной и техногенной геохимической дифференциации содержания микроэлементов в почвах. Недостатки использования существующих нормативов валового содержания и подвижных форм тяжелых металлов (ТМ) за счет неоднородности химического состава почв, наличия геохимических аномалий и отсутствия закрепленных региональных фоновых концентраций для всей территории РФ, широко обсуждаются в научном сообществе (Опекунов, Ганул, 2014; Касимов, Власов, 2015). Однако установленные ПДК и ОДК зачастую используются в качестве основных и единственных критериев оценки уровня техногенного загрязнения почв при геоэкологических исследованиях.

Цель работы – выявление основных особенностей накопления и миграции химических элементов в почвах лицензионных участков НГКМ и сравнение с региональным фоном и установленными нормативами. Для достижения цели были решены следующие задачи:

1) изучены почвы лицензионных участков, проведены натурные исследования и отбор проб;
2) выявлена роль природных и антропогенных факторов в формировании химического состава почв тундрового, лесотундрового и таежного ландшафтов;
3) показана необходимость расчета показателей отдельно для почв автономных и подчиненных геохимических позиций.

Объем и методы. Зональное распределение количества тепла и влаги на Западно-Сибирской равнине обусловливает и зональное распространение в ее пределах типов почвенного покрова и растительности. На ее территории природные зоны и подзоны сменяются постепенно, в соответствии с широтной поясностью – тундры, лесотундры, северная тайга. При общем зональном распределении почвенных типов размещение их внутри зон тесно связано с мезорельефом и, в особенности, со степенью дренирования местности. Выделяются почвы тундр (криометаморфические почвы) – светлоземы иллювиально-железистые (O–E–BHF–CRM), глееземы типичные (O–G–CG), оподзоленные (O–Ge–G–CG) и криогенно-ожелезненные (O–Gcf–G–CG); лесотундр – глееземы и подбуры иллювиально-железистые (O–BHF–BC–Cg); и северной тайги – подзолы иллювиально- железистые (O–E–BF–BC–C), иллювиально-железистые языковатые глееватые и иллювиально-железистые глееватые (O–E–BHF–BCg–Cg). На недренированных территориях (болота, озера, мочажины) всех рассматриваемых зон широко распространены торфяные почвы – олиготрофные (O–TO–TT), эутрофные (O–TE–TT), олиготрофные мерзлотные (O– TO–TT⊥) и торфяно-глееземы (O–T–G). В поймах рек формируются аллювиальные почвы – глеевые (AY–G–CG), торфяно-глеевые (T–G– CG) и гумусовые (AY–C).

Во всех пробах почв определяли величину pH потенциометрическим методом. Химические элементы (ХЭ) – Cu, Zn, Ni, Co, Fe, Mn, Cr, Pb, Zr, Ca, Al, Cd, Ba, Sr, Sc, Na, K, V – определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на приборе «ELAN-6100 DRC» с полным кислотным разложением проб по ПНД Ф 16.1:2.3:3.11—98. Всего было проанализировано 190 проб почв.

Для характеристики геохимической структуры использовались коэффициенты радиальной (R – отношение содержания ХЭ в том или ином генетическом горизонте почвы к его содержанию в почвообразующей породе) и латеральной (L – отношение содержания элемента в изучаемом подчиненном ландшафте к его содержанию в автономном ландшафте) дифференциации (Глазовская, 2007). С их помощью можно судить о накоплении (R > 1,0) или

выносе (R < 1,0) ХЭ в каждом горизонте почвенного профиля, получить количественную оценку распределения ХЭ в ряду сопряженных ландшафтов. Коэффициент концентрации ($К_с$) рассчитывается как отношение содержания элемента в исследуемом объекте к его фоновому содержанию в компонентах окружающей среды.

Результаты и обсуждение. Химический состав почв севера Западной Сибири отличается сравнительно низкими природными концентрациями ХЭ (Опекунова и др., 2019). Ввиду высокой контрастности природных условий, определяющих сложный и мозаичный характер почвенного покрова, а также закономерностей радиальной и латеральной миграции ХЭ, в почвах района исследований достаточно велик разброс величин концентраций ТМ.

Анализ водородного показателя среды показал, что органогенные горизонты почв, в природных (фоновых) условиях в среднем имеют pH = 4,3, что соответствует сильнокислой реакции. При наличии загрязнения водородный показатель в средних значениях незначительно увеличивается до 4,5-4,6, – среднекислая реакция. Однако, на станции мониторинга (СМ) 208, ориентированной на контроль воздействия разлива шламовых вод значение pH достигло 6,4 (слабокислая). Такая смена кислотности в органогенном горизонте почвы свидетельствует о нейтрализации среды в связи с поступлением щелочных растворов с отходами бурения.

Согласно полученным результатам анализа проб на валовое содержание ХЭ, можно проследить увеличение практически всех ТМ на антропогенно нарушенных участках, по сравнению с фоновыми, за исключением литофильного Mn, а также сидерофильных Fe и Co на торфяниках, концентрации которых уменьшаются на контрольных участках (табл. 1). В целом, органогенные горизонты характеризуются пониженными содержаниями биогенных K, Ca, Na и в незначительной степени Fe, в сравнении с минеральными почвенными горизонтами, что связано с активным вовлечением перечисленных элементов в биологический круговорот.

Таблица 1. Величина pH и среднее валовое содержание ХЭ в почвах нарушенных и ненарушенных участков (мг/кг).

Показатели	**pH**	**Sc**	**V**	**Cr**	**Co**	**Ni**	**Cu**	**Zn**	**Sr**	**Zr**	**Cd**	**Ba**	**Pb**	**Mn**	**K**	**Ca**	**Na**	**Fe**
Органогенный горизонт (О)																		
Фон (n=12)	4,4	3,3	31	22	6,3	11	8	31	63	36	0,288	281	17,9	321	6101	3508	3433	10067
Контроль (n=41)	4,5	3,5	31	24	6,1	11	8	32	139	39	0,244	471	14,0	237	6514	5145	4451	13443
$К_с$		1,1	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	2,2	1,1	0,8	1,7	0,8	0,7	1,1	1,5	1,3	1,3
Иллювиальные (минеральные) горизонты ($В_1$, $В_2$)																		
Фон (n=13)	4,7	5,0	55	39	5,6	11	7	23	89	64	0,033	400	10,7	273	11393	3201	6198	17951
Контроль (n=47)	4,8	6,5	61	44	6,7	14	7	26	128	82	0,043	489	12,5	262	13994	5019	9573	17329
$К_с$		1,3	1,1	1,1	1,2	1,2	1,1	1,1	1,5	1,3	1,3	1,2	1,2	1,0	1,2	1,6	1,5	1,0
Почвообразующая (материнская) порода (С)																		
Фон (n=9)	4,9	1,2	9	7	1,3	2	2	6	33	22	0,005	207	3,7	60	4315	746	1261	2450
Контроль (n=21)	4,7	5,0	45	31	6,1	12	7	21	92	60	0,021	378	9,4	268	10002	3458	6014	12497
$К_с$		4,1	5,0	4,4	4,7	5,8	3,7	3,6	2,8	2,7	4,3	1,8	2,5	4,5	2,3	4,6	4,8	5,1
Торфяники (ТО, ТТ)																		
Фон (n=13)	4,5	1,6	14	11	8,3	7	4	24	30	15	0,146	111	5,7	102	2227	2762	1313	9330
Контроль (n=14)	4,5	2,0	15	11	4,0	9	8	18	88	16	0,172	155	7,3	77	2362	2641	2399	6309
$К_с$		1,3	1,1	1,0	0,5	1,2	2,1	0,8	3,0	1,1	1,2	1,4	1,3	0,8	1,1	1,0	1,8	0,7
ОДК (ГН 2.1.7. 2511-09)					–	40	66	110			1		65	–				–
Региональный геохимический фон (Опекунова и др. 2019)	*Органогенный горизонт* (О)																	
		3,8	21	19	4	9	8	35	73	–	0,35	224	13	240				8790
	Иллювиальный горизонт (В)																	
		6,7	51	36	7	10	8	26	115	–	0,063	420	9	220				15600
	Торфяники																	
		1	8	8	2	6	6	18	20	–	0,25	65	5	50				4890

На поведение ТМ в почвенном профиле оказывает влияние гранулометрический состав и подвижность самого элемента. Накопление литофильных и сидерофильных металлов в почвах, сложенных суглинками, происходит преимущественно в минеральном горизонте, в то время как концентрация халькофильных элементов, напротив, отмечается в верхних почвенных горизонтах, что обусловлено их высокой подвижностью.

При сравнении радиальной дифференциации фоновых и контрольных участков различных типов почв, в случае антропогенно нарушенных территорий наблюдается нивелирование разброса концентраций всех ХЭ при движении по почвенному профилю, характерного для фоновых участков. В случае поступления поллютантов, часть из них, преимущественно халькофильного типа, аккумулируются в поверхностном горизонте, однако существенная часть ХЭ мигрирует и осаждается в минеральном горизонте, проходя по всему профилю.

В процессе анализа полученных данных по величине коэффициента радиальной миграции составлены ряды накопления (R >1) и выноса (R <1) ХЭ по почвенным горизонтам. Для органогенных горизонтов фоновых территорий ряд выглядит следующим образом:

Cd >>> Co, Mn > Zn, Pb > Ca > Ni > Fe > Cr, V > Sc > Na > Cu > Sr > Zr, Ba > K > ***R=1.***

При наличии нарушений и поступлении поллютантов в почвенный комплекс, часть ТМ выносятся из органогенного горизонта, к таким элементам относятся литофильные Na, Mn, Sc, Zr, K; сидерофильные Cr, V; и халькофильный Cu. Концентрация Sr, Ca и Ba существенно повышаются, что свидетельствует об их техногенном поступлении.

Cd >> Sr > Ca > Zn,Pb > Co, Fe > Ba > Ni> ***R=1*** *>Na, Mn, Cu, Cr, V > Sc > Zr, K.*

Анализ латеральной дифференциации ХЭ в почвах позволяет установить интенсивность миграции в почвенной катене. Расчет коэффициентов латеральной миграции производился для фонового (П-101) и контрольного (П-105) профилей Берегового месторождения (рис. 1).

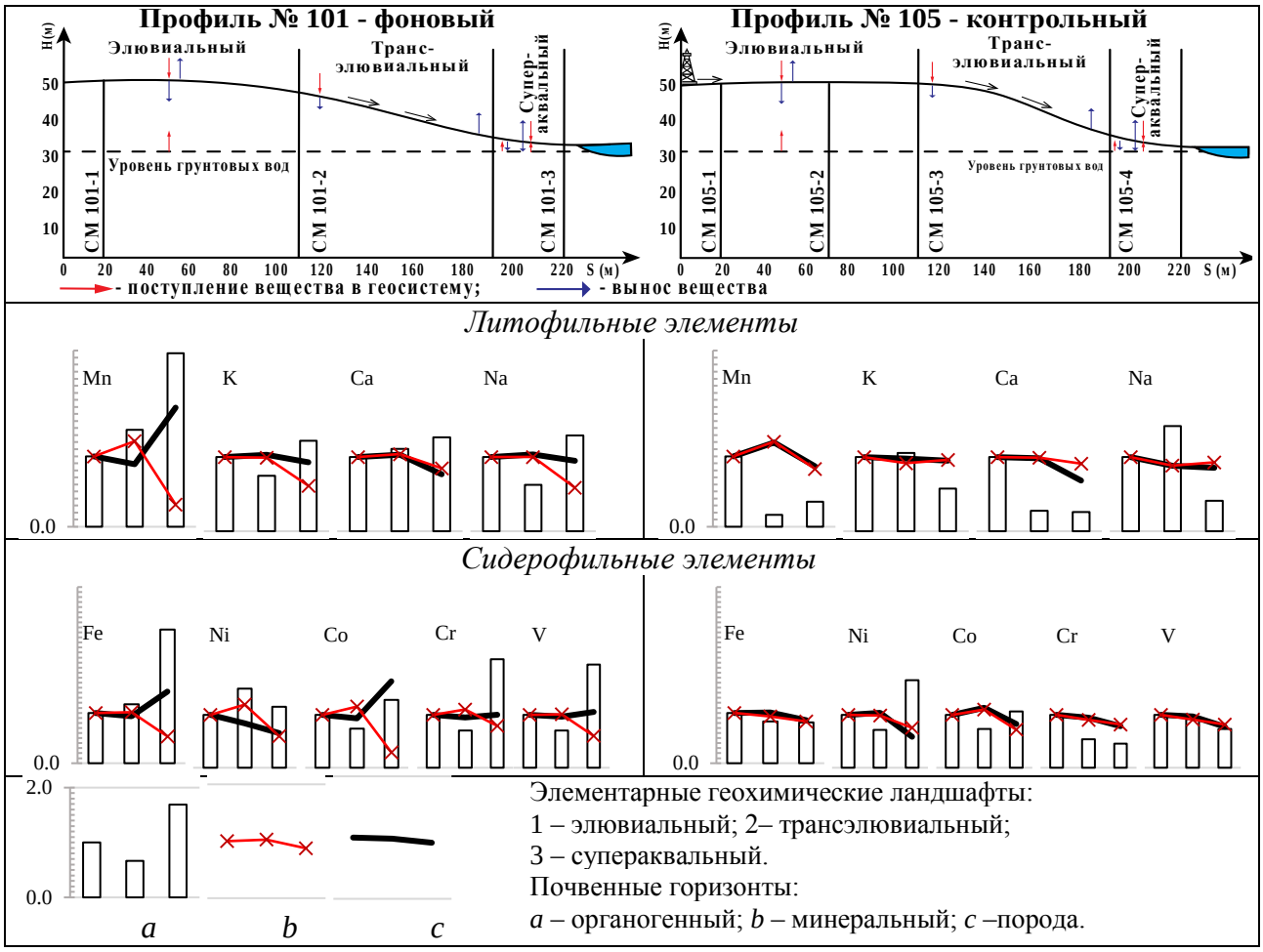


Рис. 1. Значение коэффициентов латеральной дифференциации для групп элементов фонового и антропогенно нарушенного профилей.

Литофильные и сидерофильные элементы в естественных условиях подвержены активной латеральной миграции с аккумуляцией в органогенном горизонте супераквального ландшафта. Наиболее ярко эта тенденция прослеживается для Fe и Mn (L≈2,5), а также Cr и V (L≈2,0). В минеральном горизонте и породе при движении по склону происходит незначительное повышение L за счет поступления элементов из органогенного горизонта. После чего, их концентрация также уменьшается в супераквальном ландшафте. Исключение составляют Mn, Fe и Co, для которых характерен резкий скачок коэффициента в почвообразующей породе и резкое понижение в минеральном горизонте, что может быть связано с вымыванием этих элементов.

В случае антропогенного воздействия (П-105, установлен факт слива шламовых вод) наблюдается усреднение графиков латеральной дифференциации по всем группам ХЭ, почвенным горизонтам и типам ландшафтов. Так как в составе бурового шлама присутствует порода, то при разливе в почвах (особенно, в поверхностном горизонте) элювиального ландшафта концентрация ряда элементов резко увеличивается. Тем самым, распределение сидерофильных и литофильных элементов, на загрязненной территории имеет форму нисходящих ступеней.

Сопряженный анализ полученных данных валового содержания и подвижных форм ТМ, ландшафтно-геохимической обстановки и источников антропогенного воздействия показал, что под влиянием объектов инфраструктуры нефтегазовых промыслов наблюдается локальное загрязнение поверхностных горизонтов. В целом содержание в почвах химических веществ характеризуется низкими значениями, не превышающими ПДК, в то время как во многих пробах отмечены превышения относительно регионального геохимического фона.

Выводы. 1) Изменение величины pH в ландшафтно-геохимических условиях севера Западной Сибири с кислой на нейтральную возможно при сбросе минерализованных пластовых вод. Показатель кислотности среды также влияет на миграцию элементов по почвенному профилю, их аккумуляцию на геохимических барьерах и вынос в рамках катенарной структуры ландшафтов.

2) На исследованной территории, по всем почвенным горизонтам, максимальные концентрации в среднем на порядок превышают их минимальные значения, что объясняется в первую очередь химическим составом почвообразующей породы, типом почв и миграционной способностью отдельных элементов. На глинистых и суглинистых аллювиально-морских отложениях формируются почвы с высокой концентрацией сидерофильных (V, Cr, Co, Ni) и халькофильных (Zn, Cu, Pb) элементов.

3) Среди анализируемых элементов Cd – обладает высокими коэффициентами латеральной и радиальной дифференциации; Co – наиболее подвижен в органогенном горизонте. Для подвижных форм металлов наблюдается аналогичная (с валовым содержанием) тенденция к усреднению показателей R и L на контрольных участках ввиду нарушения естественного функционирования природного ландшафта.

4) Уровень загрязнения ТМ почв даже в непосредственной близости к шламовым амбарам незначителен, поверхностный горизонт выступает в качестве буферной зоны и предотвращает миграцию поллютантов по профилю.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №19-29-05081.

Список литературы

1. Глазовская М. А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов (Ландшафтно-геохимические процессы): Учеб. пособие – М.: Изд-во Моск. ун-та. 2007. С. 350.
2. Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2015. № 2. С. 7–17.
3. Московченко Д.В. Ландшафтно-геохимические особенности Приполярного и Северного Урала // Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения. 2010. № 10. С. 197-209.
4. Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Кукушкин С.Ю., Ганул А.Г. Фоновое содержание химических элементов в почвах и донных осадках севера Западной Сибири // Почвоведение. 2019. № 4. С. 422-439.

5. Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Кукушкин С.Ю., Ганул А.Г. Оценка экологического состояния природной среды районов добычи нефти и газа в Ямало-Ненецком автономном округе // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7, геология, география. 2012. № 4. С. 87–101.
6. Опекунов А.Ю., Ганул А.Г. Теория и практика экологического нормирования в России. СПб: Изд-во СПб. ун-та. 2014. С. 332.

Литолого-геохимические особенности плейстоцен-голоценовых отложений шельфовых морей Российской Арктики

Лукманов Р.А., Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Борисов А.П.

ФГБУН Ордена Ленина и ордена Октябрьской Революции Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, ruluair@gmail.com

Введение. Механизмы седиментации арктических морей, являющихся частью арктического шельфа Евразии, во многом определяются твердым стоком великих сибирских рек, таких как Обь, Енисей, Лена, Хатанга и Колыма, а также оледенениями и колебанием уровня моря (ледниковые/межледниковые циклы), геоморфологией, абразией береговой линии, гидродинамическими процессами и др. Цель данной работы заключалась в воссоздании современных условий осадконакопления на основе фациально-генетического анализа и литолого-геохимической классификации донных осадков. Задача классифицирования – обособление различных категорий пород и осадков, связанных едиными гранулометрическими (литотип), минералогическими (минеральный тип), геохимическими (хемотип) и иными признаками, которые отражают разные геологические, геохимические, гидрологические и климатические условия их формирования (Фролов, 1992; Кузнецов, 2011).

Материалы и методы. Отбор осадков происходил с помощью бокс-корера и дночерпателей типа «Океан». Глубина отбора поверхностных донных осадков составляла 2 см. В Лаборатории геохимии осадочных пород ГЕОХИ РАН влажный осадок для диспергации подвергался ультразвуковой обработке, далее – водно-механическому разделению на отдельные фракции декантацией и ситовым методом. Для анализа химического состава часть отобранного осадка подвергалась сушке в сушильном шкафу при температуре до 50° С, а затем растиралась вручную в агатовой ступке до однородного порошкообразного состояния. Изучение химического состава производилось в Лаборатории анализа вещества ГЕОХИ РАН двумя методами: с помощью рентген-фазового анализа (XRF) определено содержание следующих элементов: Si, Al, Ti, Fe, Mn, K, Ca, Mg, Na, P, Cr, S, V, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, As, Pb + п. п. п., а также с помощью масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) определено содержание РЗЭ и Y.

Результаты исследования и их обсуждение. В отличии от хемогенного и биогенного, терригенный осадочный материал проявляет высокую корреляцию между химическим и гранулометрическим составом (Фролов, 1992). Большее количество кварцевых зёрен содержат именно грубые осадочные породы, таким образом, являющиеся более кремнистыми. Глинистыми минералами обогащены более тонкие осадки, содержащие больше алюминия. Таким образом, выделенные типы осадков (кластеры) на основе изучения их химического состава отражают также и гранулометрический. На основе факторного анализа был произведен кластерный, что дало возможность определить степень подобия между отдельными станциями, которая выражается в евклидовом расстоянии (ЕР), измеряемым условными единицами (у.е.). При увеличении расстояния уменьшается подобие, поскольку усиливается различие химического состава между станциями (образцами). Всего было выделено четыре кластера, первые три (кластеры I, II, III) представляют собой осадочный материал речного стока. Поскольку внутри эстуарной зоны происходит переход ламинарного потока в турбулентный, скорость водных потоков резко снижается, и в зоне изгиба эстуария осаждается значительная часть водной взвеси, что приводит к формированию т.н. иловых балок. Циркуляция придонных и поверхностных течений способствует как горизонтальному переносу, так и активному перемешиванию выносимого за эстуарную зону материала. Это, а также тот факт, что подобие между осадками речного выноса довольно существенно (ЕР = 1.7 у.е.) усложняет разделение выноса Оби и Енисея в терригенно-мелководно-морской и терригенно-морской зоне осадконакопления (Русаков и др., 2017). В глубоководной части желобов осаждаются в большей степени тонкие и глинистые осадки (кластеры I и II), на склонах же – более грубые, глинистого вещества в которых меньше (кластер III). Таким образом, циркуляция морских течений во многом определяет состав осадков, т.е. их литотип.

Влекомые наносы и реликтовые (плейстоценовые) осадки подобны между собой и отличны от кластеров I-III, что позволяет отнести их в самостоятельный кластер IV.

Выводы. В глубоководных частях желобов механизм осадконакопления полностью контролируется морфологией дна, в отличие от мелководно-морских и эстуарных областей моря, которые в значительной степени подвержены влиянию волн и течений. Осевший на дно осадок подвергается влиянию придонных течений, что во многом осложняет модель рассеяния речной и ледниковой взвеси поверхностными течениями.

Экспедиционные исследования поддержаны РФФИ (проект № 18-05-00032).

Список литературы

1. Кузнецов В.Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии. Учебное пособие для вузов. М.: Научный мир. 2011. 360 с.
2. Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Левитан М.А., Торопченова Е.С., Жилкина А.В. Некоторые особенности распределения тяжелых металлов в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Геохимия. 2017. 12. С. 1088–1099.
3. Фролов В.Т. Литология. Кн. 1. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

Рентгенодифракционные исследования водных хемогенных отложений

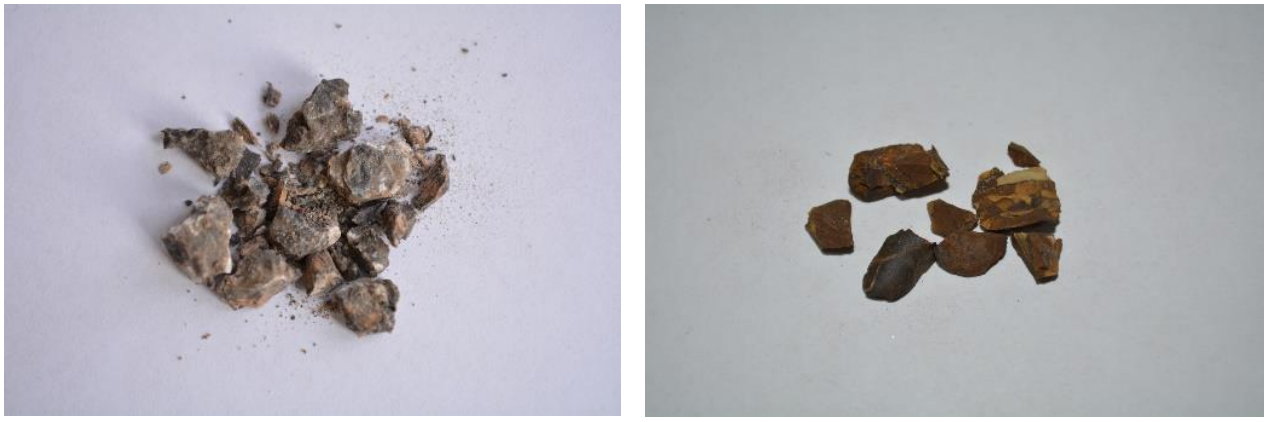
Максимов Г.С.

Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, Физико-технический институт,
neondreamer00@gmail.com

Введение. В связи с активно ведущимся в Крыму строительством автомобильных и железных дорог, прокладкой на полуострове водо- и газопроводов, исследование карста имеет важное практическое значение, так как на 80% территория Крыма состоит из карстующихся пород (Тищенко, 2008). Изучая вещественный состав карстовых отложений – сталактитов и сталагмитов, кор, щитов, коралитов и др. образований, можно сделать ряд палеографических и гидрологических выводов о природе и времени их образования.

Образцы и методы исследования. В работе были исследованы два образца водных хемогенных отложений крымской пещеры Эмине-Баир-Хосар. Эта пещера является известным туристическим объектом, привлекающим посетителей, прежде всего, благодаря красоте своего натечного убранства. Пещера представляет собой многоуровневую систему залов, отделенных друг от друга обвальными или натечными образованиями (Лукьяненко, 2001).

Образцы для исследования (рис.1) были собраны в зале Идолов.



а) б)

Рис. 1. а) Кальцитовые цветы (местонахождение – навесная дорожка со стены зала); б) галька темно-бурого цвета (местонахождение – ниша с глиной в нижней части зала на пути к тоннелю)

Структурное исследование образцов проводились на рентгеновском дифрактометре Buker D8 Advance. Элементный состав образцов определялся методом рентгенофлуоресцентного анализа с помощью прибора Rigaku Supermini 200.

Результаты. Основные химические элементы, из которых состоят изученные образцы, приведены в таблице 1.

Таблица 1. Элементный состав водных хемогенных отложений из зала Идолов пещеры Эмине-Баир-Хосар

Содержание, вес% / Образец	Ca	Si	Fe	Mn	P
Рис.1. а	84.600	2.240	4.860	6.380	0.144
Рис.1. б	7.260	7.290	73.400	8.630	2.030

Помимо указанных в таблице элементов, в состав обоих образцов в количестве менее 1% входят: K, S, Ti, Mg, Zn, Cu, Cl. В образце гальки также содержится Ni.

Такой химический состав коррелирует с минеральным составом, полученным по данным рентгеноструктурного анализа. Так, образец кальцитовых «цветов» из навесной дорожки со стены зала Идолов состоит из кальцита. Основной же минеральной фазой гальки из ниши в нижней части зала Идолов является когенит, присутствуют также кальцит и кварц в приблизительно равных количествах.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю доц. Максимовой Е.М., зав. лаб. Наухацкому И.А. и вед. спец. Тимохиной Е.И.

Список литературы

1. Лукьяненко Е.А. Пещера Эмине-Баир-Хосар – новый экскурсионный объект в туристской инфраструктуре Крыма // Уч. записки ТНУ. 2001. т. 14. №1. С. 88-92.
2. Тищенко А. И. Минералогическая изученность карстовых полостей Крыма // Спелеология и карстология. 2008. № 1. С.81-84.

Рост основности плагиоклаза как отражение процессов эволюции кислых расплавов на примере вкрапленников из дацитовых пемз Львиной Пасти (о. Итуруп, Курильские острова)

Максимович И.А.[1,2], Смирнов С.З.[2], Котов А.А.[1,2], Низаметдинов И.Р.[1,2]

[1]Новосибирский государственный университет, Новосибирск, ivmaksimovich94@gmail.com, ivmaksimovich94@igm.nsc.ru

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

Состав и зонально-секториальные особенности строения плагиоклаза являются индикаторами условий кристаллизации магмы. Изменение состава расплава, P-T параметров и давления H_2O отражается в возникновении неоднородностей в составе и зонально-секториальном строении плагиоклаза (Kawamoto 1992; Panjasawatwong et al. 1995; Izbekov et al. 2002). Данные модели используют для описания условий кристаллизаций средних и основных по составу магм. В данной работе изложены результаты реконструкции эволюции кислого магматического очага залива Львиная Пасть на основании изучения состава и особенностей зонально-секториального строения вкрапленников плагиоклаза и состава расплавных и флюидных включений.

Извержение, приведшее к образованию пемзово-пирокластических отложений Львиная Пасть объемом порядка от 20 до 170 км^3 (Дегтерев и др., 2014; Лаверов, 2005), является одним из наиболее масштабных событий раннего голоцена на острове Итуруп в пределах Курило-камчатской островной дуги. По размерам кальдера Львиная Пасть сопоставима с кальдерой озера Курильского, с которым связано самое мощное эксплозивное извержение в голоцене на п-ове Камчатка (Базанова и др., 2016). Однако, изучению Львиной Пасти до сих пор уделялось мало внимания. По этой причине имеется очень мало данных о петрохимическом составе пемз, составе вкрапленников, эволюции расплава и о флюидном режиме магматического очага.

Породы исследуемого вулканического центра представлены белыми до светло-серых пемзами, в которых содержится порядка 15 об.% (учитывая пористость пород) порфировых вкрапленников. Породы отвечают по составу метаглиноземистым плагиодацитам нормальной щелочности (K_2O 1.13-1.27 мас.%; глиноземистость 0.91-0.96; агпаитность 1.8-2.0). Ассоциация порфировых вкрапленников представлена плагиоклазом, клинопироксеном, Fe-Mg пироксеном, амфиболом, Fe-Ti окислами (магнетит и ильменит) и кварцем, погруженных в гиалопелитовый матрикс кислого состава (SiO_2 73-76 мас.%).

Темноцветные минералы отвечают по составу авгиту и гиперстену, которые не содержат неоднородностей в зонально-секториальном строении и составе. Амфибол по составу отвечает магнезиальной роговой обманке (Hawthorne et al. 2012).

Плагиоклазы представляют собой бинарные твердые растворы анортит-альбит. Составы вкрапленников изменяются от андезина до битовнита и, реже, до анортита (An_{41-90}).

Вкрапленники плагиоклаза имеют сложное зонально-секториальное строение. Это пятнистые и концентрические зоны. Подобное зонально-секториальное строение также описано ранее для других объектов (Kawamoto 1992; Humphreys et al. 2006; Shcherbakov et al. 2011; Coote and Shane 2016). Концентрическое строение имеют только периферии плагиоклаза, а пятнистое строение имеют только ядерные части вкрапленников плагиоклаза. Пятнистое строение плагиоклаза обусловлено чередованием блоков среднего и основного составов. Между блоками и пятнами контрастного состава присутствует разрыв по содержанию анортитового минала. В пятнистых ядерных частях блоки имеют состав An_{41-55} и An_{75-90}. У концентрических зон плагиоклаза состав монотонно меняется от основного к среднему по мере приближения к периферии. Наиболее ранние концентрические зоны с высокими содержаниями анортитового минала, которые прилегают к пятнистому ядру, по составу мало отличаются от блоков основного состава пятнистых ядер плагиоклаза. По мере приближения от пятнистого ядра к периферии кристаллов плагиоклаза в концентрических зонах наблюдается монотонное снижение содержания анортитового минала от An_{75-90} к An_{41-60} без значительных вариаций в составе.

Включения минералообразующих сред представлены расплавными (РВ) включениями. РВ встречаются во всех зонах плагиоклаза, и образуют как зональные, так и азональные группы включений. Стекла РВ во всех вкрапленниках и стекло основной массы отвечают по составу плагиориолитам (SiO_2 72-75 мас.%) нормальной щелочности (Na_2O – 3.5-4.2 мас.%, K_2O – 1.6-2.0 мас.%). Содержание Cl составляет 0.2-0.4 мас. %. По глиноземистости состав стекол РВ изменяется от низко- до высокоглиноземистых. Пониженные содержания глинозема имеют стекла расплавных включений в кварце и амфиболе. Отсадка вещества родственного минералу-хозяину на стенки включения крайне мало влияла на изменение состава стекол. Содержание воды в стеклах расплавных включений получены несколькими методами: 1) по рентгеноспектральному анализу по избытку кислорода (Smirnov et al. 2019); 2) с помощью рамановской спектроскопии (Kotov 2017); 3) по амфиболовому гигрометру (Ridolfi et al. 2010; Ridolfi and Renzulli 2012). Состав стекол РВ во всех зонах вкрапленников плагиоклаза не имеет значительных вариаций и также отвечает плагиориолитам нормальной щелочности с высоким содержанием воды.

Плагиоклаз единственный минерал, в котором наблюдается контрастная по составу зональность. Наличие высококальциевых зон в плагиоклазе, нехарактерных для кислых пород, на фоне отсутствия значительных изменений в составе расплавных включений свидетельствует о том, что кристаллизация среднего и высококальциевого плагиоклаза происходила из плагиориолитового расплава нормальной щелочности без привноса контрастного по составу расплава.

Наиболее ранний плагиоклаз имел средний состав (An_{40-55}) и ассоциировал с гиперстеном, авгитом и оксидами Fe и Ti. Пятнистое строение ядер некоторых вкрапленников свидетельствует о процессе замещения среднего плагиоклаза основным. Наиболее максимальные содержание воды по полученным оценкам соответствуют расплавным включениям в амфиболе и плагиоклазе. Это является свидетельством того, что в момент кристаллизации плагиоклаза и амфибола происходило максимальное насыщение расплава водой. Однако, рост давления флюида привел не к дегазации, а к появлению в ассоциации магнезиальной роговой обманки. Монотонное уменьшение основности плагиоклаза по направлению к краевым зонам предполагает, что происходило снижение флюидного давления, причину которого еще предстоит установить. Кварц начинает кристаллизоваться на поздних стадиях, и редко встречается в виде включений в концентрически-зональном плагиоклазе.

Наличие амфибола в парагенезисе с плагиоклазом и двумя пироксенами в породах ЛП, согласно экспериментальным данным по плавлению и кристаллизации риодацитов вулкана Св. Елены (США) при температуре 885°С (Riker et al. 2015) объясняется что давление в ходе кристаллизации превышало 1.5-2.5 кбар, что при данных содержаниях воды стабилизирует амфибол.

Появление высококальциевых зон в плагиоклазе, кристаллизующимся из риолитовых расплавов Львиной Пасти объясняется увеличением парциального давления H_2O (Hattori and Sato 1996; Shcherbakov et al. 2011), а не влиянием более основных расплавов, интрудирующих очаг дацитовой магмы (Snyder and Tait 1996; Shcherbakov et al. 2011).

Результаты экспериментов по плавлению основных и средних пород в водонасыщенных системах (Panjasawatwong et al. 1995; Bachmann and Bergantz 2003; Bolte et al. 2015), показали, что добавление воды в расплав базальтового и андезитового состава может увеличить содержание анортита в плагиоклазе на 10 мол.%, а при насыщении расплава H_2O – более чем на 20 мол.%, что наблюдается во вкрапленниках плагиоклаза Львиной Пасти. Авторы работ (Pletchov et al., 1998; Panjasawatwong et al. 1995) подчеркивают, что для островных дуг влияние H_2O играет наиболее значимую роль в изменении состава плагиоклаза при магматической кристаллизации.

На основе полученных данных можно сделать вывод о том, что породы кальдеры Львиная Пасть образовались в результате кристаллизации низкокалиевых плагиориолит-риодацитового расплавов с высоким содержанием воды при температурах близких к 850-900°С.

Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН и гранта РФФИ 18-05-00819.

Список литературы:

1. Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Дирксен О.В., Дирксен В.Г, Вулканические катастрофы позднего плейстоцена-голоцена на Камчатке и курильских островах. Часть I. Типы и классы катасрофических извержений–главных компонентов вулканологического катастрофизма // 2016, Вулканология и сейсмология, т. 3, с. 3–21.
2. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А. и др. Кальдерообразующее извержение Львиной Пасти (о. Итуруп, Курильские острова): стратиграфия и возраст // Материалы VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле. 2014. Новосибирск. ИГиМ СО РАН им. В.С. Соболева, - Т. С. 14-15
3. Лаверов Н.П., Новейший и современный вулканизм на территории Россииб М.: Наукаб 2005, 604 с.
4. Bachmann, O. & Bergantz, G.W. Rejuvenation of the Fish Canyon magma body: A window into the evolution of large-volume silicic magma systems. // Geology 31, 789–792 (2003).
5. Bolte, T., Holtz, F., Almeev, R. & Nash, B. The Blacktail Creek Tuff: an analytical and experimental study of rhyolites from the Heise volcanic field, Yellowstone hotspot system. // Contrib. to Mineral. Petrol. 169, (2015).
6. Coote, A.C. & Shane, P. Crystal origins and magmatic system beneath Ngauruhoe volcano (New Zealand) revealed by plagioclase textures and compositions. // Lithos 260, 107–119 (2016).
7. Hattori, K. & Sato, H. Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. // Am. Mineral. 81, 982–994 (1996).
8. Hawthorne, F.C. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup. // Am. Mineral. 97, 2031–2048 (2012).
9. Humphreys, M.C. S., Blundy, J.D. & Sparks, R.S.J. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning. // J. Petrol. 47, 2303–2334 (2006).
10. Izbekov, P.E., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A. & Ivanov, B.V. Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano: Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. // Geology 30, 799–802 (2002).
11. Kawamoto, T. Dusty and honeycomb plagioclase: indicators of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan. // J. Volcanol. Geotherm. Res. 49, 191–208 (1992).
12. Kotov, A. Water in melt inclusions from phenocrysts of dacite pumice of the Vetrovoy Isthmus (Iturup Island, Southern Kuriles). // IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci. 110, 12009 (2017).
13. Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L.V, Crawford, A.J. & Harris, K.L. An Experimental-Study of the Effects of Melt Composition on Plagioclase - Melt Equilibria at 5-Kbar and 10-Kbar - Implications for the Origin of Magmatic High-an Plagioclase. // Contrib. to Mineral. Petrol. 118, 420–432 (1995).
14. Pletchov P.Y., Gerya T.V., Effect of H2O on plagioclase-melt equilibrium // Experiment in Geosciences, 1998, p. 7-9.
15. Ridolfi, F., Renzulli, A. & Puerini, M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas : An overview , new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas : an overview. // Contrib Mineral Petrol (2010).
16. Ridolfi, F. & Renzulli, A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas : Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas : thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1 , 130 ° C. // Contrib Mineral Petrol (2012) 163:877–895.
17. Riker, J.M., Blundy, J.D., Rust, A.C., Botcharnikov, R.E. & Humphreys, M.C.S. Experimental phase equilibria of a Mount St . Helens rhyodacite : a framework for interpreting crystallization paths in degassing silicic magmas. // Contrib. to Mineral. Petrol. 170, 1–22 (2015).
18. Shcherbakov, V.D., Plechov, P.Y., Izbekov, P.E. & Shipman, J.S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. // Contrib. to Mineral. Petrol. 162, 83–99 (2011).
19. Smirnov, S.Z. et al. Parental Melts and Magma Storage of a Large-volume Dacite Eruption at Vetrovoy Isthmus (Iturup Island , Southern Kuril Islands): Insights into the Genesis of Subduction-zone Dacites. // J. Petrol. 1–22 (2019).
20. Snyder, D. & Tait, S. Magma mixing by convective entrainment. // Nature 379, 529 (1996).

Трансформация химического состава поровых вод как отражение диагенетических преобразований осадков малых озер юга Западной Сибири

Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Кривоногов С.К., Чугуевский А.В., Шавекин А.С.
Институт геологии и минералогии СО РАН, maltsev@igm.nsc.ru

Введение. Донные отложения — это сложная система, состоящая из минеральной и органической частей, пронизанных поровыми водами. Взаимодействие поровых вод с органоминеральным веществом осадка играет важную роль в миграции элементов и трансформации вещества донных отложений. Данные по химическому составу поровых вод обладают высокой информативностью, являясь чувствительным индикатором самых разнообразных процессов, протекающих в толще донных отложений, таких как: перераспределение элементов по вертикальным профилям осадка, подвижности элементов в системе вода—осадок, об аутигенном минералообразовании и др. В ходе диагенеза поровые воды с растворенными в них солями являются не только источником элементов, необходимых для образования аутигенных минералов, но и средой, в которой наиболее активно протекают процессы преобразования вещества осадков. В результате этого возникают как новые минералы, так происходит и изменение химического состава поровых вод, отличного от первоначального (Berner, 1980; Волков, 1984; Гурский, 2007; Гранина, 2008; Леин и др., 2011).

Объекты исследования. Для исследования были выбраны три озера Новосибирской области (юг Западной Сибири) с органическим и минеральным типом осадконакопления. В ходе экспедиционных работ были отбурены донные отложения двух озер с органическим типом осадконакопления: оз. Минзелинское и оз. Большие Тороки, получены керны мощность от 1,6 до 3,6 м. Отбурены донные отложения оз. Иткуль с минеральным типом осадконакопления, получены керны мощность до 1,9 м.

Основной ионный состав. С глубиной в поровых водах (ПВ) донных отложений (ДО) исследованных озер юга Западной Сибири происходит изменение в отношениях основных ионов (рис. 1, табл. 1). Рост минерализации поровых вод с глубиной, а также изменение отношений между основными катионами и анионами является отражением диагенетического преобразования ДО, что определяется, прежде всего, увеличением концентраций в них по глубине разреза ионных пар Ca^{2+} и HCO_3^-. Увеличение Ca^{2+} связано с выщелачиванием данного иона из поглощающего комплекса осадка, растворением карбонатных минералов (прежде всего Mg-кальцита), а рост концентраций HCO_3^- определяется идущими параллельно процессами минерализации органического вещества (ОВ). Во всех исследованных озерах отмечается рост отношения HCO_3^-/SO_4^{2-}, что является отражением процессов бактериальной сульфатредукции и деструкции ОВ. При этом в органических отложениях это отношение увеличивается заметнее.

Установлено, что с глубиной меняется соотношение между основными катионами (Ca/Mg и Ca/Na) поровых вод, что обусловлено процессами выщелачивания и катионного обмена в системе поровая вода—осадок. При выщелачивании минеральной части осадка в диагенезе в ПВ извлекаются щелочные и щелочноземельные металлы, но вследствие катионного обмена ионы Mg^{2+}, Na^+ и K^+ частично переходят в поглощающий комплекс осадка, вытесняя из него Ca^2, что подтверждается двукратным увеличением коэффициента водной миграции (K_x) для Ca на фоне уменьшения K_x для Mg, Na и K. Исключение составляют нижние интервалы ДО оз. Иткуль, где рост Na^+ и Mg^{2+} может определяться возможным обмелением водоемов на ранних этапах его развития.

Биогенные элементы. Значительное обогащение поровых вод поверхностных горизонтов ДО исследуемых озер биогенными элементами, такими как NO_3^-, NH_4^+, PO_4^{3-} и $C_{орг}$ (рис. 1), есть следствие микробиологической деструкции органического вещества, в результате которой в поровый раствор переходят наиболее лабильные компоненты ОВ, а в осадках формируются восстановительные условия.

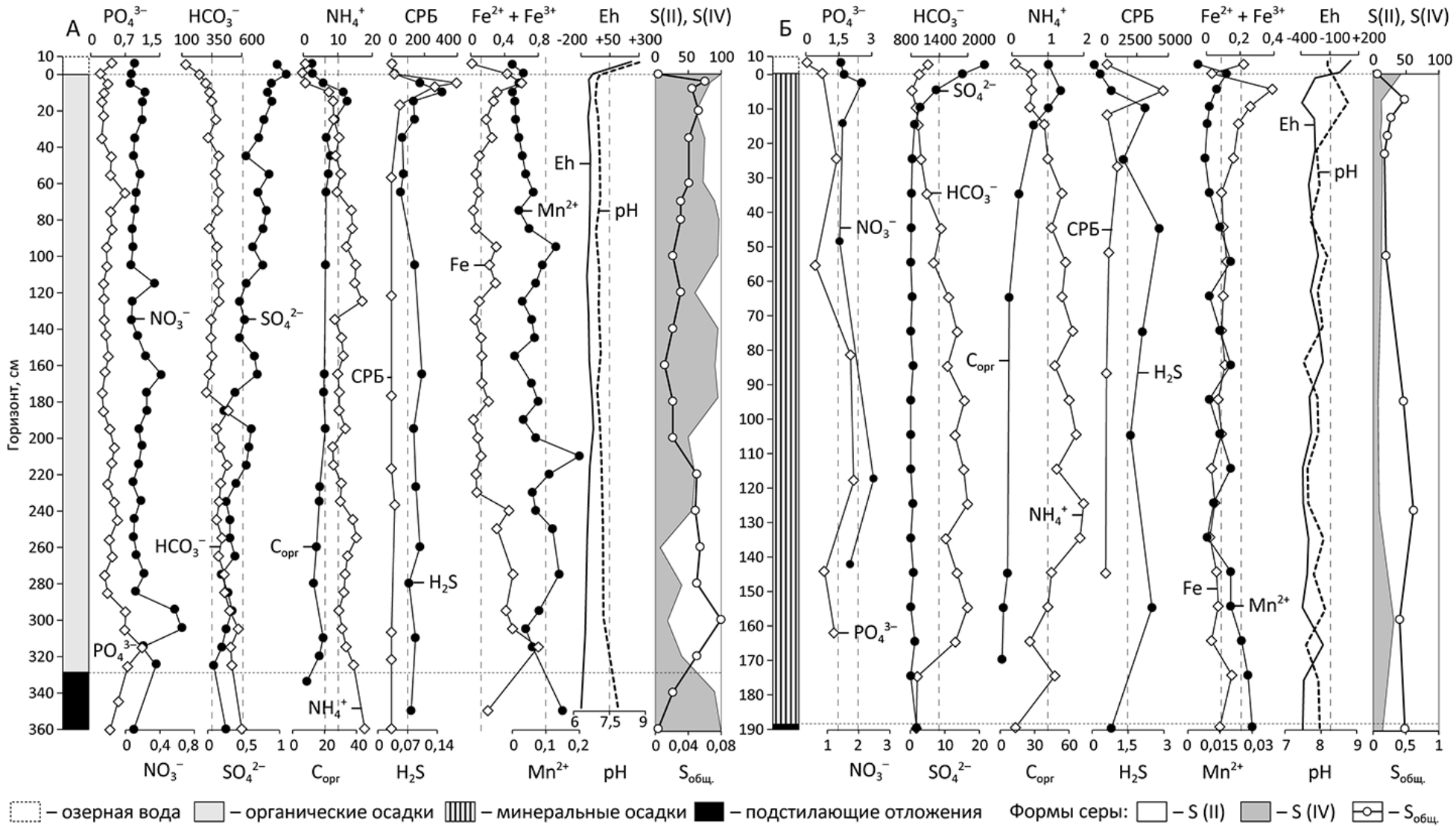


Рис. 1. Распределение основных ионов, Fe, Mn (мг/л), pH, Eh (мВ), сульфатредуцирующих бактерий (СРБ, колониеобразующие единицы / г), H_2S (мг/л), общей серы ($S_{общ}$, %), форм S (% от 100) в поверхностных и поровых водах, донных отложениях озер: А. Минзелинское (органические осадки), Б. Иткуль (минерально-органические осадки).

Таблица 1. Распределение основных ионов (мг/л) по разрезам органических и минеральных донных отложений озер юга Западной Сибири

Глубина, см	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^{-}
	Большие Тороки					Иткуль				
Озерная вода	37	37	88	8	525	31	88	290	19	1199
0–5	66	44	110	14	659	28	87	365	22	820
5–10	47	41	162	19	708	46	105	440	41	915
10–20	52	43	169	23	634	64	104	430	37	955
20–30	61	45	174	22	708	58	103	360	34	1016
30–40	74	52	208	23	756	101	100	360	38	1138
40–50	87	54	232	26	756	71	104	380	34	1438
50–60	88	54	227	27	768	103	123	430	29	1277
60–70	57	36	154	15	769	124	165	490	26	1597
70–80	68	57	194	22	646	140	143	500	25	1777
80–90	71	57	207	23	632	160	150	510	23	1572
90–100	69	42	218	19	708	102	160	510	25	1930
100–110	48	40	216	16	708	240	162	570	22	1732
110–120	64	47	211	19	512	340	150	575	23	1915
120–130	73	45	209	17	768	350	153	570	20	1996
130–140	67	42	241	15	610	360	140	569	15	1535
140–150	70	39	230	13	646	390	150	580	16	1775
150–160	69	55	242	15	610	440	180	590	22	1996
160–170						480	170	590	34	1737
170–180						400	180	600	35	935
180–190						220	150	590	22	915

Основным показателем изменения физико-химических свойств поровых вод ДО является снижение окислительно-восстановительного потенциала по разрезу. Снижение показателя Eh до отрицательных значений является в первую очередь следствием деструкции ОВ, бактериальным потреблением кислорода и образованием H_2S. Установлено снижение значений pH в верхних интервалах осадка в сравнении с озерными водами, что также является следствием деструкции ОВ. При разложении ОВ в аэробных условиях (Eh>0) выделяется CO_2, органические кислоты и первичные амины, что ведет к подкислению среды. В ходе исследований установлено повышение значений pH в более глубоких интервалах ДО (или локально на некоторых участках), что связано с ростом концентрации гидрокарбонатов по глубине разреза и образованием H_2S вследствие процессов бактериальной сульфатредукции. Известно (Волков, 1984), что защелачивание среды может происходить с ростом концентраций NH_4^{+} и вследствие восстановления нитрит- и нитрат-ионов.

Уменьшение с глубиной сульфатов в ПВ и рост восстановленных форм серы S (II) в ДО указывает на активные процессы сульфатредукции и окисление ОВ в анаэробных условиях, что также подтверждается установленным падением концентрации органического углерода ($C_{орг}$) в ПВ вниз по разрезу и ростом численности сульфатредуцирующих бактерий (СРБ).

Заметный рост содержание растворимых фосфатов PO_4^{3-} в ПВ органических осадков связано главным образом с распадом фосфорсодержащего ОВ в диагенезе. В минеральных осадках содержания PO_4^{3-}, в целом, либо довольно выдержаны по разрезу, либо возрастают в определенных интервалах осадка, однако, и здесь содержания PO_4^{3-} в ПВ всегда выше, чем в озерных водах. Рост концентраций фосфатов в данном типе осадков может происходить вследствие разрушения Fe–P комплексов минеральной части ДО.

Распределение Fe и Mn. Установлен рост концентраций в ПВ элементов, имеющих переменную валентность (Fe и Mn), который связан, прежде всего, со сменой окислительно-восстановительных условий в процессе диагенеза. Смена окислительных условий озерных вод на восстановительные в поровых водах всех типов ДО приводит к восстановлению окисленных формы Fe (III), Mn (IV) до подвижных форм Fe (II), Mn (II) и их поступлением в ПВ из твердой фазы осадка. Накопление в ПВ донных отложений Fe (II) приводит к осаждению диагенетического пирита, который представлен как отдельными кристаллами, так и фрамбоидами (рис. 2А). Максимальные скопления пирита установлены в более глубоких интервалах ДО, где зафиксировано резкое падение SO_4^{2-} в ПВ и самые высокие значения восстановленных форм S в твердой фазе осадка. Установлено, что процесс восстановительного диагенеза ведет к концентрированию ионов Mn^{2+} в ПВ. В условиях активной минерализации ОВ и щелочных значений pH становится возможным образование родохрозита, например, в минерально-органическом осадке оз. Иткуль (рис. 2Б). Схожие процессы (концентрация ионов Fe^{2+} в ПВ) приводят к осаждению диагенетических карбонатов Fe (сидерит) в нижних интервалах осадков.

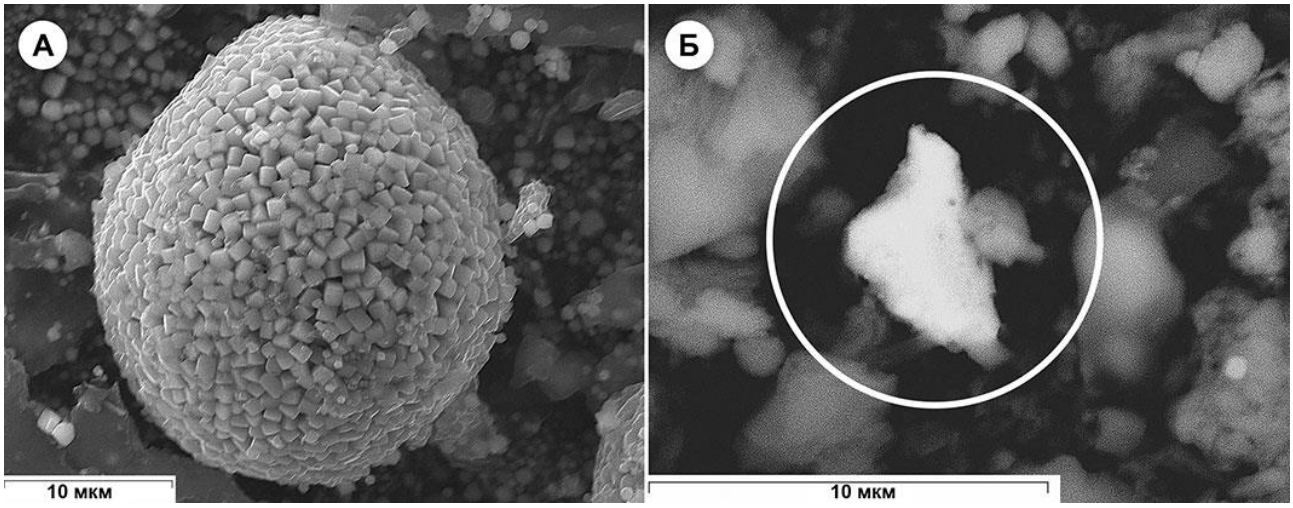


Рис. 2. Примеры аутигенных минералов: А. оз. Большие Тороки, фрамбоидальный пирит; Б. оз. Иткуль, родохрозит. Электронный сканирующий микроскоп TESCAN MIRA 3 LMU.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-00403 А.

Список литературы

1. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.
2. Гранина Л.З. Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 156 с.
3. Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Том 2. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования и классификация вод литогидросферы. М.: ГЕОС. 2007. 450 с.
4. Леин А.Ю., Русанов И.И., Павлова Г.А., Дара О.М., Верховская З.И., Захарова Е.Е., Юсупов С.К., Иванов М.В. Об источниках энергии в процессе диагенеза (на примере Черного моря) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 2. С. 154–169.
5. Berner R.A. Early diagenesis: a theoretical approach. Princeton University Press, 1980. P. 241.

Особенности состава редкометалльных гранитов Белокурихинского массива, Горный Алтай

Мамыкина М.Е.

Санкт-Петербургский горный университет, emamikina@mail.ru

Введение. Белокурихинский массив – интрузивный комплекс гранитоидов, с которыми связано редкометалльное оруденение (бериллий, вольфрам, литий, тантал и др.). Данный массив и ряд штоков (Осокинский, Курановский, Точильный, Сосновский) входят в состав Белокурихинского плутона, который развит в междуречье Ануй-Песчаная и имеет площадь около 500 км^2. В составе Белокурихинского массива выделяют 3 фазы внедрения: 1) Меланограниты и гранодиориты; 2) Биотитовые граниты; 3) Биотитовые и двуслюдяные лейкограниты, умеренно-щелочные лейкограниты. Жильные образования представлены рудоносными пегматитами.

Исследование массива началось с 50-х годов прошлого столетия. Изучением данного массива занимался ограниченный круг исследователей – А.Н.Леонтьев (1969), А.Г. Владимиров с коллегами (2001), А.И. Гусев с коллегами (2008).

Актуальность исследования данного массива обусловлена рудоносностью гранитов. С ними связаны различные проявления оруденения (пегматиты – берилл, кварцевыежилы – вольфрамит). Химический состав гранитов Белокурихинского массива и их геохронология недостаточно исследованы.

Объект и методы исследования. Для исследования было отобрано 7 реперных образцов (4 образца – биотитовые граниты (ТН1-2, ТН2-1, ТН3-2, ТН5), 2 – пегматиты (ТН1-1, ТН3-3) и 1 –лейкогранит (ТН3-1).Состав пород по главным, редким и редкоземельным элементам определен методом ICP-MS (ВСЕГЕИ). Циркон из лейкогранитов исследован методом SEM-EDS (JEOL JSM-6510LA с EDS JED-2200, ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Содержание REE и редких элементов в цирконе определено методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f с локальностью 15-20 мкм (ЯФ ФТИАН, аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов) по стандартным методикам. При построении спектров распределения REE состав циркона нормирован к составу хондрита CI.

Результаты исследования. В ходе проведенных исследований были получены данные о содержании элементов в образцах, варьирующие в зависимости от фазы породы. Среднее значение Ba в биотитовых гранитах–380ppm, в лейкогранитах–86 ppm, Zr в биотитовых гранитах–188 ppm, в лейкогранитах–11.8 ppm, Sr в биотитовых гранитах–163 ppm, в лейкогранитах–78ppm, Th в биотитовых гранитах–30 ppm, в лейкогранитах–2.7 ppm, V в биотитовых гранитах–12 ppm, в лейкогранитах< 2.5 ppm. Наблюдается закономерное уменьшение содержания ряда элементов от второй фазы к третьей фазе. При изучении распределения REE (рис.1) отмечено четкое разделение пород второй фазы от третьей фазы. Для второй фазы характерно повышенное содержание LREE (592 ppm) и отрицательная Eu-

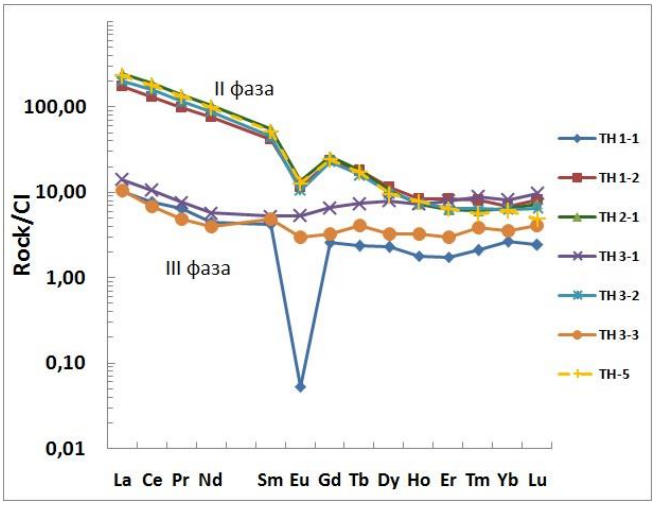


Рис. 1. Распределение REE,нормированные насостав хондрита CI, в породах Белокурихинского массива (ТН1-1, ТН3-3 пегматит; ТН3-1 лейкогранит 3 фазы; ТН1-2, ТН2-1, ТН3-2, ТН5 биотитовый гранит 2 фазы).

аномалия (Eu/Eu*=0.36). В породах третьей фазы отрицательная Eu-аномалия отсутствует, за исключением образца ТН1-1, в котором присутствует максимальная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu*=0.02). Появление отрицательной Eu-аномалии говорит о предшествующем фракционировании плагиоклаза из расплава. Для третьей фазы (лейкогранит, образец ТН3-1) установлено уменьшение LREE (38.2 ppm), но при этом такое же содержание HREE, как и во второй фазе (64.2 ppm и 86.6 ppm соответственно). Данное распределение элементов свидетельствует о фракционировании гранитного расплава в процессе его эволюции, сопровождающимся удалением минералов-концентраторов соответствующих элементов из системы.

Из образца ТН3-1 был выделен циркон для последующего датирования. На изображении в режиме CL было обнаружено, что циркон представлен 2 популяциями. Зерна с ростовой осцилляционной зональностью предполагаются захваченными из осадочного протолита гранитов (с «древним» возрастом 960-1900 млн лет).Темные зерна циркона кристаллизовались из гранитного расплава третьей фазы (рис.2).

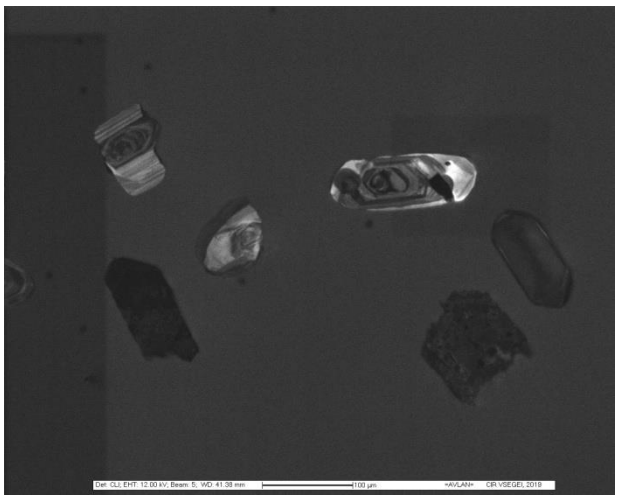


Рис. 2. Зерна циркона (ТН3-1) в режиме CL. Темные – гранитные, светлые, зональные – осадочные «древние».

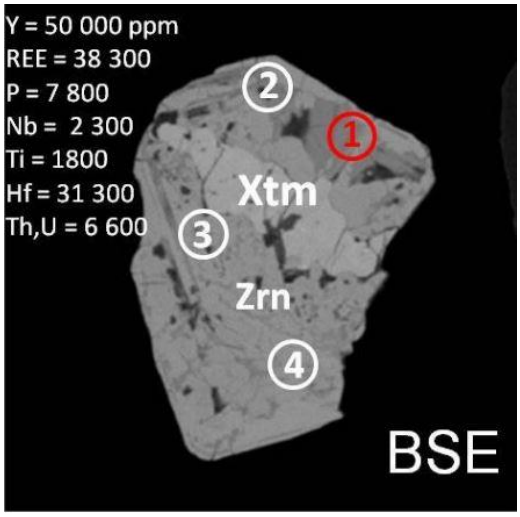


Рис. 3. Аномально обогащенное зерно циркона REE и Y. (Xtm–ксенотим;Zrn–циркон; 1,2,3,4 – точки анализа размером 20 мкм).

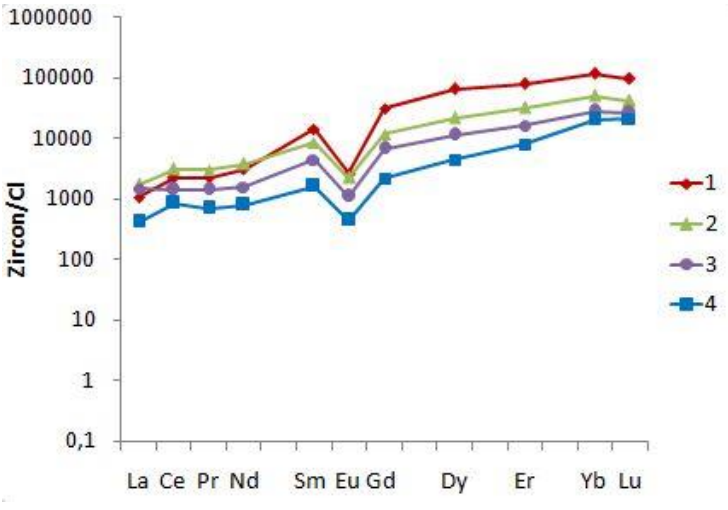


Рис. 4. Распределение REE,нормированное на состав хондрита CI, в цирконе ТН3-1) (1,2,3,4 – точки анализа).

При изучении «гранитных» зерен циркона было обнаруженоодно крайне интересное зерно. Оно представляет собой срастание циркона с ксенотимом (светлая вытянутая зона в центральной части циркона) (рис.3). Суммарное содержание REE варьирует от 38251 до 87 874 ppm (рис.4). Практически отсутствует Ce-аномалия (Ce/Ce*=1.27). Проявлена отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu*=0.23). Данный циркон аномально обогащен

неформульными элементами–примесями (Y – до 50 000 ppm, Ca – до 4500 ppm, Nb – до 2 300 ppm, Ti – до 1100 ppm). Отмечено высокое содержание Hf (в среднем 35 000 ppm). В цирконе наблюдается сильное колебание содержаний Th и U (от 611 до 4 299 и 6 764 до 13 232 соответственно), которое проявлено и в изменении Th/Uотношения (от 0.05 до 1.00). Цирконы с высоким содержанием Yи REE, в отличие от высокоурановых, менее известны (Скублов и др., 2011). Аналогичная находка циркона с аномально высоким содержанием Yбыла установлена в Zr-Y-REE Ястребецком месторождении (Украинский щит) (Левашова и др., 2016).

Заключение. В результате исследования гранитов Белокурихинскогомассива были сделаны следующие выводы:

1. Граниты второй и третьей фазы Белокурихинского массива демонстрируют контрастное распределение LREE, Zr, Ba, Sr, обусловленное фракционированием гранитного расплава и поэтапным удалением минералов-концентраторов соответствующих элементов (монацита, циркона, биотитаи плагиоклаза).
2. Циркон из гранитов третьей фазы представлен двумя популяциями: темный в CL, кристаллизовавшийся из гранитного расплава, и захваченный из осадочного протолита.
3. Среди гранитов третьей фазы установлен аномальный циркон, обогащенный неформульными элементами-примесями (Y – до 50 000 ppm, ΣREE – до 87 800ppm, Nb – до 2 300 ppm и др.).

Список литературы

1. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Петрология и рудоносность Белокурихинского комплекса Алтая. Бийск: БПГУ им. В.М. Шукшина, 2008. 197 с.
2. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Ли С.-Х., Кривдик С.Г., Возняк Д.К., Кульчицкая А.А., Алексеев В.И. Геохимия и U-Pb возраст циркона из редкометалльных месторождений безнефелиновых сиенитов Украинского щита // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 56. № 3. С. 267-291.
3. Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинскихредкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 164 с.
4. Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л., Симакин С.Г., Мыскова Т.А., Астафьев Б.Ю. Первая находка аномально (Y+REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита // Доклады АН. 2011. Т. 441. № 6. С. 792-799.
5. Vladimirov A.G., Babin G.A., Rudnev S.N., Kruk N.N., Annikova I.Y., Borisov S.M., Buslov M.M., Vladimirov V.G., Vystavnoi S.A., Gavrilov V.I., Gusev N.I., Geology, magmatism and metamorphism of the western part of Altai-Sayan Fold Region. In The field excursion guide for geological of the Third International Workshop of the IGCP-420 Project. Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia. Novosibirsk, 2001.140p.

Известковый нанопланктон из кампанских отложений равнинного Крыма и Присивашья

Матлай Л.М.

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, lidijamatlaim@gmail.com

Кампанские отложения на территории равнинного Крыма и Присивашья раскрыты многочисленными скважинами. Они представлены карбонатными и карбонатно-терригенными фациями, в восточном направлении в них увеличивается глинистая составляющая. Их мощность изменяется от 400-600 м на Тарханкутском полуострове до 100 м на Новоселовском поднятии (Геология..., 1969), в Присивашье – до 300-400 м (Стратиграфія…, 1971). Залегают на сантонских и более древних породах и перекрываются маастрихтскими и палеогеновыми образованиями (Плотнікова. 1967; Стратиграфія…, 1971).

Для определения стратиграфического положения уровней кампана по известковому нанопланктону исследовались образцы из керна скважин Ново-Алексеевская 6-р, Геническая-5, Балашовская-5, Каштановская-1. Недостаточный отбор керна (менее 30%) не позволяет уверенно провести границы установленных биостратиграфических подразделений.

На Присивашье около г. Геническ скважиной 5 раскрыто кампанские отложения в интервале 1685,0-1963,0 м. Многочисленные комплексы известкового нанопланктона (рис. 1) зон UC14 (с субзонами UC14b-d) и UC15 (с субзонами UC15a-c) раннего-среднего кампана определено в мергелях нижней части разреза (интервал 1883,0-1945,0 м): *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Broinsonia parca* subsp. *parca* (Stradner) Bukry, *B. parca* subsp. *constricta* Hattner, *Biscutum magnum* Wind and Wise, *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre) Perch-Nielsen, *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hattner and Wise, *Lucianorhabdus maleformis* Reinhardt, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre, *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Zeugrhabdotus praesigmoides* Burnett, *Z. bicrescenticus* (Stover) Burnett и другие. Следует отметить, что зональный кампанский вид *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina установлено в отложениях (интервал 1963,0-1971,0 м), охарактеризованных сантонскими фораминиферами. В глинистых известняках интервала 1829,0-1861,0 м комплексы нанопланктона уменьшаются как в таксономическом, так и в количественном составе (зона UC15 в объеме позднего кампана). В окремнелых известняках интервала 1770,0-1775,0 м нанопланктон представлен только единичными видами *Helicolithus trabeculatus* (Górka) Verbeek, *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins and Sissingh, *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, *L. maleformis* Reinhardt, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, растворенными формами коколит. Последнее появление зонального вида *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen зафиксировано в позднем кампане (верхняя граница зони UC15) (Bown, 1998). Это свидетельствует о завершении крупного ритма кампанского времени.

Наиболее полный разрез кампана раскрыто в интервале 1737,0-2052,0 м скважиной Ново-Алексеевская 6-р. В известняках и мергелях интервала 1940,0-2050,0 м установлены комплексы известкового нанопланктона зони UC14 раннего кампана: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Broinsonia parca* subsp. *parca* (Stradner) Bukry, *Biscutum magnum* Wind and Wise, *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh, *R. anthophorus* (Deflandre) Perch-Nielsen, *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen и другие. Выше по разрезу (интервал 1822,0-1894,0 м) определено богатые комплексы нанопланктона зоны UC15: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Broinsonia parca* subsp. *parca* (Stradner) Bukry, *B. parca* subsp. *constricta* Hattner, *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh, *Lithastrinus grillii* Stradner, *L. quadricuspis* Farhan, *Ceratolithoides self-trailiae* Burnett, *Zeugrhabdotus biperforatus* (Gartner) Burnett, *Gorkaea obliqueclausus* (Varol) Varol and Girgis, *Prediscosphaera grandis* Perch-Nielsen и другие. Первое появление зонального вида среднего кампана *Misceomarginatus pleniporus* Wind and Wise в глинистых известняках интервала 1890,0-1894,0 м позволяет фиксировать нижнюю границу нанопланктонной зоны UC15 на уровне аммонитовой зоны Baculites obtusus, а одновременное присутствие *Prediscosphaera stoveri* (Perch-Nielsen) Shafik and Stradner и *Lithastrinus grillii* Stradner ограничивает ее объем низами позднего кампана на уровне аммонитовой зоны

Didymoceras stevensoni (субзона UC15d) (Bown, 1998). В окремнелых известняках интервала 1775,0-1780,0 м комплекс коколит представленный только единичными видами широкого стратиграфического распространения. В маастрихтских мергелях с включениями глауконита, пирита и магнетита интервала 1685,0-1688,0 м выявлено ассоциации нанопланктона зоны UC16 с характерными видами *Broinsonia parca* subsp. *constricta* Hattner.

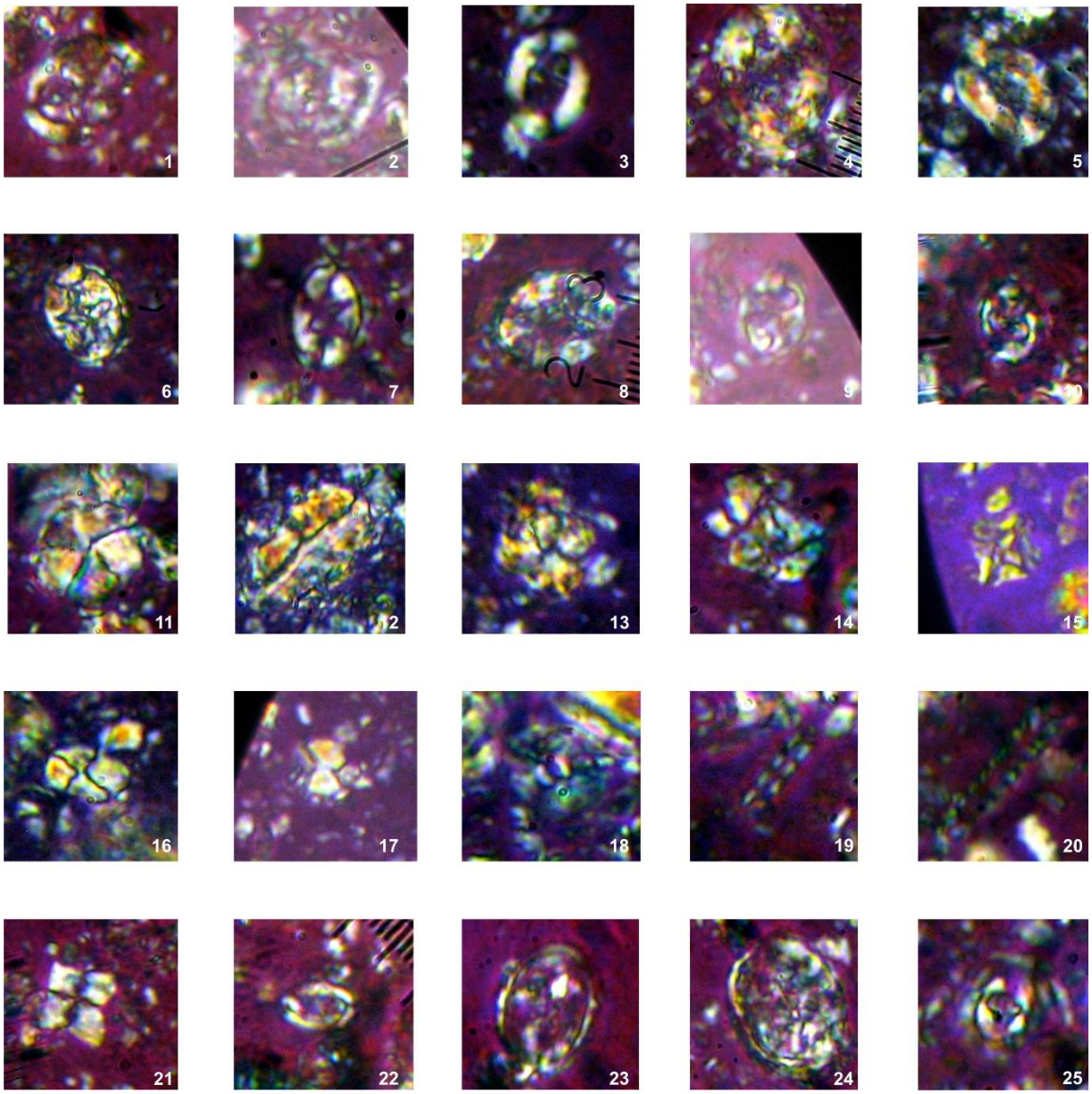


Рис. 1. Известковый нанопланктон из кампанских отложений Равнинного Крыма и Присивашья: 1 – *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina; 2 – *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh; 3 – ? *Broinsonia parca* subsp. *expansa* Wise and Watkins; 4 - *Broinsonia parca* subsp. *parca* (Stradner) Bukry; 5 - *Broinsonia parca* subsp. *constricta* Hattner et al.; 6 - *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen; 7 - *Eiffellithus gorkae* Reinhardt; 8 - *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre) Reinhardt; 9 - *Helicolithus trabeculatus* (Górka) Verbeek; 10 - ? *Helicolithus compactus* (Bukry) Varol and Girgis; 11 - *Braarudosphaera bigelowii* (Gran and Braarud) Deflandre; 12 – *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre; 13 - *Micula staurophora* (Gardet) Stradner; 14 - *Micula swastica* Stradner and Steinmetz; 15 - ? *Micula cubiformis* Forchheimer; 16 - *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins and Sissingh; 17 – *Octolithus multiplus* (Perch-Nielsen) Romein; 18 - *Biscutum magnum* Wind and Wise; 19 – *Microrhabdulus decoratus* Deflandre; 20 – *Microrhabdulus belgicus* Hay and Towe; 21 - *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hattner and Wise; 22 – *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt) Hoffmann; 23 - *Gartnerago segmentatum* (Stover) Thierstein; 24 - *Kamptnerius magnificus* Deflandre; 25 - *Zeugrhabdotus praesigmoides* Burnett

На севере равнинного Крыма, в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, кампанские отложения раскрыто скважиной Балашовская-5 в интервале 2061,0-2310 м. Они представлены известняками светло-серыми до белых, глинистыми,

органогенно-детритовыми, пелитоморфными, с прослоями спонголита. Обедненные комплексы известкового нанопланктона выявлено в глинистых известняках интервала 2140,0-2305,0 м. По присутствию видов *Broinsonia parca* subsp. *constricta* Hattner, *B. parca* subsp. *parca* (Stradner) Bukry, *Lithastrinus grillii* Stradner, *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh они принадлежат нанопланктонным зонам UC14 (с субзоной UC14d) – UC15 (с субзоной UC15d) в объеме верхов раннего – низов позднего кампана (Bown, 1998).

На Тарханкутском полуострове около с. Каштановка кампанские отложения раскрыты скважиной 1 в интервале 1444,0-1750 м. В известняках пелитоморфных глинистых с сутурными швами интервала 1694,0-1714,0 м определено многочисленные комплексы нанопланктона зон UC14 (с субзоной UC14d) – UC15 (с субзонами UC15a-d) верхов раннего-низов позднего кампана: *Broinsonia parca* subsp. *constricta* Hattner, *B. parca* subsp. *parca* (Stradner) Bukry, *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh, *Microrhabdulus undosus* Perch-Nielsen, *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Markalius inversus* (Deflandre) Bramlette and Martini, *Lucianorhabdus inflatus* Perch-Nielsen and Feinberg, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina и другие. В известняках интервала 1553,0-1556,0 м установлено обедненные ассоциации коколит с зональными видами *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, последнее появление которого зафиксировано в позднем кампане (Bown, 1998). Из-за незначительного выхода керна не возможно проследить контакты кампанских отложений с сантонскими и маастрихтскими породами. Но следует отметить, что в мергелях позднего сантона (по каротажу и фораминиферам) определены зональные кампанские виды известкового нанопланктона *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina и *Broinsonia parca* subsp. *parca* (Stradner) Bukry. Маастрихтские отложения охарактеризованы комплексами нанопланктона с видами *Broinsonia parca* subsp. *constricta* Hattner.

При сопоставлении кампанских отложений по известковому нанопланктону можно сделать следующие выводы: 1) в изученных разрезах по известковому нанопланктону установлена зона UC15 в объеме среднего – низов позднего кампана; 2) отложения раннего кампана имеют сокращенный объем, что отмечалось и по другим палеонтологическим остаткам; 3) зафиксировано стратиграфический уровень нижней границы зоны UC15 как нижней границы среднего кампана по первому появлению зонального вида *Misceomarginatus pleniporus* Wind and Wise; 4) комплексы нанопланктона однотипные и многочисленные, но в верхней части разреза кампана резко уменьшаются по таксономическому и количественному составу; 5) в маастрихтских отложениях установлено нанопланктонные слои с *Broinsonia parca* subsp. *constricta* Hattner, что по схеме Сиссинга (Bown, 1998) характерно для приграничных отложений верхнего кампана – нижнего маастрихта; 6) зональный кампанский вид *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina выявлено в отложениях, датированных комплексами бентосных фораминифер сантонского возраста. Это прослеживается в большинстве разрезов равнинного Крыма и Присивашья; 7) установленные стратиграфические уровни по известковому наннопланктону фиксируют следующий трансгрессивный ритм морского бассейна, в отличие от предыдущего, охарактеризованного бентосными фораминиферами.

Автор выражает искреннюю благодарность кандидату геолого-минералогических наук В.А. Присяжнюку за квалифицированные советы и научные дискуссии, кандидату геолого-минералогических наук Л.Ф. Плотниковой за предоставленный каменный материал.

Список литературы

1. Геология СССР. Том VIII. Крым. Часть I. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 .
2. *Плотнікова Л.Ф.* Мілководні верхньокрейдові форамініфери платформеної частини УРСР (Консько-Ялинська западини і Північно-Східне Причорномор'я). К.: Наукова думка, 1967. 108 с.
3. Стратиграфія УРСР. Т. VIII. Крейда / відп. ред. О.К. Каптаренко-Черноусова. К.: Наукова думка, 1971. 320 с.
4. *Bown P.* Calcareous nannofossil biostratigraphy. London: Chapman and Hall, 1998. 318 p.

Комплексное изучение методами диэлектрической спектроскопии и ЯМР-релаксометрии физико-химических свойств нефти

Мезин А.А., Шумскайте М.Й., Чернова Е.С.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

MezinAA@ipgg.sbras.ru, ShumskaiteMI@ipgg.sbras.ru, ChernovaES@ipgg.sbras.ru

Введение. Одной из основных тенденций в развитии интерпретационной базы лабораторных исследований при определении петрофизических параметров горных пород и физико-химических свойств внутрипластовых флюидов является комплексирование данных методов, основанных на разных физических принципах. К такому подходу можно отнести совместную интерпретацию данных диэлектрической спектроскопии и ЯМР-релаксометрии. Значительную роль в формировании диэлектрической постоянной образца играют поляризационные процессы, происходящие на поверхностях раздела разных фаз. Процессы другого типа, действующие на тех же поверхностях, в значительной мере определяют и ядерно-магнитные свойства этих образцов. Эти методы отличаются разной чувствительностью к определенным характеристикам породы и насыщающего ее флюида, следовательно, могут давать дополнительную информацию об изучаемом образце при совместной интерпретации результатов (Аксельрод, 2012; Мезин и др., 2019; Lapina et al., 2017; Jones, Taylor, 2015).

Таким образом, применение комплекса этих методов позволяет повысить точность определения структуры порового пространства горных пород и реологических свойств пластовых флюидов.

Комплексная диэлектрическая проницаемость и ЯМР-характеристики проб нефтей. На пробах нефтей выполнены эксперименты по определению диэлектрических и ЯМР-характеристик. Действительная часть КДП на частоте 1 кГц меняется в диапазоне 2,11-2,89 отн.ед., достигая максимальных значений для пробы №3 (рис. 1).

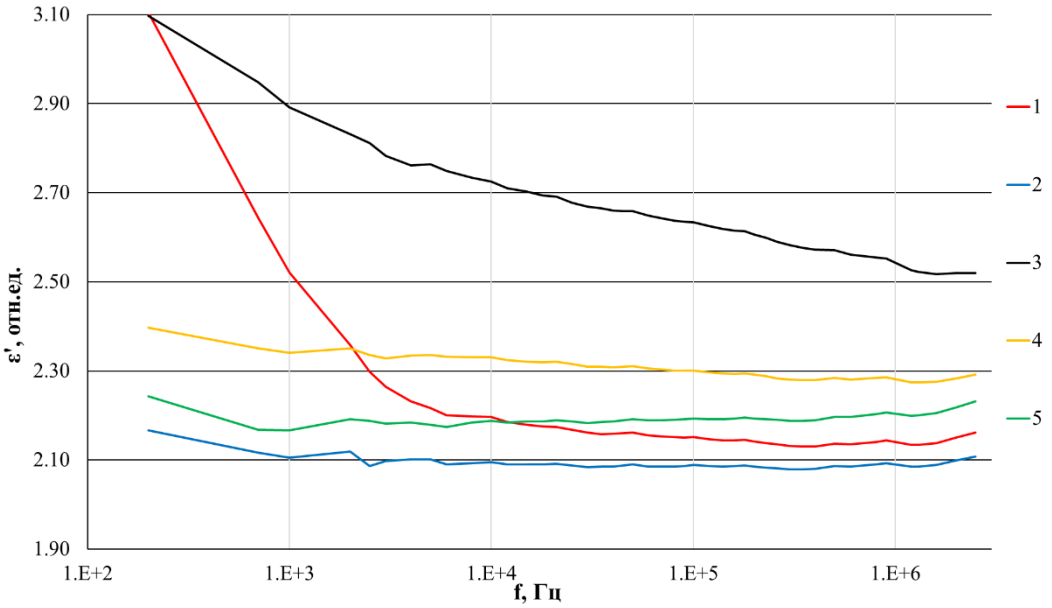


Рис. 1. Зависимость действительной части КДП от частоты.

На рис. 1 видно, что действительная часть КДП образца №3 существенно отличается от остальных, такое поведение кривой можно объяснить наличием в составе пробы релаксанта (соль, вода), либо наличие воды на стенках экспериментальной ячейки. Гипотеза о наличии воды на стенках ячейки была опровергнута повторным измерением, с предварительной сушкой ячейки в печи при 50°С в течении 30 минут, в результате которого была получена аналогичная кривая. Поведение кривой для образца №1 заметно отличается от остальных, это свидетельствует о повышенном содержании солей в составе образца по отношению к

значениям остальных образцов. Образец №1 – единственный из представленных образец нефти Баженовской свиты.

По ЯМР-данным пробы характеризуются широкими диапазонами времен T_2^{LM} (от 11 до 1500 мс со средним значением 310 мс) и водородосодержания (от 60 до 98%). Спектры по временам поперечной релаксации также значительно отличаются по амплитуде, ширине и положению на оси T_2 (рис. 2).

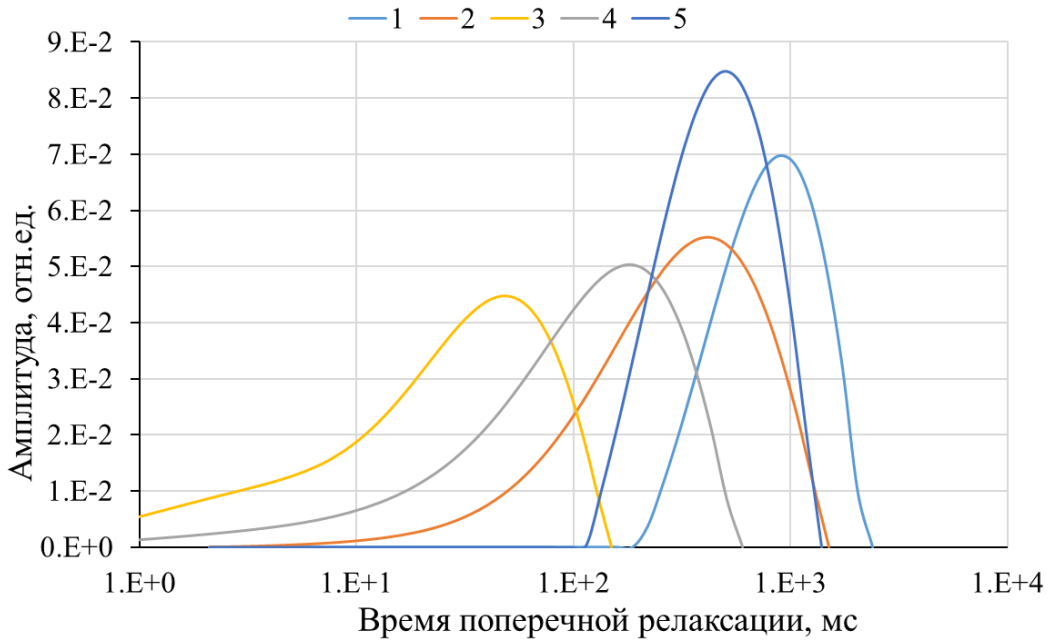


Рис. 2. Спектры времен поперечной релаксации для проб нефти

По спектрам видно, что из представленной коллекции проб наиболее вязкой является проба №3 – ее плотность составляет 0,9103 г/см^3, вязкость при 20°С равна 102,8 мм^2/с. Эта проба характеризуется наименьшими значениями T_2^{LM}=21 мс, что объясняется высоким содержанием смолисто-асфальтеновых соединений (>20%). При этом можно отметить, что самой легкой является проба №1 с плотностью 0,8153 г/см^3 и вязкостью при 20°С – 3,81 мм^2/с. Содержание смолисто-асфальтеновых соединений в пробе <1%, что в наибольшей степени определяет значения T_2^{LM} этой пробы больше 700 мс.

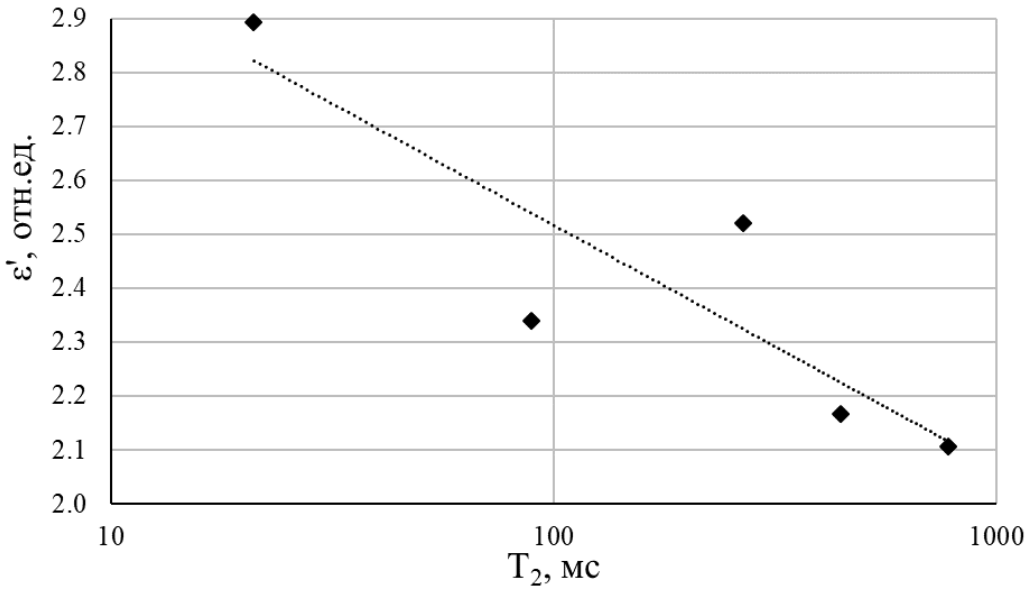


Рис. 3. Зависимость действительной части КДП от времени поперечной релаксации на частоте 1 кГц

Таким образом, можно сделать вывод, что КДП имеет обратную зависимость от времени T_2 – чем больше значения T_2 пробы нефти, тем реальная часть КДП будет меньше (рис. 3).

Выводы. Проведенные исследования показывают чувствительность методов диэлектрической спектроскопии и ЯМР-релаксометрии к наличию в составе нефти смолисто-асфальтеновых и ароматических соединений, которые повышают общее значение действительной части КДП и уменьшают среднее значение T_2, а также значение содержания насыщенных углеводородов в пробе, что уменьшает общее значение КДП пробы и увеличивает среднее T_2 образца. Полученные результаты показывают, что методы диэлектрической спектроскопии и ЯМР-релаксометрии дополняют друг друга и подтверждают актуальность их комплексного применения.

Работа выполнена в рамках проекта фундаментальных научных исследований № 0266-2019-0006 «Разработка методик оценки ресурсов, разведки и подсчета запасов залежей трудноизвлекаемой нефти в углеродистых карбонатно-глинисто-кремнистых, карбонатных и засолоненных песчаных коллекторах».

Список литературы

1. Аксельрод С.М. Новые тенденции в диэлектрическом каротаже (по материалам зарубежной печати) // Каротажник. – 2012. – №4 (214). – С. 78-112.
2. Мезин А.А., Шумскайте М.Й., Голиков Н.А., Бурухина А.И. Связь комплексной диэлектрической проницаемости нефти с ее физико-химическими свойствами и ЯМР-характеристиками [Электронный ресурс] // Геофизические технологии. – 2019. – № 4. – С. 24-34.
3. Lapina A.S., Bobrov P.P., Golikov N.A., Repin A.V., Shumskayte M.Y. Hysteresis of the NMR response and the complex relative permittivity of the quartz granules powders and solid sandstones during the water imbibition and drainage // Measurement Science and Technology. – 2017. – Т. 28. – № 1. – P. 014007-014007.
4. Jones M., Taylor S.E. NMR relaxometry and diffusometry in characterizing structural, interfacial and colloidal properties of heavy oils and oil sands // Advances in Colloid and Interface Science. – 2015. – Vol. 224. – P. 33-45.

Исследование радионуклидного состава снежного покрова Арктической части Западной Сибири ядерно-геофизическим методом

Мезина К.А., Мельгунов М.С., Белянин Д.К.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, mezinaka@igm.nsc.ru

Введение. Одним из основных путей миграции химических элементов в окружающей среде является атмосферный перенос. На этот процесс значительное влияние могут оказывать как природные (пылевые бури, вулканическая деятельность, лесные пожары), так и антропогенные факторы (выбросы промышленных предприятий, открытые разработка месторождений и складирование промышленных отходов, аварии на предприятиях ЯТЦ и др.). Переносимые воздушным путем химические элементы поступают на земную поверхность в составе сухих пыле-аэрозольных выпадений, а также в составе атмосферных осадков («мокрых» выпадений).

Часто в качестве индикаторов процессов, связанных с переносом вещества из атмосферы, используют радиоактивные изотопы, такие как ^{7}Be, ^{210}Pb$_{атм}$ и ^{137}Cs. Их применяют при оценке условий и скоростей формирования современных озерных, речных и морских осадков, изучении переноса аэрозольных частиц в атмосфере и скоростей их выпадения на поверхность земли и т.д. (Baskaran et al. 1993; Baskaran et al. 1995; Godoy et al. 1998; Carroll et al. 1999; Baskaran et al. 2001; Taylor et al. 2013; Aba et al. 2016; Taylor et al. 2016; Melgunov et al. 2019).

Радиоактивные изотопы естественного происхождения ^{7}Be и ^{210}Pb$_{атм}$ в значительных количествах поступают на земную поверхность из атмосферы. Данные изотопы имеют различные источники происхождения: ^{7}Be ($T_{1/2}$ = 53.3 дня) образуется в верхних слоях атмосферы при взаимодействии протонов и нейтронов космического излучения с ядрами ^{14}N и ^{16}O (Lal et al. 1958; Baskaran et al. 2001). Радионуклид ^{210}Pb ($T_{1/2}$ = 22.3 года) является дочерним продуктом распада ^{222}Rn, образующегося в результате радиоактивного распада радионуклидов ряда ^{238}U и поступающего в атмосферу с поверхности земли. Выброс ^{137}Cs ($T_{1/2}$ = 30 лет) в окружающую среду происходил в результате ядерных испытаний и аварий на предприятиях атомной энергетики. В настоящее время ^{137}Cs попадает в атмосферу в результате ряда процессов: выветривания пылевых частиц с поверхности ранее загрязненных почв, либо при сгорании большого количества органического материала во время сильных природных пожаров (Scherbov et al. 2010; Щербов и др. 2015). Будучи электрически заряженными сразу после образования, эти радионуклиды сорбируются аэрозольными и пылевыми частицами и в их составе выпадают на поверхность земли.

Существует большое количество исследований, связанных с изучением процессов, регулирующих поведение ^{7}Be, ^{210}Pb$_{атм}$ в воздушной среде и их вымывании из атмосферы в составе дождевых осадков. Вместе с тем, встречается мало работ, посвященных изучению ^{7}Be, ^{210}Pb$_{атм}$ в снеге. Такие исследования могут быть особенно актуальны для регионов, где характерен длительный (более нескольких месяцев) период устойчивых отрицательных температур с установлением постоянного снежного покрова. Снежный покров является природным депонентом, накапливающим информацию об атмосферных поступлениях за достаточно большой промежуток времени от первого выпадения поздней осенью до его таяния весной. Его изучение может дать информацию об интегральном поступлении ^{7}Be, ^{210}Pb$_{атм}$ на земную поверхность за весь период снегонакопления без разделения вкладов сухой и мокрой компоненты.

Целями настоящего исследования являются: (1) выявление особенностей поступления ^{7}Be, ^{210}Pb$_{атм}$ и ^{137}Cs в составе атмосферных выпадений в зимний период на территории Арктической части Западной Сибири (Ямало-Ненецкий автономный округ (ЯНАО) Российской Федерации), и (2) изучение вклада гранулометрических фракций взвешенного вещества снеговых вод в общее содержание этих радионуклидов в отобранных образцах интегральных снеговых выпадений.

Объекты исследования. В настоящей работе были исследованы 17 образцов интегральных проб снега, отобранные с 18 по 22 апреля 2019 года в Надымском, Пуровском, Тазовском районах ЯНАО. Отбор проводился вдоль автотрасс г. Надым – г. Новый Уренгой –

пос. Уренгой и пос. Тазовский – пос. Уренгой – г. Тарко-Сале, представляющих направления Запад-Восток и Север-Юг. Точки пробоотбора расположены на расстоянии 100–200 м от трассы.

Пробоотбор и пробоподготовка образцов. Для отбора проб снега выбирались участки поверхности, расположенные под открытым небом в пределах площадок, закрытых от сильных ветров. Пробы отбирали методом шурфа на всю мощность снежного покрова, за исключением 5-ти см слоя над почвой. Отобранные образцы снега объемом 50–60 л упаковывались в пластиковые контейнеры и доставлялись в лабораторию. Окончательная пробоподготовка образцов состояла из нескольких последовательных этапов:

1. В лабораторных условиях проводилось таяние снеговых проб (T = 20–22ºC).
2. После отстаивания в течение 1–2 ч и выпадения в осадок крупной фракции взвешенного вещества снеговых вод проводилась декантация пробы.
3. Для отделения мелкодисперсных твердых фракций декантированный раствор последовательно фильтровался через два фильтра: фильтр «синяя лента» (средний размер пор 3–5 мкм) и мембранный фильтр 0.45 мкм. Это позволило выделить две компоненты взвешенного вещества размерностью более 3 мкм и от 3 до 0.45 мкм, представляющие собой пылевые частицы различных размеров.
4. Полученный после фильтрования раствор был подкислен до pH=1 добавлением концентрированной HNO_3. Раствор содержал взвешенное вещество размерностью менее 0.45 мкм, представленное наноразмерными пылевыми, аэрозольными частицами, коллоидами и растворенной компонентой. Весь объем раствора упаривался до выделения сухого остатка.

Методы исследования. В выделенных гранулометрических фракциях взвешенного вещества каждого образца снега проводилось определение активностей ^{7}Be, $^{210}Pb_{атм}$ и ^{137}Cs методом высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии по специально разработанной методике (Gavshin et al. 2005; Mel'gunov et al. 2003). Анализ выполнялся при помощи гамма-спектрометра на основе низкофонового колодезного полупроводникового HPGe детектора GWL-220-15 (активный объем 220 $см^3$; диаметр колодца 15.5 мм; глубина колодца – 40 мм; разрешение лучше 1.4 кэВ на энергии 122 кэВ и лучше 2.3 кэВ на энергии 1.33 МэВ). Нижний предел обнаружения $^{210}Pb_{атм}$, ^{7}Be и ^{137}Cs составлял 0.02 Бк. Длительность измерения единичного образца изменялась от 8 до 48 ч. Длительность времени измерения выбиралась таким образом, чтобы статистическая погрешность определения площадей аналитических фотопиков 46.5 и 477.6 не превышала 5 %.

Результаты исследований и их обсуждение. Исследование радионуклидного состава снежного покрова показало, что:

а) ^{7}Be, $^{210}Pb_{атм}$ и ^{137}Cs присутствуют во всех выделенных гранулометрических фракциях взвешенного вещества снеговой воды;

б) за весь период накопления снежного покрова интегральное поступление ^{7}Be, $^{210}Pb_{атм}$ и ^{137}Cs в составе «мокрых» и «сухих» выпадений, с учетом вклада всех выделенных гранулометрических фракций взвешенного вещества, для изученной территории в среднем составило (Бк/$м^2$): 58.7 (27.3–118.1), 25.2 (при разбросе 12.0–50.1) и 0.20 (0.05–0.40), соответственно.

в) средние удельные активности ^{7}Be, $^{210}Pb_{атм}$ и ^{137}Cs в снеговой воде на момент отбора проб составляют 248.0 (147.5–357.2), 104.5 (70.8–139.9) и 0.90 (0.14–1.82) мБк/л, соответственно.

г) уровни концентраций ^{137}Cs в исследованных образцах близки к пределу обнаружения используемого аналитического метода. Соответственно, погрешность их определения часто превышает величину в 20–30%, что делает невозможным совместную с $^{210}Pb_{атм}$ и ^{7}Be статистическую интерпретацию данных, полученных для ^{137}Cs.

Плотности выпадения ^{7}Be и $^{210}Pb_{атм}$ сильно коррелируют с количеством осадков при коэффициентах корреляции (r) 0.75 и 0.88, соответственно. Столь сильные корреляции объясняются тем, что вымывание с осадками является одним из важнейших механизмов удаления данных изотопов из атмосферы. Известно, что более 80% ^{7}Be и $^{210}Pb_{атм}$, находящихся

в нижних слоях атмосферы, осаждаются непосредственно с «мокрыми» выпадениями (дождь, снег) (Turekian et al. 1983; Baskaran et al. 1993; Koch et al. 1996).

Изучение характера совместного выпадения ^{7}Be и ^{210}Pb$_{атм}$ показывает заметную корреляционную связь (r = 0.55) между величинами их удельных активностей. В тоже время наблюдается сильная корреляция между плотностями выпадения ^{7}Be и ^{210}Pb$_{атм}$ (r = 0.86). Это говорит о том, что осаждение обоих радионуклидов, в основном, регулируется одними и теми же процессами (высота и тип облаков, интенсивность и продолжительность снегопадов, вертикальное перемешивание воздушных масс над местом отбором проб) (Baskaran et al. 1993; Rastogi et al. 2008).

Пространственное распределение плотностей выпадения ^{7}Be и ^{210}Pb$_{атм}$ показало, что плотности выпадения как ^{7}Be, так и ^{210}Pb$_{атм}$ в группе точек отбора в широтном направлении в целом выше, чем в меридиональном. Величины удельных активностей ^{7}Be в точках отбора широтного направления (268 мБк/л) выше, чем меридионального (219 мБк/л). Удельные активности ^{210}Pb$_{атм}$ по обоим направлениям имеют близкие значения (108 и 98 мБк/л).

По доли взвешенного вещества крупнозернистой фракции от общей активности ^{7}Be выделяются две группы точек. К первой группе (Group 1) относятся образцы под номерами 1–4, 13, где доля фракции > 3 мкм больше 34%. Ко второй группе (Group 2) относятся образцы под номерами 7, 12, 14–15 с более низким (<19%) вкладом этой фракции. При этом, основная доля (от 47 до 87%) ^{210}Pb$_{атм}$ находится в крупнозернистой фракции взвешенного вещества снеговой воды для всех образцов.

По этому же признаку среди образцов, отобранных в меридиональном направлении (с севера на юг), к Group 1 можно отнести образцы 3 и 8, в которых доля крупнозернистой фракции взвешенного вещества снеговых вод в общей активности ^{7}Be составляет 54-56%. В остальных образцах (Group 2) от 68 до 90% от общей активности ^{7}Be содержится в мелкодисперсной фракции взвешенного вещества. При этом во всех образцах основная доля (47–77%) ^{210}Pb$_{атм}$ находится в крупнозернистой фракции.

Отличительной особенностью образцов, относящихся к Group 1 и Group 2 является территориальное расположение точек пробоотбора. Все образцы (1–4, 8, 13), представляющие Group 1, отобраны вблизи населенных пунктов. В этих пунктах расположены тепловые станции, крупные промышленные автотранспортные предприятия, хорошо развита транспортная сеть, есть ряд промышленных предприятий. Наличие развитой промышленной и социальной инфраструктуры предполагает повышенный выброс в атмосферу в зимний период значительного количества загрязняющих веществ в виде пылевого материала, продуктов горения топлива (дым, сажа). Таким образом, можно сказать, что точки отбора образцов снега, относящихся к Group 1, расположены на участках с повышенной антропогенной нагрузкой. В отличие от Group 1 точки отбора образцов Group 2 (5–7, 9–12, 14–17) расположены вдали (не менее 30–40 км) от населенных пунктов и на них в меньшей степени сказывается техногенный фактор.

Распределение ^{7}Be и ^{210}Pb$_{атм}$ по гранулометрическим фракциям взвешенного вещества снеговых вод для образцов Group1, отобранных вблизи населенных пунктов, значительно отличается от образцов Group 2, расположенных вдали о населенных пунктов.

Выводы. Изучение радионуклидного состава снежного покрова, накопленного за зимний период 2018–2019 гг. на территории ЯНАО, позволило получить первые данные о совместном поступлении ^{7}Be, ^{210}Pb$_{атм}$ и ^{137}Cs на земную поверхность в Арктическом регионе Западной Сибири. Проведенные исследования показали, что:

1. Интегральные выпадения ^{7}Be и ^{210}Pb$_{атм}$ в зимний период в составе «мокрых» и «сухих» выпадений на момент отбора образцов (конец апреля 2019 года) составили в среднем 58.7 и 25.2 Бк/м^2. Средние удельные активности ^{7}Be и ^{210}Pb$_{атм}$ в снеговой воде на момент отбора образцов составили 248.0 и 104.5 мБк/л, соответственно. Плотность выпадения ^{137}Cs из атмосферы мала по сравнению с ^{7}Be и ^{210}Pb$_{атм}$, и не превышает 0.40 Бк/м^2 во всех изученных точках пробоотбора.

2. Плотности выпадения ^{7}Be и $^{210}Pb_{атм}$ хорошо коррелируют с количеством осадков. Это объясняется тем, что вымывание с осадками является одним из важнейших механизмов удаления данных изотопов из атмосферы.

3. Разделение взвешенного вещества снеговых вод по гранулометрическим фракциям показывает, что исследуемые изотопы присутствуют во всех трех выделенных фракциях: > 3 мкм, 0.45–3 мкм и < 0.45 мкм.

4. По соотношению вкладов гранулометрических фракций взвешенного вещества снеговых вод в общую активность ^{7}Be и $^{210}Pb_{атм}$, а также по удельным активностям этих изотопов во фракциях выделяются две группы образцов, имеющие четкую территориальному привязку. Точки отбора образцов, составляющих Group 1, расположены на участках с повышенной антропогенной нагрузкой, рядом с крупными населенными пунктами. Образцы Group 2 были отобраны в точках, расположенных на участках с меньшим влиянием техногенного фактора, вдали (не менее 30–40 км) от населенных пунктов.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при частичной финансовой поддержке гранта РНФ №18-77-10039 (отбор проб, аналитическая работа, интерпретация результатов). Аналитические исследования проведены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» ИГМ СО РАН.

Список литературы

1. Щербов Б.Л., Е.В. Лазарева., И.С. Журкова. Лесные пожары и их последствия. Новосибирск: Академическое издание «ГЕО», 2015. 154 с.
2. Aba A., Al-Dousari A.M., Ismaeel A. Depositional characteristics of ^{7}Be and ^{210}Pb in Kuwaiti dust // J. of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2016. V. 307. P. 15-23.
3. Baskaran M., Coleman C.H., Santschi P.H. Atmospheric depositional fluxes of ^{7}Be and ^{210}Pb at Galveston and College Station, Texas // J. of Geophysical Research: Atmospheres. 1993. V. 98. P. 20555-20571.
4. Baskaran M., Naidu A.S. ^{210}Pb-derived chronology and the fluxes of ^{210}Pb and ^{137}Cs isotopes into continental shelf sediments, East Chukchi Sea, Alaskan Arctic // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 4435-4448.
5. Baskaran M., Shaw G.E. Residence time of arctic haze aerosols using the concentrations and activity ratios of ^{210}Po, ^{210}Pb and ^{7}Be // J. of Aerosol Science. 2001. V. 32. P. 443-452.
6. Carroll J., Williamson M., Lerche I., Karabanov E., Williams D.F. Geochronology of Lake Baikal from ^{210}Pb and ^{137}Cs radioisotopes // Applied Radiation and Isotopes. 1999. V. 50. P. 1105-1119.
7. Gavshin V.M., Melgunov M.S., Sukhorukov F.V., Bobrov V.A., Kalugin I.A., Klerkx J. Disequilibrium between uranium and its progeny in the Lake Issyk-Kul system (Kyrgyzstan) under a combined effect of natural and manmade processes // J. of Environmental Radioactivity. 2005. V. 83. P. 61-74.
8. Godoy J.M., Schuch L.A., Nordemann D.J.R., Reis V.R.G., Ramalho M., Recio J.C., Brito R.R.A., Olech M.A. ^{137}Cs, $^{226, 228}Ra$, ^{210}Pb and ^{40}K concentrations in Antarctic soil, sediment and selected moss and lichen samples // J. of Environmental Radioactivity. 1998. V. 41. P. 33-45.
9. Koch D.M., Mann M.E. Spatial and temporal variability of ^{7}Be surface concentrations // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 1996. V. 48. P. 387-396.
10. Lal D., Malhotra P.K., Peters B. On the production of radioisotopes in the atmosphere by cosmic radiation and their application to meteorology // J. of Atmospheric and Terrestrial Physics. 1958. V. 12. P. 306-328.
11. Mel'gunov M.S., Gavshin V.M., Sukhorukov F.V., Kalugin I.A., Bobrov V.A., Klerkx. J. Anomalies of Radioactivity on the Southern Bank of the Ysyk-Köl Lake (Kyrgyzstan) // Chemistry for Sustainable Development. 2003. V. 11. P. 859-870.
12. Melgunov M., Mezina K., Sherbov B., Vosel Yu., Zhurkova I., Belyanin D. Radioactive elements in atmospheric precipitations of the Western Siberia // E3S Web of Conferences. 2019. V. 98. P. 10003.
13. Rastogi N., Sarin M.M. Atmospheric ^{210}Pb and ^{7}Be in ambient aerosols over low-and high-altitude sites in semiarid region: Temporal variability and transport processes // J. of Geophysical Research: Atmospheres. 2008. V. 113. P. D11103.
14. Scherbov B.L., Lazareva E.V. Migration factors of radionuclides and heavy metals during forest fires in Siberia // Advances in environmental research. 2010. V. 4. P. 125-143.
15. Taylor A., Blake W.H., Smith H.G., Mabit L., Keith-Roach M.J. Assumptions and challenges in the use of fallout beryllium-7 as a soil and sediment tracer in river basins // Earth-Science Reviews. 2013. V. 126. P. 85-95.
16. Taylor A., Keith-Roach M.J., Iurian A.R., Mabit L., Blake W.H. Temporal variability of beryllium-7 fallout in southwest UK // J. of Environmental Radioactivity. 2016. V. 160. P. 80-86.
17. Turekian K.K., Benninger L.K., Dion E.P. ^{7}Be and ^{210}Pb total deposition fluxes at New Haven Connecticut and at Bermuda // J. of Geophysical Research. 1983. V. 88. P. 5411–5415.

Экологические проблемы Западной ильменно-бугровой равнины Волжского Понизовья

Мелихов М.С.[1], Мелихова Д.В.[1], Быстрова И.В.[2], Смирнова Т.С.[2]

1ФГАОУ ВО «РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина» mr.m_m_s@mail.ru

2ФГБОУ ВО «Астраханский государственный университет», innabistrova1948@mail.ru, juliet_23@mail.ru

Район Западной ильменно-бугровой равнины расположен западнее основной центральной системы рукавов реки Волги. Восточной границей считается река Бахтемир, а исследуемая площадь составляет около 20 км^2. (рис. 1).

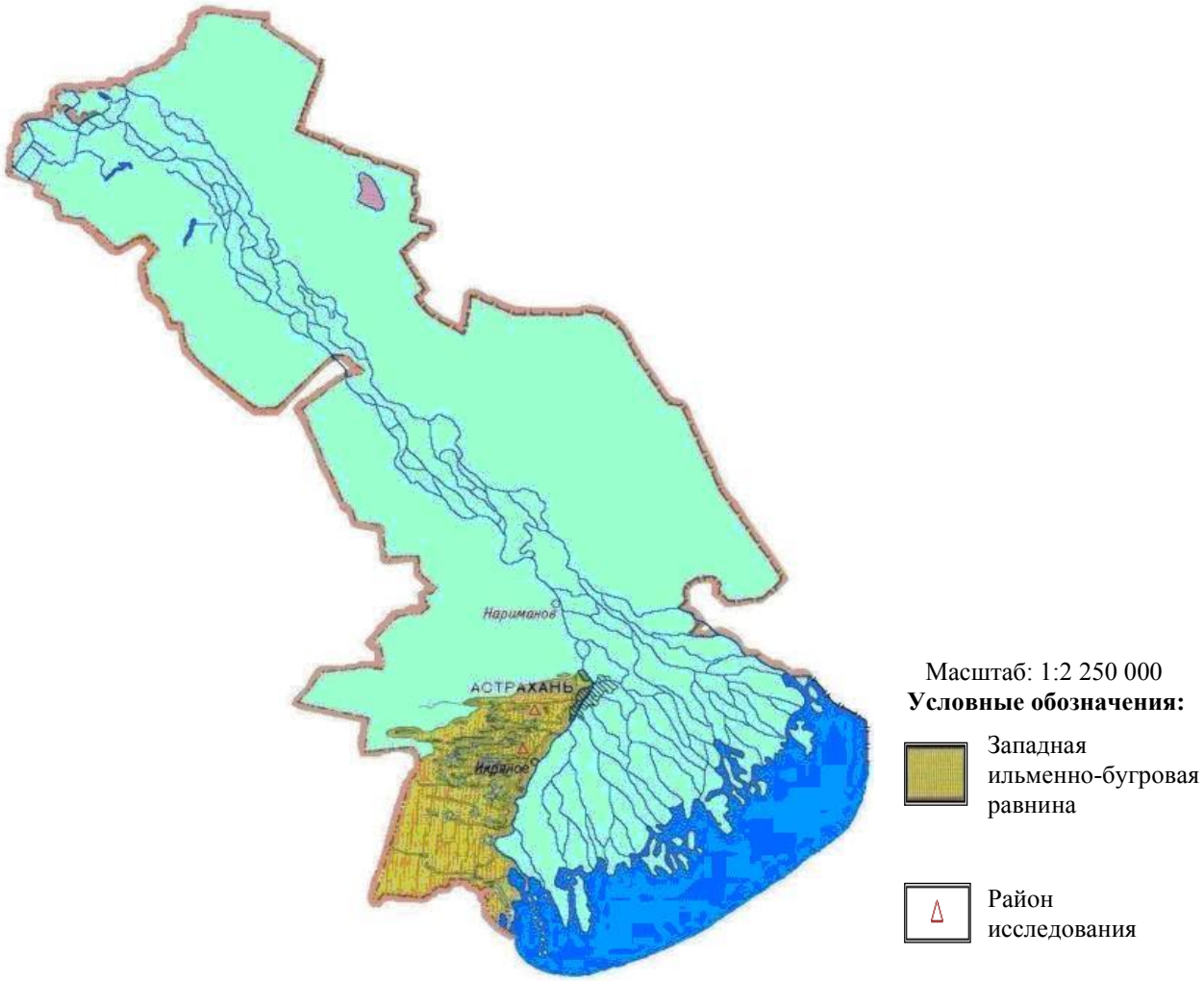


Рис. 1. Обзорная карта района исследования

Исследуемая территория в геоморфологическом отношении приурочена к первичной морской аккумулятивной равнине. Основной фон ее современной поверхности, как правило, представлен осадками Хвалынского моря. Равнина осложнена буграми Бэра и межбугровыми понижениями, занятыми ильменями, ериками и песчаными массивами. Ильмени являются частью гидрографической сети района исследования. Их генезис зависит от истории развития территории, современных процессов рельефообразования и особенностей климата. Формирование ильменей связано с отступлением вод позднехвалынского моря, а главную роль оказывают ветры, морские и волжские воды, которые связывают ильмени между собой. После регрессии моря межбугровые понижения заполнились водой и превратились в ильмени. В результате образуются субширотно–вытянутые многочисленные параллельные цепочки ильменей, отделенные друг от друга грядами бугров. Межбугровые понижения, к которым приурочены ильмени, ориентированы в субширотном направлении, преимущественно с запада на восток, а их конфигурация соответствует конфигурации межбугровых понижений и представляет собой плавно извилистую линию. Для бугров характерны абсолютные отметки от

минус 3,8 до минус 15,8 метров, а днища межбугровых понижений имеют абсолютные отметки от минус 22,0 м до минус 27,0 м. Длительное время эти водотоки соединялись с р. Волгой или Каспийским морем, тем самым увеличивая объемы воды в ильменях (Быстрова и др., 2010).

Результаты полевых исследований позволили выявить следующую закономерность: если абсолютная отметка ильменного понижения составляет минус 25,0 м, то воды реки Волги могут свободно поступать в ильмень, а уже с отметками выше минус 25,0 м эта связь теряется. Следовательно, полноводие водотоков зависит как от поступления в них волжской воды, так и от вод Каспийского моря.

Падение уровня Каспийского моря и зарегулирование стока р. Волги (с 1955 по 1995 г.г.), а также вступление в действие крупных ГЭС на реке Волге привели к нарушению гидрологического режима, изменился паводок, что усугубило нехватку воды и аридизацию климата Нижнего Поволжья. Именно это повлекло за собой активизацию процессов засоления почвенного покрова, изменение химического состава почв и воды и повлияло на распределения растительности и привело к формированию пустынного ландшафта в условиях жаркого и сухого климата, недостаточного поверхностного увлажнения и глубокого залегания грунтовых вод (Быстрова и др., 1985).

Питание западных ильменей осуществляется волжскими водами в основном в период половодья, посредством ериков и протоков, отходящих от реки Волги и рукава Бахтемир (Каньга, Малая Дарма, Дарма, Ножевский проток, Бертюль, Алгаза, Икрянка, Бушма и др.).

В результаты многолетних полевых наблюдений за состоянием ильменей были проведены их морфологические и морфометрические обследования. Длина ильменей колеблется от нескольких сот метров до нескольких километров. Ширина их варьирует в пределах 150–1000 м, глубина в межень — 0,5–1,0 м, в половодье — 2,0–3,5 м. В широтном направлении ильмени соединяются между собой узкими ериками различной длины. Ширина ериков, соединяющих ильмени, колеблется в пределах от 5,0–10,0 м до 30,0–45,0 метров. Относительная их глубина варьирует от 0,8–1,5 м. Днище плоское, как и у ильменей и слабовогнутое. Склоны, как правило, симметричны (Быстрова и др., 2009, 2013).

До создания Волжско-Камского каскада водохранилищ обводнение западных подстепных ильменей осуществлялось по естественным водотокам. Зарегулирование стока реки Волга привело к сокращению площади обводнения ильменей. Многие протоки, по которым волжская вода поступала в зону западно-подстепных ильменей, оказались перегорожены дамбами, что привело к сокращению их площадей. В результате этого на местах больших и пресноводных ильменей сформировались пересохшие, с небольшим количеством воды в центральной части, а ряд других ильменей совершенно исчезли (Быстрова и др., 2016, 2017).

К сожалению, в последние десятилетия подпитка всей водной системы Западных подстепных ильменей происходит в основном за счет весеннего половодья из рек (Хурдун, Бушма, Прямой Бертюль, ерик Ножовский и др.), а также крупных ериков. Поэтому объемы пресной воды в них резко сокращаются, а многие и прекратили своё существование.

Ильменно-бугровая равнина представляет собой сложнейшую экологическую систему, созданную природой, которая на протяжении многих столетий хищнически использовалась людьми. По мнению авторов это привело к ее деградации, нарушению экологического равновесия, а в последние годы очень резко обострился вопрос как нехватки пресной воды, так и потребительскому отношению людей к природному богатству – воде. Это обусловлено в первую очередь многолетним нерациональным использованием водных ресурсов, что привело к критическому состоянию пресных водоемов, активизации процессов засоления и массового отмирания ильменей.

В результате полевых исследований с 2007 по 2015 годы нами были описаны многочисленные ильмени и выявлены те, которые полностью прекратили свое существование, пересохли и превратились в засоленные и растрескавшиеся низины. Это Большой Ловес, Землянка, Салык, Гюрте, Богульчик, Большой и Малый Каракалый, Зоргута, Алтын-Куль, Беркульта, Безымянный и др. (Быстрова и др., 2009, 2013, 2014).

Наиболее крупным из них является ильмень Власов, который вплоть до 2012 года использовался местными жителями как рыбоводный пруд. Его режим обводнения был зарегулирован за счет подачи воды насосами из питающего ерика Алгаза. В настоящий момент обводнение этих ильменей не представляется возможным.

Данный уникальный ландшафт, который является важнейшим звеном географической оболочки, оказался на грани отмирания и если человек разумный не примет радикальных мер не только для сохранения, но и восстановления этого природного ресурса, это может привезти к гибели уникальнейшего компонента Нижневолжского ландшафта – ильменей.

Необходимо продумать политику по сохранению территории западных подстепных ильменей, так как именно они являются хранилищем пресных вод, необходимых для жизнедеятельности населения.

Список литературы

1. Быстрова И. В. Смирнова Т. С. Карабаева А. З. Федорова Н. Ф. Роль зарегулирования стока р. Волги и влияние антропогенного воздействия на водные экосистемы Астраханского региона Бюллетень науки и практики, 2016. №10 (октябрь). С. 56-63.
2. Быстрова И. В., Брекалова А. И. Комплексное изучение водных ресурсов Северо–Западного Прикаспия // Водные ресурсы, их использование и охрана. Горький: Горьковский государственный педагогический институт им. Горького, 1985. С. 62–67.
3. Быстрова И. В., Карабаева А. З., Смирнова Т. С. Некоторые вопросы экологии водных ресурсов западных подстепных ильменей Астраханской области // Перспективы развития строительного комплекса, 2014. Т. С. 39–43.
4. Быстрова И. В., Карабаева А. З., Смирнова Т. С., Карабаева О. Г. Эколого-географическая характеристика ильменей Западной ильменно–бугровой равнины // Естественные науки, 2009. №3. С. 15–18.
5. Быстрова И.В., Карабаева А.З., Федорова Н.Ф., Карабаева О.Г. Экология ландшафтов Западного ильменно-бугрового района Астраханской области// Астраханский вестник экологического образования № 3 (25) 2013. С. 82-87.
6. Быстрова И.В., Смирнова Т.С., Карабаева А.З., Экологические проблемы опустынивания территории западных подстепных ильменей Астраханского региона// Современные проблемы обеспечения экологической безопасности Сборник материалов Всероссийской очно-заочной научно-практической конференции с международным участием. Современные проблемы обеспечения экологической безопасности. 2017. Издательство: Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева (Орел). – 2017. - С. 54-59.
7. Быстрова И.В., Карабаева А.З., Смирнова Т.С., Бармин А.Н. Западный ильменно-бугровой район Астраханской области: природные особенности, оценка и современное состояние: монография. Астрахань: Техноград, 2010. 178 с.
8. Быстрова И.В., Карабаева А.З., Смирнова Т.С. Некоторые вопросы экологии водных ресурсов западных подстепных ильменей астраханской области //Перспективы развития строительного комплекса, 2014. Т. С. 39-43.
9. Карабаева А.З., Быстрова И.В., Смирнова Т.С. Современные геоэкологические проблемы Западных подстепных ильменей Астраханской области// Астраханский вестник экологического образования, 2012. № 3. С. 132-136.
10. Синенко Л.Г. Современное состояние Западных подстепных ильменей и их водообеспечение // Современное состояние водных ресурсов Нижней Волги и проблемы их управления. Астрахань: Астраханский государственный университет, 2009. С. 112–114.

Эколого-геоморфологические исследования городских территорий

Моляренко В.Л.

Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины, molyarenko-vova@bk.ru

Введение. Городские территории – это специфические геоэкосистемы, где взаимодействуют природные, природно-техногенные и техногенные компоненты, где в значительной мере изменены природные составляющие, такие как: рельеф, геология и гидрогеология, гидрологические условия и климат. На этих территориях формируется новый природно-техногенный комплекс, функционирование которого труднопредсказуемо и достаточно слабо изучено. Техногенез оказывает разнообразное по физической природе воздействие на природные компоненты города, через механическое, химическое, тепловое воздействие. Рельеф городских территорий является структурно-планировочным и экологическим каркасом. Он управляет балансом вещества и энергии, оказывает существенное влияние на формирование структуры городских систем, которые включают: строительство зданий, сооружений и коммуникаций, санитарно-гигиенические условия, ландшафтно-архитектурные решения городских объектов. Оценка эколого-геоморфологических условий городских территорий позволяет решать возникающие проблемы.

Геоморфология городских территорий – направление прикладной геоморфологии, систематизирующее знания о рельефе городских территорий, его строении, внешних признаках, свойствах, происхождении и закономерностях развития, о взаимосвязях и взаимозависимостях контактирующих сред, разделом которых является земная поверхность с присущим ей рельефом. При этом городская территория рассматривается как специфическая геоморфологическая система.

При геоморфологических исследованиях городских территорий рельеф рассматривается как один из ведущих компонентов географической среды, рельеф является не только инженерным, но и экологическим условием, а следовательно, должен учитываться при оценке экологического потенциала города. Комплексные геоморфологические исследования позволяют провести оценку городской территории с точки зрения ее устойчивости, степени безопасности для проживания, благоприятности для застройки, микроклиматических и санитарно-гигиенических условий, привлекательности для размещения рекреаций, что в свою очередь позволит дать рекомендации по размещению промышленной и социальной инфраструктуры, гидротехнических и других важных для города сооружений с наибольшим эколого-экономическим эффектом, по оптимизации потоков загрязнения.

Рельеф необходимо учитывать при решении проблем утилизации и удаления отходов (промышленных, бытовых). Анализ геоморфологической систем «Город» проводится в трех тесно связанных направлениях.

Инженерно–геоморфологический анализ. Рельеф является «субстратом ландшафта» и верхней границей геологической среды, и поэтому на правах особого компонента включается как в геологическую среду, так и в ландшафтную геосистему города. В то же время рельеф – основной объект и предмет исследования геоморфологии. Геоморфология, занимающая пограничное положение между геологией и географией, служит связующим звеном, которое объединяет инженерно-географические исследования, и может сделать их взаимосвязанными и взаимодополняющими.

Геоморфологическая информация является базисом для оценок устойчивости геологической среды, ландшафта, городской среды в целом. Изучение рельефа, его происхождения, возраста и современных рельефообразующих условий строительства и эксплуатации сооружений необходимо, поскольку рельеф и рельефообразующие процессы являются внешними условиями существования инженерного комплекса. Основные положения современной инженерной геоморфологии были изложены Т.В. Звонковой (1970). Это прикладное направление активно развивал А.Т. Левуднюк и развивают Ю.Г. Симонов, Э.Т. Палиенко, В.И. Кружалин и др. (Кузьмин, 2009).

Инженерно-геоморфологические исследования включают: изучение инженерных свойств рельефа; оценку и прогноз рельефообразующих процессов; оценку взаимосвязей

между рельефом и инженерными сооружениями (оценку устойчивости); определение оптимального уровня техногенной нагрузки на урбанизированную геоморфологическую систему (обеспечение устойчивости); инженерные исследования рельефа городской территории проводятся для выявления связей между современным, погребенным рельефом и современными рельефообразующими процессами с одной стороны, между рельефом города и инженерной деятельностью человека – с другой.

Эколого-геоморфологический анализ. Рассмотрение системы «человек – ельеф» определяется необходимостью выявления роли географической среды местоположения города на его рост и развитие, и, в частности, рассмотрение рельефа как основы экосистемы «Город». Эта позиция в науке является новой. Человек создал город, свою экосистему, в соответствии со своими потребностями, в которой он, человек, и является первым системообразующим звеном, а другим – природная (географическая) среда. Их взаимодействие формирует городскую территорию и специфическую природно-антропогенную среду – городскую среду, или градостроительную систему, в которой рельеф выполняет роль структурно-планировочного каркаса и является основой экологического каркаса.

Эколого-геоморфологический анализ включает: оценку позитивного влияния рельефа на состояние городской экосистемы; выявление вредных воздействий геоморфологических условий на городскую экосистему; разработку рекомендаций по снижению этих воздействий; сохранение и контролируемое изменение геоморфологических условий города. (Жучкова, 2004)

Последовательность этапов эколого-геоморфологической оценки территории:

- необходимость оценивать обеспеченность территории геологической, гидрогеологической, геоморфологической, гидрологической и др. информацией и достаточность имеющейся режимной сети;
- оценка инженерных (геологических, геоморфологических, гидрогеологических) условий территории. Результатом такой оценки должны послужить карты инженерно-геологического районирования с выделением зон разной степени опасности проявления экзогенных и эндогенных процессов;
- оценка геоэкологических условий, включающая определение техногенных преобразований территории, техногенных процессов, степени загрязнения окружающей среды промышленными и бытовыми отходами и.т д;
- эколого-геоморфологическая оценка территории с целью обеспечения безопасности населения;

Одной из главных задач геоморфологии городских территорий является разработка критериев экологической оценки рельефа и рельефообразующих процессов городских и урбанизированных территорий. Выработка критериев, на основании которых можно провести оценку устойчивости измененного рельефа, является основной задачей инженерной и экологической геоморфологии (Лихачева,2002).

Таблица 1. Характеристики среды и их применение при эколого-геоморфологической оценке

Характеристики городской среды (условия и показатели)	Оценка территории	
	Инженерный аспект	Экологический аспект
Тип рельефа	Оценка степени устойчивости территории для функционального зонирования; оценка развития комплекса экзогенных и эндогенных процессов.	Оценка безопасности проживания, экологическая привлекательность ландшафта, тип застройки.
Палеорельеф	Оценка влияния палеорельефа на гидрогеологические условия, вероятность активизации карста, провально-просадочных явлений.	Оценка безопасности проживания.
Расчлененность рельефа (суммарная	Оценка по степени благоприятности для строительства; оценка развития комплекса экзогенных процессов:	Оценка экологической привлекательности ландшафта и типа застройки; оценка потери

вертикальная и горизонтальная)	карста, оползней, эрозии; оценка необходимости и размещение объектов по защите от процессов эрозии; оценка необходимости и размеров земляных работ по вертикальной планировке территории; оценка вероятности развития подтопления, заболачивания, суффозионно-просадочных явлений.	экологической привлекательности ландшафта после работ по вертикальной планировке; оценка влияния этих процессов на условия жизни и здоровье населения.
Уклоны поверхности	Архитектурно-планировочные решения застройки; оценка величины поверхностного стока; оценка сложности прокладки коммуникаций, размещения и плотности ливневой канализации.	Оценка возможности загрязнения поверхностным стоком; оценка вероятности повреждения коммуникаций и возможной степени загрязнения (ухудшение условий проживания).
Экспозиция склонов	Выбор места для объектов социальной инфраструктуры.	Оценка обеспеченности необходимой инсоляцией.
Структурно-тектоническое строение	Оценка степени сейсмической устойчивости территории.	Оценка сейсмической опасности и готовности населения к землетрясению.
Тип и генезис отложений	Оценка инженерных свойств грунтов, устойчивости территории, необходимости сооружения объектов по защите территории от негативных геологических процессов; оценка геохимических условий; оценка сложности прокладки коммуникаций; оценка развития комплекса геологических процессов: карста, оползней, неравномерного сжатия грунтов; оценка коррозионной опасности грунтов и их устойчивости к динамическим нагрузкам.	Оценка безопасности проживания на городской территории по комплексу инженерных условий; выявление зон экологического (в данном случае геохимического) комфорта и дискомфорта; оценка вероятности загрязнения почв и грунтовых вод, распространения «болезней» растений.
Грунтовые воды	Оценка, глубины залегания, агрессивности, градиента вертикальной фильтрации для определения степени подтопленности и объема работ по обеспечению нормальной дренированности территории, возможности загрязнения подземных вод, необходимости гидроизоляции подземных коммуникаций.	Оценка вероятности подтопления и развития кровососущих насекомых и патогенной мик-рофлоры на подтопленных и загрязненных участках; оценка состояния зеленых насаждений и рекреационных зон.
Поверхностные воды	Оценка степени опасности на-воднений, процессов абразии по берегам водотоков и водоемов и необходимости возведения защитных сооружений.	Оценка питьевых и эстетических качеств водоемов и возможности их использования для рекреационных целей.
Подземные воды	Оценка запасов; оценка технического качества воды, степени защиты от загрязнения.	Оценка питьевых качеств и возможности использования для питьевых и бальнеологических целей.
Техногенные грунты	Оценка мощности и площадей распространения техногенных отложений, возможности их мелиорации или ликвидации; инженерных свойств, в том числе коррозионных свойства, вибрационных, электрических, тепловых.	Оценка степени патогенности техногенных отложений; вероятности загрязнения почв и грунтовых вод; распространения «болезней» растений.
Плотность застройки и закрытость территории	Выбор участков для перспективного строительства или альтернативного использования территории.	Оценка проветриваемости территории, ее экологической привлекательности (наличие мест отдыха, социальной инфраструктуры) и степени самоочищения поверхностным стоком.
Плотность авто- и рельсовых дорог	Корректирование планировочной структуры и выбор участков для перспективного строительства.	Оценка техногенных полей вибрации и блуждающих токов, шумового загрязнения; оценка защищенности

		объектов социальной инфраструктуры (детские сады, школы, лечебные заведения) и историко-архитектурных объектов от воздействия физических полей и химического загрязнения.
Силовые линии (кабели, высоко-вольтные линии)	Корректирование планировочной структуры и выбор участков для перспективного строительства.	Определение зон экологического (в данном случае геофизического) комфорта и дискомфорта; определение зоны электрокоррозионной опасности; определение зоны влияния высокочастотных электромагнитных полей на жителей города; оценка влияния электромагнитных полей на биоту.

В настоящее время интерес к эколого-геоморфологическим исследованиям остается достаточно высоким. На территории Беларуси проведена большая работа, связанная с изучением рекреационных возможностей, но эколого-геоморфологические исследования крупных городов еще не проводились. Их актуальность обусловлена экологическими проблемами, вызванными развитием черной и цветной металлургии, нефтяной отрасли и машиностроения.

Список литературы

1. Жучкова, В.К. Методы комплексных физико–географических исследований: Учебн. пособие для студ. вузов / В.К. Жучкова, Э. М. Раковская. – М.: Издательский центр «Академия», 2004. – 368 с. .
2. Кузьмин, С.Б. Опасные геоморфологические процессы и риск природопользования / С.Б. Кузьмин. – Новосибирск: Академич. изд-во «ГЕО», 2009. – 195 с.
3. Лихачева, Э.А. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Э.А. Лихачева, Д.А. Тимофеев. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2002 – 640 с.

Геоэкологические риски при строительстве скважин в солеродных бассейнах

Несмеянова А.С., Ушивцева Л.Ф.

Астраханский государственный университет г. Астрахань, пл. Шаумяна 1, ushivceval.@mail.ru

Введение. Соленосные отложения имеют значительную мощность, занимают огромные территории и обладают целым рядом особенностей, присущих только данной геологической формации - высокой пластичностью и способностью резко менять свой объем, что обусловливают их уникальность образовывать специфические тектонические формы в виде соляных куполов, штоков, козырьков, диапиров. Доказана генетическая связь соленосных отложений и углеводородов – крупнейшие нефтегазоносные провинции являются одновременно областями развития мощной толщи соленосных отложений. Это нефтегазоносные провинции Мексиканского залива, Припятской, Днепрово-Донецкой, Североморской, Германской, Прикаспийской Амударьинской, Восточно-Кубанской впадин. Большая часть месторождений нефти и газа (60 %) образовалась и сохранилась благодаря наличию соленосных толщ. Мономинеральный состав соли, большая мощность и огромные территории, занимаемые солеродными бассейнами, позволяют считать соленосную толщу идеальным флюидоупором в пределах большинства солеродных бассейнов, обеспечивающих высокую степень гидрогеологической закрытости недр.

С другой стороны, наличие соленосных отложений в разрезах осадочных бассейнов наряду с другими факторами способствует возникновению целого ряда осложнений при строительстве скважин:

- упруго-пластичным деформациям (течению солей и межсолевых глин),
- сужение ствола, деформации и смятие обсадных колонн;
- интенсивному каверно-, желообразованию при наличии калийно-магниевых солей и насыщению промывочного раствора указанными солями;
- рапопроявлениям с АВПД;
- затяжкам и прихватам бурового инструмента.

Все перечисленные виды осложнений являются экологически опасными. Следовательно, проблема прогноза участков разреза с возможными осложнениями на стадии подготовки проектной документации для выработки геолого-технических мероприятий по их предупреждению или ликвидации является весьма актуальной.

Наиболее опасными с точки зрения экологии являются рапопроявления, нефтегазопроявления (открытые фонтаны), пластические перемещения солей, межколонные давления и межколонные перетоки. Наиболее часто вскрытие соленосной толщи сопровождается рапопроявлениями, имеющими место практически во всех солеродных бассейнах, отличающиеся характером и интенсивностью проявления (дебитами рапы). Рапопроявления это поступление высокоминерализованной воды (рапы) в ствол скважин с возможным их изливом. Как известно, строение соленосной толщи неоднородно. В толще солей имеются межсолевые (внутрисолевые) пласты различного литологического состава – терригенные, карбонатные, сульфатные или смешанного типа (терригенно-сульфатные, терригенно-карбонатные, глинистые), которые в теле соляного купола распределены крайне неравномерно. В процессе проявления соляного тектогенеза межсолевые пласты изменили свое первоначальное положение в разрезе, были разорваны, деформированы, перемещены на различные гипсометрические уровни, разбиты трещинами. Эти межсолевые пласты насыщенные высокоминерализованными рассолами, запечатаны со всех сторон солями и представляют собой замкнутые гидродинамически изолированные резервуары (линзы) с аномально высокими пластовыми давлениями и значительными объемами рапы (Ушивцева, Григоров, 2001).

По мнению большинства авторов, рассолы представляют собой маточные рассолы морского бассейна, сконцентрировавшиеся до стадии кристаллизации калийных солей (седиментогенный тип). По классификации В.А. Сулина кунгурские рассолы относятся к группе хлоридных вод, хлоридно-кальциевому, реже хлоридно-магниевому или гидрокарбонатно-натриевому типам. Основным источником рассолов, вероятно, служили первичные

захороненные вместе с терригенно-сульфатными породами рассолы морского солеродного бассейна. Остаточные рассолы были выжаты из солей под действием веса отлагающихся осадков в трещиноватые коллекторы. Частично маточные рассолы могли разбавляться водой, выделяющейся при дегидратации гипсов или уплотнении глин (постседиментогенный тип). Скопление рассолов происходило в зонах разуплотнения межсолевых пород, в наиболее напряженных частях рапоносных складок, где возникали системы трещин, чему способствовали АВПД, соляной тектогенез и разуплотнение самих рассолов.

Высокоминерализованные рассолы наряду с химическими реагентами, применяемыми в буровом растворе, являются основными источниками загрязнения водоносных горизонтов и массива горных пород, служат причиной усиленной коррозии низов обсадных колонн и подземного оборудования. В случае внезапного фонтанирования и излива могут привести к загрязнению приповерхностного слоя литосферы, природных водоемов, засолению почв, гибели растительности (Ушивцева, 2003).

Сложность прогнозирования вскрытия рапосодержащих пластов и линз, наличие аномально высоких пластовых давлений (АВПД) определяют их внезапность, что приводит к высоким затратам времени и средств на ликвидацию рапопроявлений. В связи с ужесточением экологических требований невозможны, например, разрядка рапосодержащего пласта или линзы с целью снижения интенсивности перелива рапы и пластового давления.

Многие исследователи считают, что размещение рапонасыщенных зон и АВПД в соленосной толще контролируется современным состоянием геодинамического поля, изменяющегося в определенной мере в результате проявления сейсмотектонических процессов. Борьба с рапопроявлениями - весьма длительный, трудоемкий процесс и в большинстве случаев заканчивается ликвидацией скважины. В условиях повсеместного обострения экологической ситуации любое технологическое решение проблемы рапопроявлений должно предваряться убедительными доказательствами экологической безопасности его применения.

Анализ рапопроявлений по многим регионам с развитой солянокупольной тектоникой, в частности по Прикаспийской впадине показал, что даже в двух близкорасположенных скважинах корреляция таких пластов практически не возможна ввиду их выклинивания и литологического замещения (рис.1).

Особенно это актуально для месторождений Прикаспийской впадины, в составе пластового сырья которых присутствует сероводород - агрессивный и опасный компонент. Выбросы газа в атмосферу с гибельными последствиями имели место на Астраханском, Оренбургском и ряде других месторождений (Новиков и др., 2001). Так, при бурении скважины 264 Лободинская (западный склон впадины) на глубине 4359 м в солях был вскрыт рапопроявляющий горизонт с высоким содержанием сероводорода до 340 мг/м^3.

В скважине 4 Южно Плодовитенская интенсивное рапопроявление длилось в течение года. В скважинах 29, 14 на месторождении Тенгиз возникло рапопроявление с наличием сероводорода.

Примерами могут служить скважины Астраханского свода юго-западной части Прикаспийской впадины, при строительстве которых более чем в 50 из них зафиксированы рапопроявления различной интенсивности. Так, в скважине 223, заложенной на склоне Северо-Аксарайского купола возникло рапопроявление с дебитом 1000 м^3/сут, плотность рапы -1,26 г/см^3, при дальнейшем углублении интенсивность перелива составила уже 2016 м^3/сут. Скважина работала рапой несколько суток, выносилось большое количество сульфатно-терригенного материала, произошла самозакупорка пласта, скважина самоликвидировалась. Расчетное пластовое давление близко к горному, коэффициент аномальности – 2,28. При строительстве скважины 10 Астраханской возникло рапопроявление дебитом 105 м^3/с. Разрядка рапонасыщенного пласта велась более 43 суток. Ликвидировать рапопроявление удалось кольматацией пласта свинцовым утяжелителем (Девятов, 1982). В скважинах 85э, 436 рапопроявление с дебитом 200-270 м^3/сут и 57 м^3/сут соответственно ликвидировали 45 суток

путем разрядки пласта. Положительных результатов достичь не удалось и скважины ликвидированы (Ушивцева, Григоров, 2001; Ушивцева, 2011).

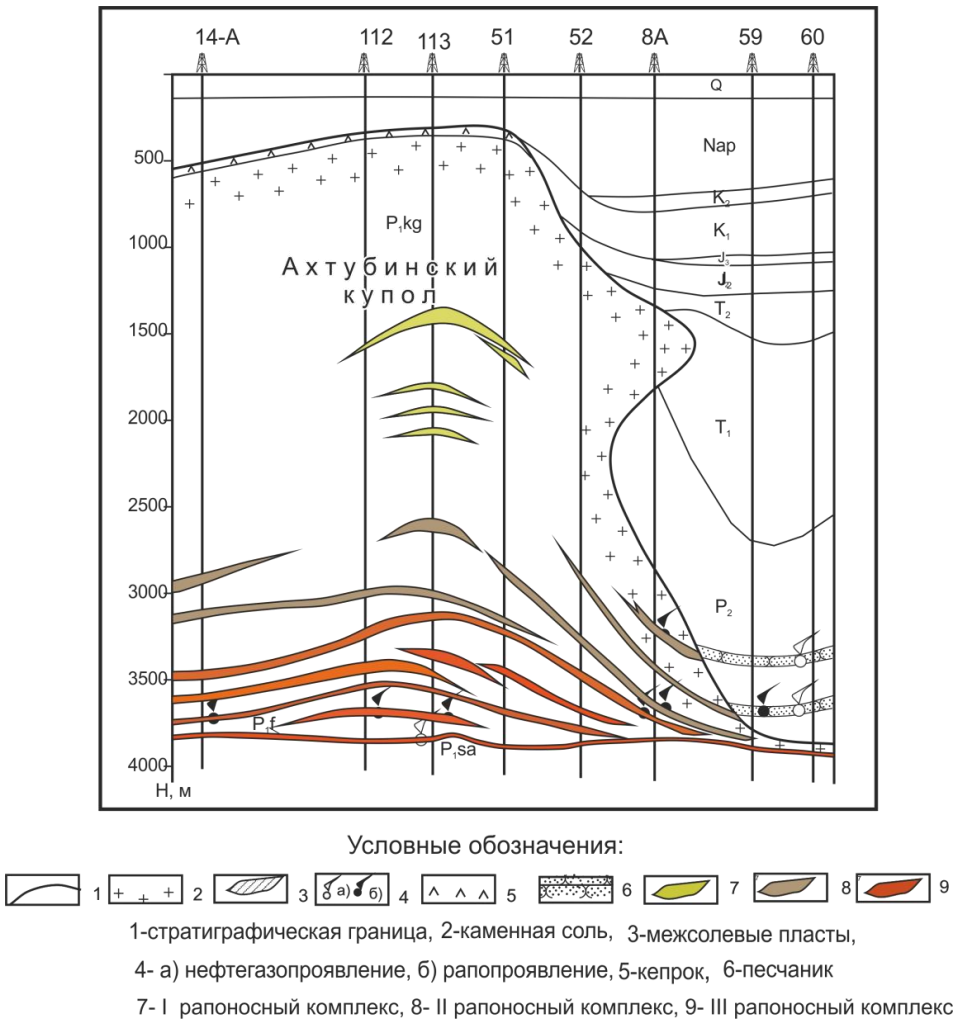


Рис. 1. Внутренне строение соляного купола Астраханского свода.

Процессы проявившегося соляного тектогенеза: куполообразование, сдвиговые деформации вязко-пластичных слоев (солей, межсолевых вязких пластичных глин) и их послойные перемещения приводят к сужению ствола скважины и как правило к прихватам бурового инструмента и смятию обсадных колонн. Течение или пластические перемещения солей и глин зафиксированы в Северо-Германской, Восточно-Кубанской, Амударьинской, Днепровско-Донецкой, Прикаспийской впадинах. Скорость пластической деформации может составлять от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в сутки. Так, в прибортовой части Прикаспийской впадины скорость сужения ствола в солях составила 0,5 мм/сут; в глинах на Астраханском своде юго-западной части скорость перемещения составила 6,4 мм/сут (скв. 3 Заволжская), в 1 Светлошаринской – 4-5 мм/час; в Саратовском Заволжье (Краснокутская 8) – 0,25 мм/час. По причине смятия обсадных колонн на Астраханском своде ликвидировано десятки скважин. Определяющим фактором предотвращения как рапопроявлений, так и сужений ствола, которые приводят к смятию колонн и ликвидации скважин, является величина противодавления промывочной жидкости (бурового раствора) и выявления опасных интервалов в разрезе скважины с помощью различных геофизических методов (Свинцицкий, 2004; Якубенко, 1974).

К опасным экологическим объектам относятся эксплуатационные скважины с наличием межколонных давлений (МКД) и межпластовыми перетокам (МПП). В соответствии с

«Правилами разработки нефтяных и газовых месторождений» (п.10.3.7) эксплуатация дефектных скважин не допускается.

С целью герметизации межколонного и заколонного пространств, изоляции источников МКД, МПП, водопритоков и флюидонасыщенных пластов, на Астраханском ГКМ применяют способ создания технологических окон путем вырезки части обсадных колонн против чистых солей. Благодаря пластичности солей (их течению) создается естественная непроницаемая покрышка. Этот способ позволяет ликвидировать МКД и изолировать источники поступления флюидов.

Учитывая особенности скважин АГКМ, обусловленные сложностью горно-геологических условий, а также уникальным составом добываемой пластовой смеси (сероводорода 25% и диоксида углерода 20%), необходим эффективный мониторинг герметичности конструкции скважин и заколонного пространства. Традиционные методы оказываются, в большинстве своем, низкочувствительными к слабоинтенсивной заколонной фильтрации флюидов, поэтому в процессе мониторинга околоскважинного и межскважинного пространства применяются различные инновационные геофизические методы такие как: пассивные микросейсмические методы – низкочастотное сейсмическое зондирование, локация микросейсмических событий, скважинно-наземная электрометрия (СНЭ), метод радиоактивных индикаторов, скважинная гелиеметрия (Ушивцева, 2012; Ушивцева и др., 2020).

Список литературы

1. Девятов Е.В. Особенности проводки скважин на Астраханском своде // ОИ Газовая промышленность. Серия: Бурение газовых и газоконденсатных скважин. - М., 1982, - №6. – 23 с.
2. Новиков В.С. Акулова Р.С., Зорина А.П. Рапопроявления при строительстве скважин // Газовая промышленность. - М., 2001.- № 2. – С.22-23.
3. Свинцицкий С.Б. Прогнозирование устойчивости стволов скважин в соленосных отложениях / ОИ Приложение к журналу «Наука и техника в газовой промышленности» М.: ООО«ИРЦ Газпром». - 2004. - 144с.
4. Ушивцева Л.Ф. Григоров В.А. Модель геологического строения кунгурского разреза и прогнозирование зон рапопроявлений территории Астраханского свода и прилегающих территорий // Разведка и освоение нефтяных и газоконденсатных месторождений / Тр. АНИПИГаза.- Астрахань: Факел, 2001. – С.14-16.
5. Ушивцева Л.Ф. Рассолы кунгурской соленосной толщи // Геология, бурение и разработка газовых и газоконденсатных месторождений / Тр. СевКавНИИгаз, - Ставрополь, 2003. – Вып.38. – С.13 -15.
6. Ушивцева Л.Ф. Геолого-технологические условия проводки скважин в условиях рапопроявлений // Астрахань, Геология, география и глобальная энергия. Астрахань, № 4, 2011. – С.71-74.
7. Ушивцева Л.Ф. , Мерчева В.С., Шарова О.А. Экологически безопасные технологии эксплуатации и ликвидации скважин с МКД //М.: Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе.- 2012, № 6, – С. 37-42.
8. Ушивцева Л.Ф., Хайловский В.Н., Пыхалов В.В. Новые методы прогноза рапонасыщенных пластов с целью предупреждения возможных осложнений при бурении скважин // Геология, география и глобальная энергия.– Астрахань, Издательский дом «Астраханский университет». – 2020.
9. Якубенко Б.В. Вопросы технологии проводки скважин в подсолевых отложениях Нижнего Поволжья // Геологическое строение и нефтегазоносность Нижнего Поволжья / Тр. НВ ТГУ. - Саратов , 1974. – Вып.1. - С. 62-81.

Подводные моренные гряды на сейсмоакустических профилях, как основа палеогеографических реконструкций неоплейстоценовых оледенений Новой Земли и сопряженного шельфа

Павлова М.А.[1], Зархидзе Д.В.[2]

СПбГУ, ИНоЗ, milana.a.pavlova@yandex.ru
ФГБУ ВСЕГЕИ, dzarkhidze@yandex.ru

Рассматриваемый вопрос касается внутреннего строения KZ_1-чехла северо-восточной части Тимано-Печоро-Баренцевоморской плиты (по Г.С. Биске). В рамках проекта по составлению листов S-39,40 ГК-1000/3 произведены уточнения и детализация палеогеографических построений ранее уже приведенных в ряде сообщений (Рекант и др., 2017; Gusev et al., 2018), где на основе использования сейсмоакустических профилей полученых МАГЭ в 2015-2016 гг., данных инженерно-геологического бурения и донного пробоотбора (Спиридонов и др., 1992; Самойлович и др., 1993; Крапивнер, 2006 и др.), и других опубликованных данных (Гусев и др., 2012; Доречкина и др., 2012), были получены сведения о распространении краевых ледниковых форм на Баренцевоморском шельфе в Приновоземельской его части (рис. 1).

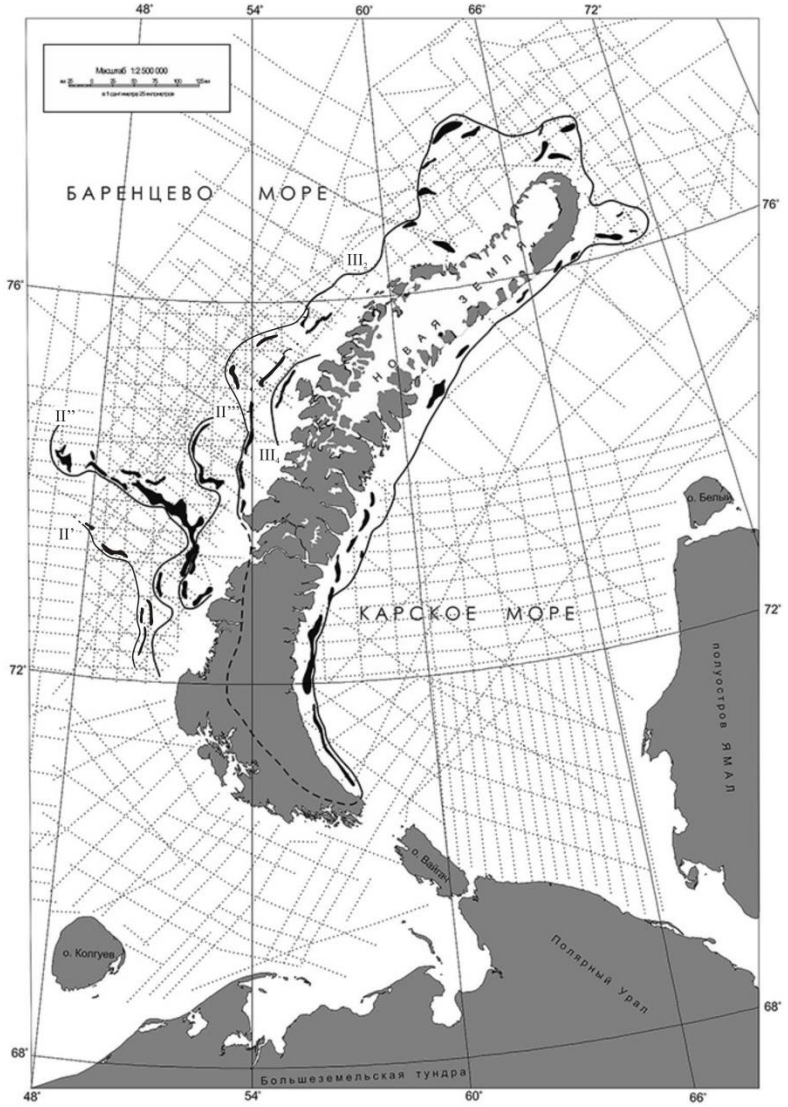


Рис. 1. Положение разновозрастных морен на Новоземельском шельфе по П.В. Реканту, Е.А. Гусеву и др. с дополнениями.

При корреляции таких упорядоченных серий морен (?) с известными неоплейстоценовыми подразделениями «холодных» этапов, классифицированы:

1. Самые древние ледниковые образования – выступают на дне Баренцева моря в виде сглаженных гряд на расстоянии 100-210 км к западу от Новой Земли. Краевые формы, сложенные ими, оконтуривают границы средненеоплейстоценовых оледенений трех генераций (II`, II`` и II```). Эти древние, вероятно, подводные морены крупного покровного ледника были сильно размыты и сохранились лишь фрагментарно в виде протяженных линейно-вытянутых останцов. При ГК-1000/3 они отнесены к одному из закартированных сейсмоподразделений – сейсмостратиграфической пачке ССП-III-1 – средненеоплейстоценовой с прозрачной сейсмозаписью, соответствующей максимальным по высоте моренным грядам.

Принадлежащие ССП-III-1 *конечно-моренные образования* (^{s}gII), наиболее ярко проявлены на шельфе в районе южного окончания Адмиралтейской возвышенности. Кроме того, они предварительно прослеживаются в Карском море к востоку от Восточно-Новоземельского желоба. Характерна светлая практически прозрачная сейсмозапись с хаотически расположенными короткими осями синфазности. Тела этих конечных морен имеют мощность от 10–15 до 30–80 м. Их, обычно, подстилают коренные породы либо морские, ледниково-морские отложения и перекрывают одновозрастные ледниково-морские осадки или преимущественно маломощный чехол верхненеоплейстоцен-голоценовых осадков (рис. 2).

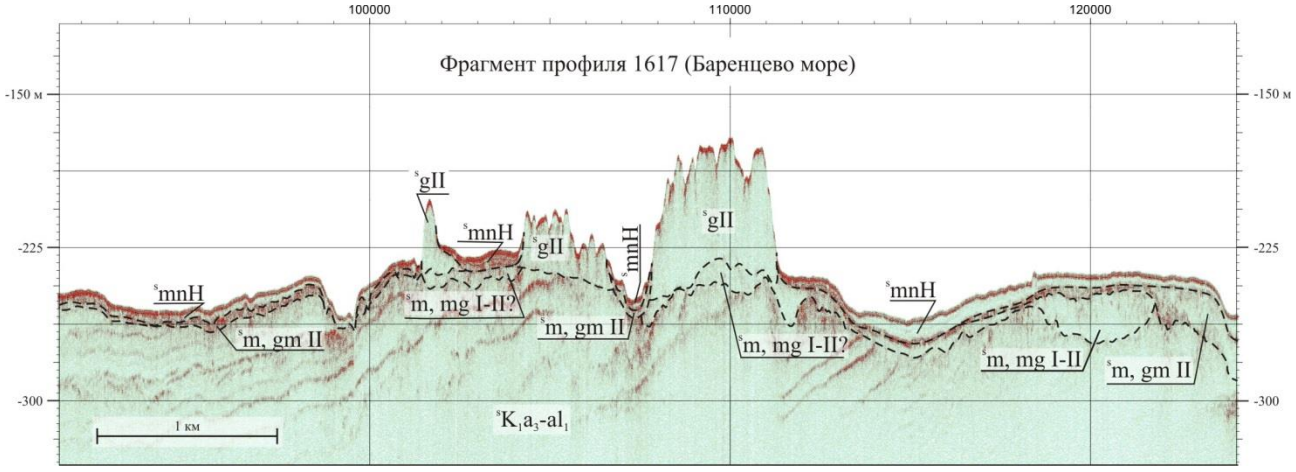


Рис. 2. Сейсмопрозрачная толща отнесенная на ГК-1000/3 листов S-39,40 к конечно-моренным образованиям среднеплейстоценового оледенения (^{s}gII) с подстилающими меловыми (в центре) или морскими, ледово-морскими стратонами. Видно прислонение к валам одновозрастной ^{s}m,gmII сейсмотолщи.

В рельефе дна при глубинах до 200–300 м они образуют отчетливые возвышенности относительной высотой до 75-130 м (южный склон Адмиралтейской возвышенности), причем последние сами насажены на структурные поднятия, что весьма естественно для морен на суше. На Карском шельфе в пределах Карской ступени на глубинах 80–100 м наблюдаются сходные, но менее выраженные, формы (Рекант и др., 2017).

Коррелятные образования на суше – основные морены средненеоплейстоценового баренцево-новоземельского гляциала - максимального горно-покровного оледенения Новой Земли, сохранившиеся в горной части архипелага (Красножен, 1990, Труфанов, 1990), где часто перекрыты отложениями средне-верхненеоплейстоценового кумжинского мариния (Красножен, 1990).

Все вышеперечисленные данные, а также нахождение на юге Новой Земли морских и озерно-аллювиальных осадков (Павлов, 1981) низов среднего неоплейстоцена, на сегодня фиксируют возрастной интервал оледенения серединой среднего неоплейстоцена и указывают на его пространственную эволюцию и размер.

Таким образом, данный ледниковый комплекс может быть отнесен к краевым образованиям максимального оледенения, и сопоставлен со среднерусским надгоризонтом европейской части России (тимано-уральским надгоризонтом Европейского Северо-Востока) и самаровско-тазовским интервалом Западной Сибири. Эти отложения коррелируются также

с верхней сейсмоакустической пачкой нижнего сейсмогоризонта второго сейсмокомплекса региональной шкалы – САП-II-2-1 (Zarchidze, 1991, Соболев, 1988). Мощность до 80 м.

2. Конечные морены более свежего облика, контрастно выделяющиеся в рельефе морского дна, окаймляющие архипелаг как с баренцевской, так и с карской стороны, отнесены к зырянскому (МИС 4) оледенению (Рекант и др., 2017; Gusev et al., 2018). Они перекрываются характерной тощей слоистых морских осадков, сопоставляемых с каргинским временем (МИС 3) по всему Баренцево-Карскому региону (Гайнанов и др., 2005). Их отстояние от современной береговой линии архипелага увеличивается в северном, и уменьшается в южном направлении, и составляет от 20 до 100 км.

При ГК-1000/3 они отнесены к сейсмостратиграфической пачке ССП-II-4 – лайской (ханмейской, раннезырянской) с типичной хаотической сейсмозаписью ($^{s}gIII_2$). Образования развиты на значительной площади и локализуются на склонах Новоземельского орогена, восточной части Адмиралтейской возвышенности, склонах главных желобов территории - Предновоземельского и Восточно-Новоземельского, формируя как системы протяженных гряд, так и холмисто-западинный мезорельеф (Матишов, 1984, Мусатов, 1992, Спиридонов, 1991).

На поверхности дна акватории эти ранненеценецкие (ханмейские, раннезырянские) субгляциальные образования обычно слагают формы, похожие на конечно-моренные гряды с относительной высотой до 35–40, а местами до 60 м (рис. 3). Они хорошо распознаются на сейсмоакустических разрезах динамически интенсивной, как правило, нерегулярной записью осей синфазности, что объясняется неоднородностью литологического состава, высокой латеральной изменчивостью и дискретностью распространения. Моренные образования имеют хорошую выраженность в рельефе, отчетливые вертикальные и латеральные границы и залегают на подстилающих отложениях со стратиграфическим несогласием, образуя локальные раздувы мощностей. Мезорельеф кровли отличается высокой расчлененностью по сравнению с близлежащими участками шельфа. Поверхность гряд на подводных склонах Новоземельского орогена и на контрсклонах Предновоземельского (Западно-Новоземельского) желоба к северу от 74°с.ш, по результатам донного фотографирования и опробования, характеризуется широким развитием валунно-галечно-гравийной отмостки (S-38-40,1999).

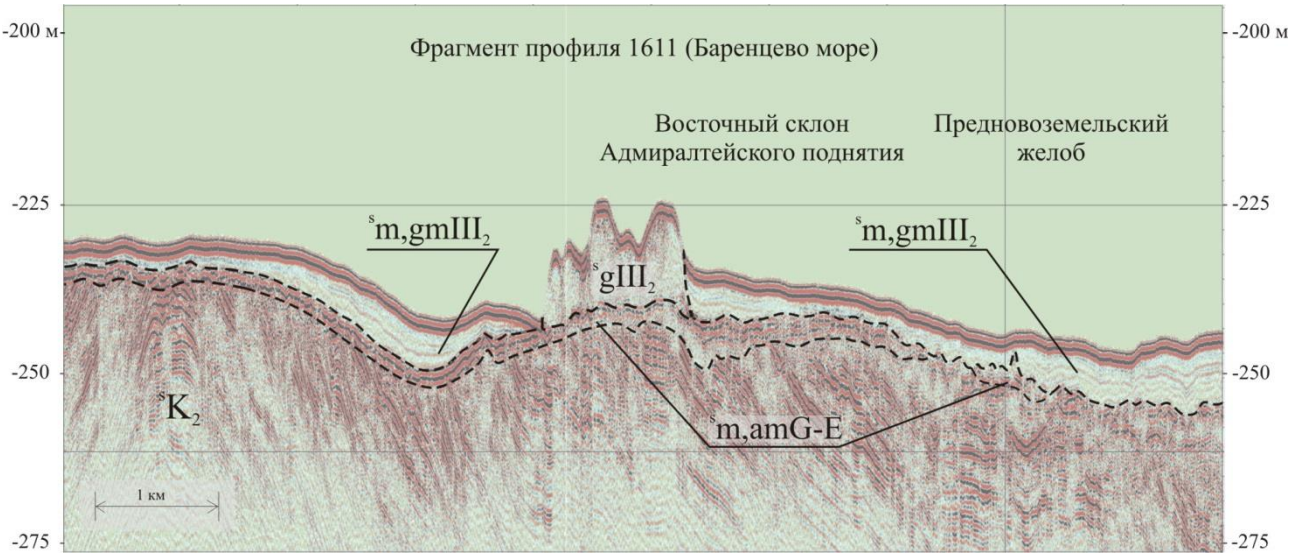


Рис. 3. Хорошо выраженная в рельефе подводная моренная гряда лайского (ханмейского, раннезырянского) времени зафиксированная на сейсмоакустическом субширотном профиле 1611 (МАГЭ, 2016) имеет ассимметричные соотношения с одновозрастными морскими, ледниково-морскими осадками подводных шлейфов и конусов выноса, что позволяет различить внешнюю (с линзовидным примыканием ледово-морских) и внутреннюю (перекрывающее примыкание одновозрастных ледово-морских) сторону вала.

Конечные и стадиальные морены на подводном склоне Новоземельского орогена, судя по их конфигурации, связаны с Новоземельским центром оледенения (рис. 1). Фронтальные стадиальные моренные гряды, ориентированные вдоль изобат, формируют крупные массивы длиной от 10 до 75 км, шириной 3–15 км; как правило, имеют проксимальные склоны 3–5° и

более. Дистальные склоны моренных гряд более пологие, часто представляют собой место постепенного, не активного фациального перехода к ледниково-морским осадкам.

Описываемые моренные образования на глубинах свыше 140–150 м фациально замещаются ледово-морскими осадками холодного ранненененецкого (ранневалдайского) интервала (S-38-40,1999). ССП-II-4 по своему стратиграфическому диапазону полностью соответствует САП-II-1,2 Баренцево-Карской региональной шкалы (Мусатов, 1989, Zarchidze, 1991). На суше Новой Земли стратон коррелируется с долгинской мореной позднего неоплейстоцена (Красножен, 1990). Мощность достигает 30 м.

3. Предположительно к сартанским моренам (МИС 2) отнесены формы, окаймляющие подводную банку у полуострова Адмиралтейства. Это последнее оледенение было незначительным, и распространялось лишь на части Северного острова Новой Земли (Рекант и др., 2017; Gusev et al, 2018).

В результате, детальное рассмотрение данных по сейсмоакустическим профилям МАГЭ 2015-2016 гг. для Приновоземельской акватории подтверждает ранее суммированные сведения (Рекант и др., 2017; Gusev et al., 2018) о закономерном распространении краевых ледниковых форм и свидетельствует против мощного шельфового плейстоценового оледенения. Реконструируемые морены опоясывают под водой острова архипелага, что соответствует представлениям об островных, наземных центрах плейстоценовых оледенений, не сливавшихся друг с другом.

Список литературы

1. Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. – М., Недра, 1986, 243 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-38–40 – Маточкин Шар. Объяснительная записка (Отв. ред. Б.Г. Лопатин). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 203 с. (МПР России, ВСЕГЕИ, МАГЭ, ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ).
3. Государственная геологическая карта. М-б 1: 200 000. Серия Новоземельская. Объяснительная записка к листам S-39-XXIII,XXIV, XXIX,XXX, S-40-XIX,XX,XXI,XXII,XXV,XXVI,XXVII,XXVIII (третья группа), (А.С. Красножен, В.С. Непомилуев) ПМГРЭ, 1990 г.
4. Дружинина Н.И., Мусатов Е.Е. Новые данные по микропалеонтологии и сейсмостратиграфии донных отложений Баренцева моря. – Геологический журнал АН Украины, 1992, № 9, с. 76–85.
5. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л., Наука, 1984. 176 с.
6. Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. Морфоструктура зоны сочленения Восточно-Новоземельского и Байдарацкого желобов. - Вестн. СПбУ, сер. 7 «Геология, география», 1992, вып. 1, с. 51–59.
7. Павлов Л.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части архипелага Новая Земля (отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:200 000). ПГО Севморгеология, 1981.
8. Рекант П.В., Гусев Е.А., Артемьева Д.Е., Зархидзе Д.В., Шкарубо С.И. Подводные границы Новоземельского оледенения по сейсмоакустическим данным // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва 25–29 сентября 2017 г. – М.: ГЕОС, 2017. С. 332-334.
9. Рекант П.В., Гусев Е.А., Артемьева Д.Е., Зархидзе Д.В., Шкарубо С.И. Новые данные о границах Новоземельского оледенения по геофизическим данным // Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. II. – М.: ИО РАН, 2017. С. 96-100.
10. Соболев Н.Н., Зархидзе В.С., Лазаренко Н.П. и др. Разработка стратиграфических схем палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений с целью обеспечения геологосъемочных, инженерно-геологических, поисковых работ на Западно-Арктическом шельфе (отчет по теме 918). Л., ВНИИОкеангеология, 1988.
11. Спиридонов М.А. Картирование четвертичных осадков шельфа. -В кн.: X11 Конгресс INQUA: итоги и перспективы. М., Наука, 1991, с. 148–154.
12. Gusev E., Rekant P., Artemieva D., Zarhidze D., Shkarubo S. New data on the boundaries of the Novaya Zemlya glaciacions according to seismoacoustic data // 6th International Conference on ‘Palaeo-Arctic Spatial and Temporal (PAST) Gateways’. Durham. 2018. P. 35.
13. Zarchidze V.S., Musatov E.E., Generalov P.P. Norwegian, Barents and Kara Seas. Cenozoic. — In: Paleogeographical Atlas of the Shelf Regions of Eurasia for the Mesozoic and Cenozoic/Eds. M.N. Alekseev, I.S. Gramberg, Yu.M. Pustcharovsky. G. B., Robertson Group Plk., 1991, vol. 2, p. 13.18–13.35, 6.

Эволюция метаморфических процессов в истории формирования неоархейского Токмовского блока, Волго-Уральский сегмент Восточно-Европейского кратона

Павлова Т.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, allafia@yandex.ru

Токмовский блок – крупный блок неоархейской коры в составе Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона (ВЕК) (Bogdanova et al., 2016) (рис. 1). Этот блок полностью перекрыт осадочным чехлом. По геофизическим данным и результатам изучения немногочисленных глубоких скважин имеет «купольно-килевую» геолого-геофизическую структуру, характерную для архейских гранит-зеленокаменных областей. В составе блока преобладают гнейсы и гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава, реже встречаются метаморфические породы основного состава. Для ТТГ гнейсов и гранитоидов циркон магматической генерации имеет сравнительно узкий интервал U-Pb возрастов от 2.86 до 2.72 млн лет, каймы обрастания метаморфического циркона дают возрасты от 2.72 до 2.63 млрд лет (Самсонов и др., 2019).

В моем докладе будут представлены результаты изучения метаморфизма пород в разных частях Токмовского блока.

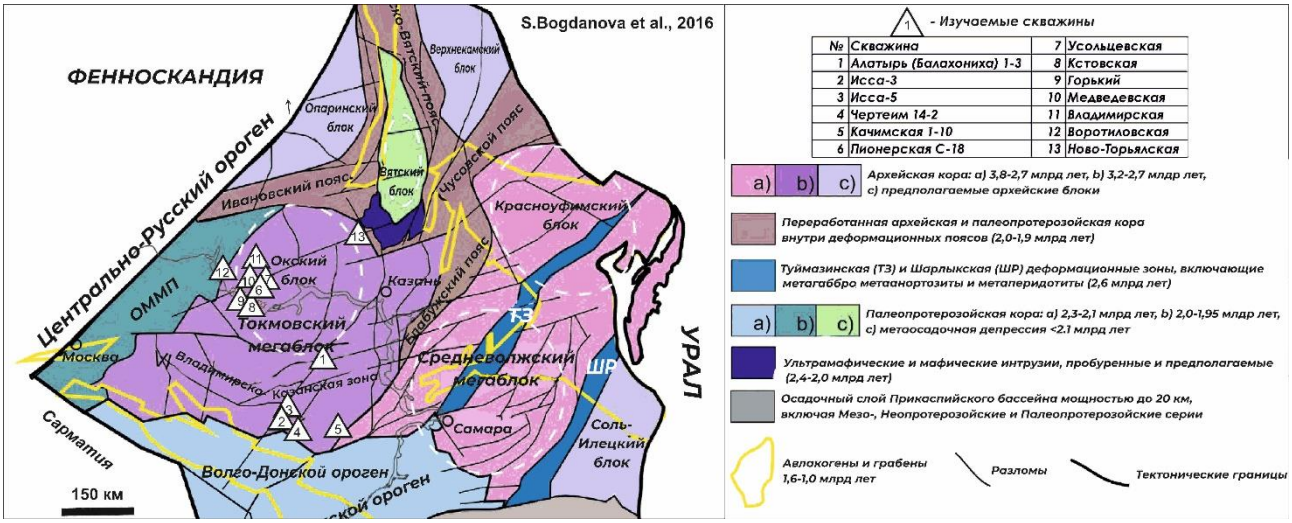


Рис. 1. Токмовский блок на фрагменте структурной схемы Волго-Уральского сегмента (Bogdanova et al., 2016) с номерами изучаемых скважин.

Аналитические методы. Изучение состава минералов и структурных взаимоотношений между ними осуществлялись с помощью растрового электронного микроскопа Jeol 6380 LV с энерго-дисперсионным анализатором INCA 250 (ЦКПНО ВГУ). Условия локальных анализов минералов: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощения электронов на Cu 1–2 нА, диаметр зонда 5 мкм, фокусное расстояние 10 мм. Это же оборудование использовалось для получения BSE изображений (изображения в обратно рассеянных электронах).

PT-параметры метаморфизма в первую очередь рассчитаны методами классической термобарометрии. Использованы 2 программы, содержащие инструменты расчета одних и тех же парагенезисов различными авторами, это сайт с онлайн-программой С. Иванова http://pin.ifz.ru и программа PTQuick Д.В. Доливо-Добровольского (http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptquick). Спорные параметры некоторых пород были ограничены с помощью псевдосекций в программе Perplex (J. Connoly, 1990).

Петрография. Наиболее информативные по минеральным ассоциациям метабазиты изучены из скважин Медеведевская и Владимирская, где они залегают совместно с породами гранитоидных комплексов. Амфиболиты имеют среднезернистую нематогранобластовую структуру, пятнистую и полосчатую текстуру. Парагенезисы в них разнообразны: Am+Pl(Ans-Lab)±Gr±Cpx±Opx. Некоторые разновидности претерпели в разной степени биотитизацию и

окварцевание. В пироксеновых амфиболитах содержание Cpx доходит до 20%, иногда присутствует и Opx в подчиненных количествах, структура в них более мелкозернистая. Гранатовые амфиболиты содержат порфиробласты Gr, размером до 2 мм, Pl и Hbl, и акцессории Mt, Ilm (обр. О-38-13). Гранаты не содержат крупных включений. Наибольший интерес представляют Grt-Px-Hbl-гранофельсы (обр. О-38-12), поскольку в них содержатся изометричные Gr с четкой зональностью каймы вокруг, где Pl обрамляет Gr (Prp-Alm) и, в свою очередь, окружен Opx, что дает обширные возможности для термобарометрии (рис. 2-А). Обладают среднезернистой гранобластовой структурой и массивной текстурой. Состоят из Hbl (30%), Pl (Bit) (25%), Cpx (25%), Gr (10%), Opx (10%) + Mt, Ilm.

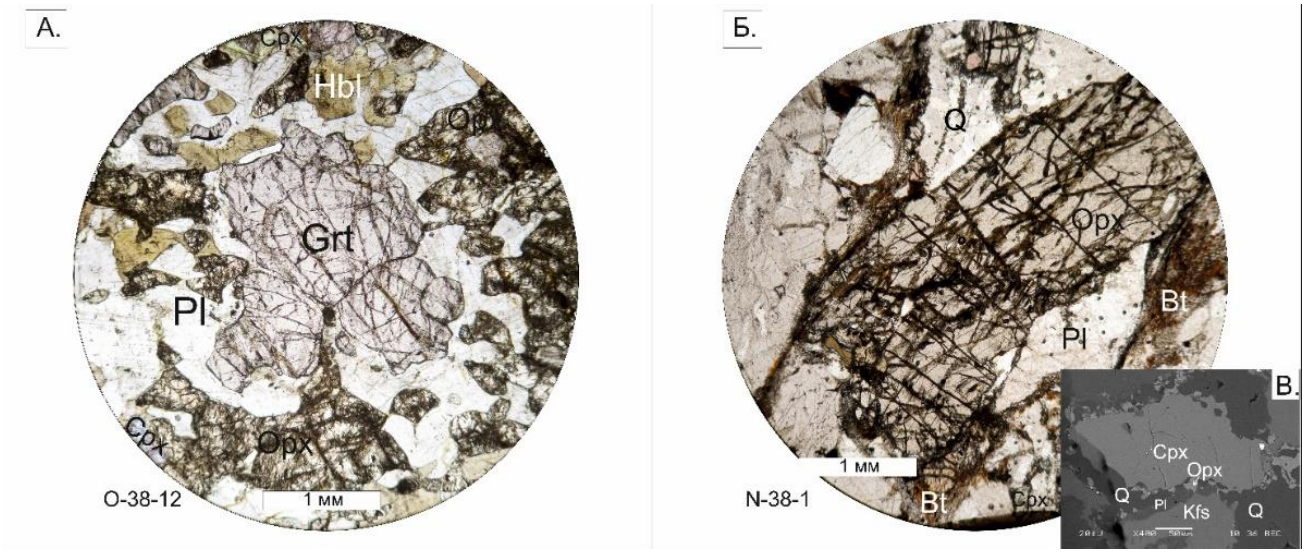


Рис. 2. А – Оптическое фото без анализатора шлифа Grt-Px-Hbl-гранофельса (скв. Медведевская), Б – Оптическое фото (б/а) бластомилонита Opx в шлифе чарноките (скв. Алатырь) и В. - фрагмент того же шлифа на BSE-фото, где видна кайма Pl вокруг Kfs.

Разгнейсованные Bt-тоналиты и -трондьемиты обладают средне-крупнозернистой порфиробластовой и гипидиоморфнозернистой структурой и массивной структурой. Состоят из Pl (Olg-And, до 65%)), Q (15-25%), Kfs (5%) и Bt (5%).

В некоторых скважинах встречаются гранитоиды чарнокитовой серии. Например, эндербит из скв. Ново-Торьялская (обр. О-39-1-1) содержит ксеноморфные по отношению к лейкократовым крупнозернистым минералам (Pl (Ans), Kfs, Q) срастания Bt и Opx.

Особый интерес представляет бластомилонитовый чарнокит (рис. 2-Б, В) из скв. Алатырь (обр. N38-1), находящейся на разломе. Он содержит крупные почти идиоморфные пойкилобласты Opx, с равномерным составом от центра к краям, тогда как основная масса породы представляет из себя чредование милонитизированных полос, в различной степени обогащённых Bt совместно с Am либо обогащённых Q с Pl. Порода состоит из Pl (Olg, 30%), Q (20%), Am (20%), Bt (15%), Kfs (10%), пойкилобластов Opx (≤5%). Также встречается мелкий Cpx (≤2%) с ламеллями распада, на границах с порфиробластами Opx и мелкий Opx в меланократовых полосах милонитизации. Благодаря процессам чарнокитизации имеет больше оснований для интерпретации геодинамических условий.

Термобарометрия. Минеральный состав базитов позволяет использовать обширный ряд геотермометров и геобарометров: Grt-Opx (Aranovich, Kosyakova, 1987; Lavrenteva, Perchuk, 1990; Nikitina et al., 2010 и др.), Opx-Cpx (Nikitina at al., 2010a; Putirka, 2008), Hbl-Pl (Holland & Blundy, 1994b). Причем, для метабазитов, содержащих крупные порфиробласты граната, можно было подсчитать как пиковые условия, так и температуры закрытия реакций на регрессивном этапе. Тем более, что в некоторых образцах реакции были структурно запечатлены. Например, в образце гранофельса (рис. 2-А) мы видим реакцию Gr+Cpx → Opx+Pl (Spear, 1993). В мелкозернистых пироксеновых амфиболитах возможно рассчитать лишь параметры регрессивной стадии (закрытия реакции).

Пиковые условия по самому вероятному для их интерпретации сенсору в гранофельсе Grt-Opx (центры зерен) отмечаются на 815ºС, 12 кб, а условия закрытия реакции 754 ºС, 10 кб (здесь надо добавить что параметры закрытия по самому новому термометру (Nikitina et al., 2010) существенно занижаются – 614ºС, 7 кб). Opx-Cpx инструмент в этой же породе показывает ~760ºС и 5 кб. Второго метаморфического события не зафиксировано, т.к. магнезиальность граната равномерно (но несущественно) уменьшается к краям (от X_{mg}=0,38 до 0,32), включений в гранате не содержится. Параметры Gr-амфиболита из той же скважины, с однородным гранатом, измерены только инструментом Hbl-Pl и дают в среднем 750 ºС и 6 кб (края зерен). Opx-Cpx сенсор в пироксеновом мелкозернистом амфиболите из скв. Владимирская показал P=6,7 кб (Putirka, 2008), но явно завышенные температуры для такого парагенезиса (>800 ºС). Если обобщить все полученные результаты, то метабазиты претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фации, где T пиковых условий составляет по разным оценкам 750-820ºС, P~10-12 кб (гранулитовая фация), а регрессивная стадия фиксирует 650-700ºС, P~6-8 кб, что соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации.

Для комплекса гранитоидов методы традиционной термобарометрии менее эффективны из-за малого количества инструментов. Для гранитоидов обычного состава в присутсвии Mt и Ilm использовался Bt-термометр для Ti-содержащих пород, который показал T 607-740 ºС при 5-15 кб, которую можно интерпретировать для разных событий (например, если биотитизация была наложена при метаморфизме или была первичной). Для эндербитов (скв. Ново-Торьялская) был использован Bt-Opx термометр (Sengupta, 1990), который показал температуры гранулитовой фации 780-850 ºС, что соответствует условиям чарнокитизации гранитоидов на прогрессивном этапе: реакция Bt + 3 SiO_2 = 3 Opx + Kfs + H_2O (Bohlen et al., 1983). На регрессивном этапе чарнокитизации обычно присутствуют каймы Kfs вокрут Pl, но в нашем случае стуктуры противоположные. Для образца бластомилонитового чарнокита был использован термометр Cpx-Opx для мелких зерен основной массы (рис. 2-B) различных авторов (см. выше), который в среднем показал T ~ 770 ºС при P = 6-9 кб. Термометр Opx-Bt (Sengupta, 1990), примененный к пойкилобластам Opx, окруженным мелкими лейстами Bt, показал 683-696 ºС (при P ~ 6-9 кб), но его применение спорно из-за вероятного отсутствия равновесия составов этих зерен.

Здесь надо добавить, что комплекс архейских метабазитов и архейских гранитоидов часто вскрываются почти на одной глубине, и скорее всего последние этапы метаморфизма испытали совместно, поэтому есть предположение что PT-параметры метабазитов можно распростанять и на разгнейсованные гранитоиды.

Выводы. По итогам термобарометрии оказалось, что породы севера и центра блока (Окский блок) имеют пиковые значения на уровне гранулитовой фации и условия закрытия реакции на уровне амфиболитовой. При этом в скважине Владимирская наблюдается более изотермическое понижение давления, чем в Медведевской, Ново-Торьялской и Алатырской. P-T эволюция пород южных скважин блока (напр., Чертеим) – Владимирско-Казанской зоны – также похожа на предыдущие, но менее высокотемпературна (рис. 3). Структуры чарнокитизацию гранитоидов характерны для перехода гнейсов в гранулитовую фацию, что еще раз подтверждает произведенные расчеты.

По структурным, минералогическим особенностям и подсчитанным TP-параметрам породы, охватившие почти все части блока, испытали малоглубинный региональный метаморфизм в неоархее или палеопротерозое, а также некоторые подверглись локальным механическим воздействиям во время образования тектонических разломов, часто параллельных орогенным поясам, окружающим блок.

Автор выражает благодарность научному руководителю Самсонову А.В. (ИГЕМ РАН) за разностороннюю поддержку, П.Я. Азимову (ИГГД РАН) за ценные замечания, Д. В. Доливо-Добровольскому (ИГГД РАН) за помощь в работе с расчетными программами.

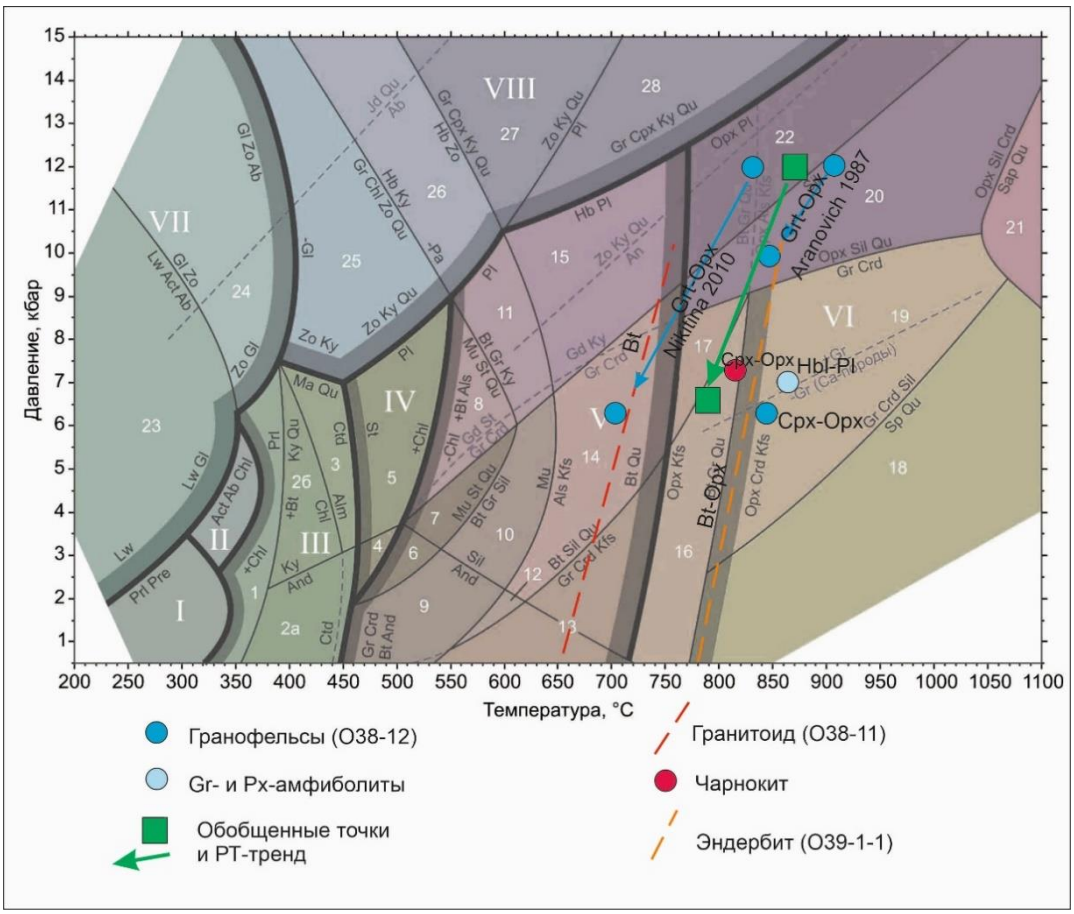


Рис. 3. PT-параметры пород Токмовского блока, обобщенные и вычисленные разными сенсорами на схеме фаций регионального метаморфизма по С. А. Бушмину и В. А. Глебовицкому (2008). Фации метаморфизма: I — цеолитовая или пумпеллиит-пренитовая; II — пумпеллиит-актинолитовая; III — зеленосланцевая; IV — эпидот-амфиболитовая; VI — гранулитовая; VIII — глаукофансланцевая; VIII — эклогитовая

Список литературы

1. Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Гранат-ортопироксеновый геотермобарометр: термодинамика и применение // Геохимия. 1987. Т. 10. С. 1363-1367.
2. Самсонов А.В., Богданова С.В., Спиридонов В.А., Постников А.В., Ларионов А.Н., Застрожнова О.И., Кузьмин А.Н. Главные этапы формирования архейской коры Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: геохронологические и изотопно-геохимические данные // Материалы LI Тектонического совещания «Проблемы тектоники континентов и океанов». Москва. ГЕОС. 29.01-02.02.2019. Т. 2. С. 220-224.
3. Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE. East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. 2016. P. 1–18.
4. Bohlen, S.R., Wall, V.J. and Boettcher, A.L. Experimental investigations and geologicalapplications of equilibria in the system FeO-TiO2-Al2O3-SiO2-H2O // American Mineralogist. 1983. V. 68. P. 1049-1058
5. Connolly, J.A.D. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics // American Journal of Science. 1990. V. 290. P. 666-718.
6. Holland T. and Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole- plagioclase thermometry// Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V 116. P. 433~447
7. Lavrentieva I.L., Perchuk L.L. Orthopyroxene-garnet geothermometer: experiment and theoretical processing of database // Doklady Akademii Nauk SSSR. 1990. v.310(1), p.179-182
8. Nikitina L.P., Goncharov A.G., Saltykova A.K., Babushkina M.S. Oxygen-reduction condition of continental lithosphere mantle under Baikal-Mongolian region // Geochemistry. 2010. V.1, p.17-44
9. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // Journal of Metamorphic Geology. 1985. 3 : 231-243
10. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.), Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2008.V. 69 pp. 61-120.
11. Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K. and Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // I. metamorphic Geol. 1990. 8, 191-197
12. Spear, F.S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths // Mineralogical Society of America. P. 478

Коренные источники золота в платиновых россыпях Среднего Урала

Паламарчук Р.С.[1], Степанов С.Ю.[2], Варламов Д.А.[3]

[1] Санкт-Петербургский горный университет, palamarchuk22@yandex.ru

[2] Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого, г. Екатеринбург

[3] Институт экспериментальной минералогии, г. Черноголовка

Введение. Уральский Платиноносный пояс – крупнейшая провинция россыпной платины в Мире. Здесь расположен крупнейший в мире платиноносный россыпной узел – Исовско-Туринская россыпная система, из которой было извлечено более 220 тонн минералов платиновой группы (МПГ; Мосин, 2002). Отсюда началось освоение платины в России (Мосин, 2002). Общеизвестно, что главным коренным источником платины являются концентрически-зональные дунит-клинопироксенитовые массивы или массивы Урало-Аляскинского типа. В непосредственной близости от таких массивов (например Светлоборского, Вересовоборского, Нижнетагильского и др.) почти во всех долинах водотоков различного размера от полноводных рек до безводных в летний период логов располагаются россыпи с промышленными содержаниями МПГ. При этом на определенном удалении от этих массивов на восток, в россыпях появляется существенное количество золота, вплоть до образования золото-платиновых россыпей. Наиболее ярко смена платиновых россыпей на платиново-золотые и золото-платиновые видна на примере Исовско-Туринского района.

Исовско-Туринский район включает в себя россыпи р. Ис с притоками, коренным истоничком платины для которых являются Светлоборский и Вересовоборский массивы и россыпи рр. Выя и Тура с притоками, коренным источником для которых являются преимущественно Светлоборский массив (Stepanov et al., 2019). В единичном количестве золото встречается в некоторых логах, залегающих непосредственно на площади дунитового массива, однако промышленно значимые содержания золота появляются в россыпях этих рек, только после прохождения водотоков через меридиональную зону в районе д. Шуркино, сложенной вулканогенно-осадочными породами мариинской свиты. В районе пос. Ис содержание золота в россыпях может достигать 30 %, например, на участке Глубокинский, расположенным на северо-востоке от пос. Ис (Stepanov et al., 2019).

Аналогичное распределение платиновых и золото-платиновых россыпей отмечается и для реки Б. Нясьма с притоками, где встречаются более 10 золотоносных водотоков, полностью расположенных в этой зоне. Одной из таких золото-платиновых россыпей является россыпь р. Генералка, особенности минералогии МПГ и золота которой были рассмотрены ранее (Паламарчук и др., 2019).

Несмотря на такие явные закономерности в распределении золотоносных россыпей, до сих пор в данном районе не проводилось изучение особенностей россыпного золота с целью прогнозирования его коренного источника. В регионе обнаружены коренные рудопроявления нескольких типов, однако почти не существует работ, связывающих эти рудопроявления с формированием золото-платиновых россыпей.

Наша работа посвящена предварительному изучению особенностей россыпного золота, отобранных из ложковых россыпей, залегающих непосредственно на дунитовых массивах, продолжения этих россыпей на удалении 40 км – Глубокинского участка Исовско-Туринской россыпи и золото-платиновой россыпи р. Генералка, относящейся к Нясьминской системе россыпей. Цель работы – оценить вклад Урало-Аляскинских массивов как коренных источников золота в процесс формирования золото-платиновых россыпей Среднего Урала. Для этого морфологические особенности и состав золота был исследован с помощью методов растровой электронной микроскопии с использованием рентгеноспектрального микроанализатора CamScan MV2300 с ЭДС спектрометром (Институт экспериментальной минералогии РАН, аналитик Д.А. Варламов).

Результаты работы. Индивиды и агрегаты золота в указанных россыпях обладают резко отличающимися морфологическими особенностями. В ложковых россыпях дунитовых массивов зерна золота встречаются локально, только в отдельных местах, таких как Травянистый лог (Светлоборский массив) или россыпь р. Вересовка (Вересовоборский

массив) и образуют относительно крупные зерна до нескольких миллиметров в диаметре. Поверхность зерен золота сложная, с частичным сохранением первичных ростовых признаков. Самородки золота в ложковых платиновых россыпях почти не встречаются. При этом в комплексных платиново-золотых и золото-платиновых россыпях зерна золота почти всегда характеризуются несколькими морфологическими типами. Наиболее явственно они отличаются по степени окатанности. Например, для россыпи р. Генералка типичны как относительно крупные, почти не окатанные зерна, так и полностью окатанные изометричные, часто сплюснутые. Часты находки самородков, некоторых весом до 508 г. Иногда зерна золота различных морфологических типов отличаются по оттенку.

Состав золота из всех опробованных россыпей на первый взгляд в значительной мере перекрывается (рис. 1а). Однако необходимо учитывать, что большая часть зерен золота – зональны. Причем встречается как первичная, ростовая зональность, так и зональность полученная в приповерхностных условиях, с образованием типичных высокопробных каемок. С учетом разделения составов золота на краевые части зерен и центральные, обнаруживается различный характер эволюции составов золота из разных россыпей (рис. 1б).

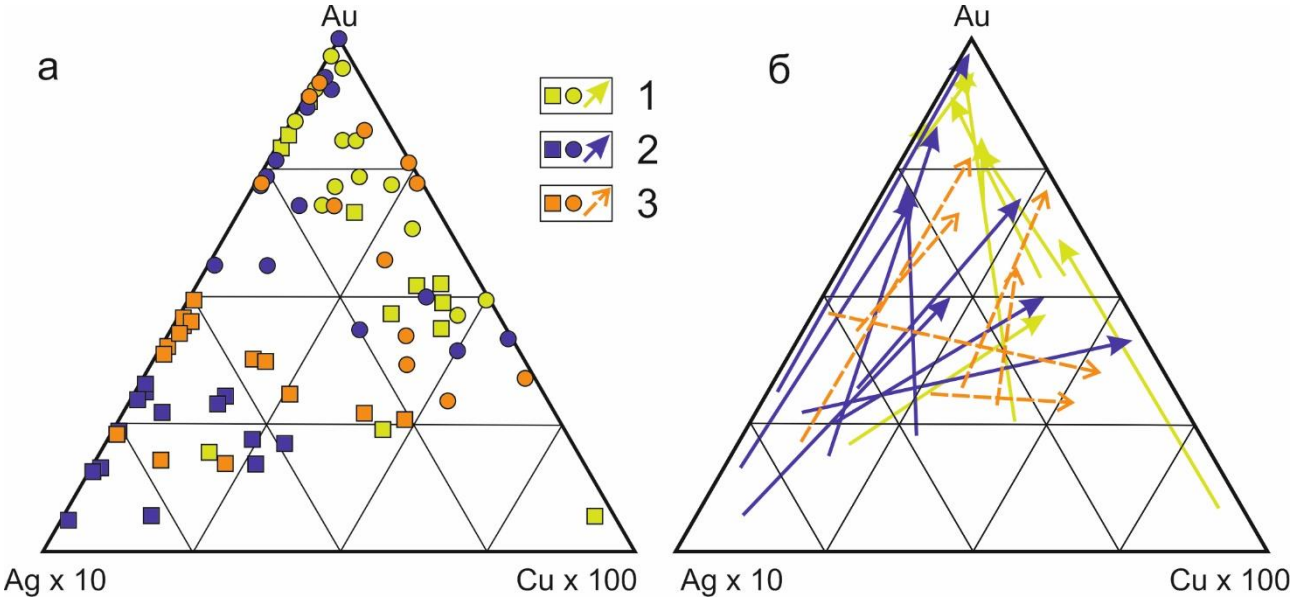


Рис. 1. Составы золота в центральных (квадраты) и краевых (круги) частях зерен (а), а также тренды изменения составов золота от края к центру (б). 1 – Участок Глубокинский, Исовско-Туринская россыпная система; 2 – делювиальные и ложковые россыпи, залегающие на дунитах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов; 3 – р. Генералка, Нясьминская россыпная система

Наибольшим отличием обладает золото из россыпи р. Генералка, где изначально более медистое золото в процессе гипергенеза было преобразовано в высокопробное (до 98 масс. %) золото (генеральное направление стрелок тренда параллельно линии Cu–Au). Схожим характером изменения обладает золото из ложковых россыпей, залегающих на дунитовых массивах. Здесь, изначально низкомедистое золото, в процессе гипергенеза изменялось на высокопробное в каемках (генеральное направление стрелок тренда параллельно линии Ag–Au). Резко отличным характером изменения состава золота от центра к кайме характеризуется золото с Глубокинского участка. Здесь встречаются зерна золота, в которых кайма более медистая, по сравнению с центром. Такой характер изменения состава золота, скорее всего, связан с первичной зональностью зерен в коренном источнике.

Заключение. Таким образом, на основании качественного анализа составов золота и характера изменения составов от центра к кайме показано, что Урало-Аляскинские массивы несомненно вносят вклад в формирование золотой россыпной ассоциации, однако не являются основным коренным источником золота. Для участка Глубокинский коренным источником золота могут являться промышленные объекты воронцовского типа (проявление Елкинское; Десятниченко и др., 2001), в то время как для россыпи р. Генералка и схожих

небольших водотоков данной зоны, скорее всего, коренным источником являются многочисленные кварцевые жилы, для которых установлены концентрации золота до первых грамм на тонну. Некоторые такие жилы пространственно связаны с областями, где породы кривенского комплекса прорывают отложения мариинской свиты.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда проект № 20-77-00073.

Список литературы

1. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. СПб. 1913.Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. 692 с.
2. Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Пудовкин А.Е. и др. Объяснительная записка к листу О-40-XII. Серия Среднеуральская. Издание второе. Екатеринбург, 2001.
3. Мосин К.И. История добычи платины на Урале. Нижняя Тура: Нижнетуринская типография, 2002. 246 с.
4. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А., Гембицкая И.М. Ассоциация минералов платиновой группы из россыпи р. Генералка как пример россыпи, сформи-ровавшейся в результате переотложения промежу-точных коллекторов, Нясьминская россыпная система, Средний Урал // Материалы конференции «Уральская минералогическая школа – 2019», 2019. С. 117-121.
5. Stepanov, S.Y., Palamarchuk, R.S., Kozlov, A.V., Khanin, D.A., Varlamov, D.A., Kiseleva, D.V. Platinum-Group Minerals of Pt-Placer Deposits Associated with the Svetloborsky Ural-Alaskan Type Massif, Middle Urals, Russia // Minerals, 2019. V. 77. № 9.

Кристаллическая структура микропористого титаносиликата сейдит-(Ce) из Ловозёрского щелочного массива, Мурманская область, Россия

Паникоровский Т.Л.[1,2], Яковенчук В.Н.[1], Кривовичев С.В.[1,2]

[1]*ФИЦ Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия, taras.panikorovskii@ksc.ru,*

[2]*СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия*

Новый минерал сейдит-(Ce) был впервые описан А.П. Хомяковым с соавторами из пегматитовой залежи «Юбилейная» в ассоциации с натролитом, ломоносовитом, эгирином, манганнептунитом, сфалеритом, серандитом, беловитом (Хомяков и др., 1998). Эксперименты по гидротермальному ионному обмену показали возможность вхождения в структуру минерала (в мас. %) до 16.3 Rb_2O_3, 48.7 Tl_2O, 23.0 Cs_2O, 21.0 BaO (Хомяков и др., 1998). Поэтому минерал сейдит-(Ce) представляет интерес с точки зрения современного материаловедения. Между тем, полученные ранее структурные данные нуждаются в уточнении и требуют детального изучения.

Кристаллическая структура сейдита-(Ce) была впервые решена Дж. Феррарисом с соавторами (Ferraris et al., 1998) методом электронной дифракции в пространственной группе C2/c (a = 24.61(5), b = 7.23(1), c = 14.53(3) Å, β = 94.6(3)°, Z = 4). В качестве первоначальной модели при уточнении использовалась кристаллическая структура мизерита $KCa_5(Si_2O_7)(Si_6O_{15})(OH)F$, поскольку параметры элементарной ячейки a = 10.100, b = 16.014, c = 7.377 Å, α = 96.41, β = 111.15, γ = 76.57 °, пр.гр. $P\bar{1}$ (Scott, 1976) близки к таковым для сейдита-(Ce).

По данным работы (Ferraris et al., 1998) основу кристаллической структуры сейдита-(Ce) составляют сложные силикатные слои $[Si_8O_{18}]^{4-}$, образованные 8-членными кольцами, которые расположены в плоскости (100) и протяжены вдоль направления [010]. Между собой слои объединены в каркас по общим вершинам октаэдра TiO_6 (рис. 1а). Каждый сложный слой можно описать как состоящий из двух искаженных силикатных слоев аналогичных таковым в структуре микропористого силиката родезита (рис. 1б).

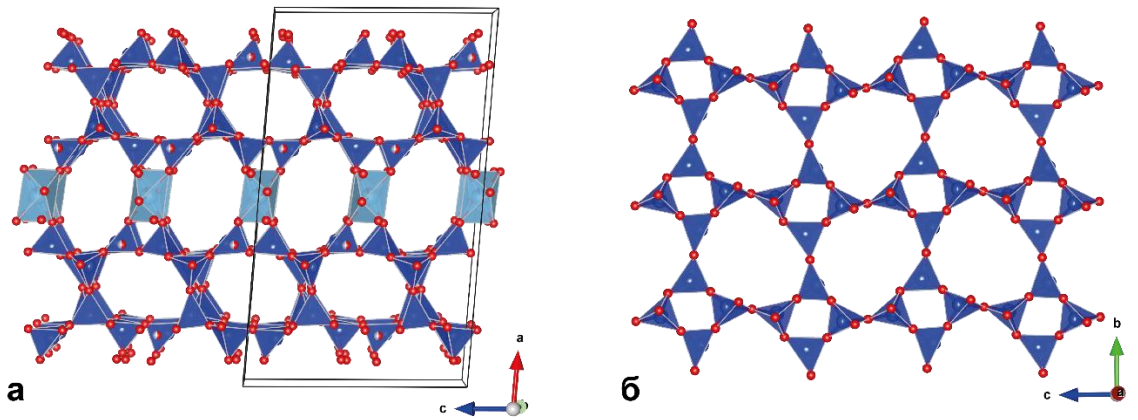


Рис. 1. Фрагменты кристаллической структуры сейдита-(Ce): проекция титаносиликатного каркаса в проекции на плоскость (010) (а), «родезитовый» слой в проекции на плоскость (100) (б). Рисунок построен по структурным данным (Ferraris et al. 1998).

Следует отметить, что структурная модель сейдита-(Ce), предложенная в работе (Ferraris et al., 1998) имеет существенные недостатки: например, атомы натрия в позиции Na1 с полной заселенностью имеют тетраэдрическую координацию, атомы Ce1 расположены на расстоянии 2.85 Å друг от друга и координированы лишь шестью атомами кислорода. К сожалению, попытка уточнения полученной модели с помощью метода Ритвельда данными авторами оказалась неудачной.

В работе (Ferraris et al., 1998) для сейдита-(ce) была предложена следующая формула: $Na_4(Ce,Sr)_2\{Ti(OH)_2(Si_8O_{18})\}(O,OH,F)_4 \cdot 5H_2O$

Нами был исследован образец сейдита-(Ce) из залежи «Юбилейная». Согласно результатам настоящей работы, сейдит-(Ce) принадлежит к новому типу неорганических

соединений. Кристаллическая структура была решена в пространственной группе $P2_1/m$, a = 7.2438(6), b = 24.213(5), c = 14.3704(8) Å, β = 90.095(7) ° до R_1 = 0.21 для 4366 независимых рефлексов $|F_o| > 4\sigma F$. Погасаний, характерных для C-ячейки отмечено не было. Высокое значение R-фактора сходимости связано с низким качеством кристаллов, а значительные пики остаточной электронной плотности 7.8 и 7.3 e^- рядом с позициями Ce1 и Ce2 на расстоянии 1.25 и 1.27 Å, соответственно, вероятно связаны с ошибками в укладке слоёв. Характеристики длин связей, геометрия координационных полиэдров свидетельствуют о том, что модель кристаллической структуры определена верно.

Сейдит-(Ce) относится к классу гетерофиллосиликатов. Основу квазислоистой структуры минерала составляют сложные пакеты состава: $[Si_{16}Ce_4Na_6Ti_2O_{54}]^{18-}$ (рис. 2а), лежащие в плоскости (010). Каждый пакет, в свою очередь, состоит из двух идентичных кольцевых силикатных слоев $[Si_{10}O_{30}]^{20-}$, а также Na-Ce-Ti слоя, расположенного между ними. Отсутствие титаносиликатного каркаса подтверждается наличием идеальной спайности минерала в плоскости (010).

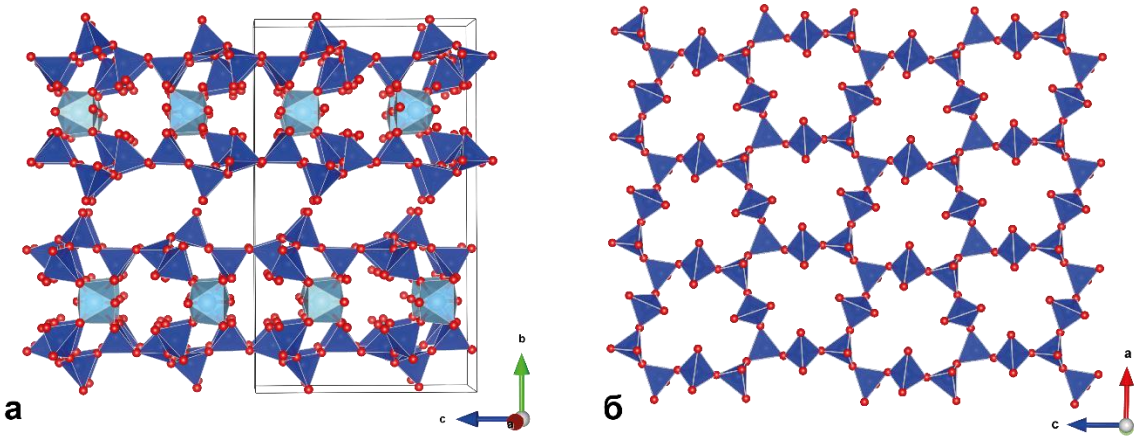


Рис. 2. Фрагменты кристаллической структуры сейдита-(Ce): расположение сложных титаносиликатных пакетов, проекция на плоскость (100) (а), слой состоящий из колец $[Si_{10}O_{30}]^{20-}$ в проекции на плоскость (010) (б).

Атомы Ti в кристаллической структуре минерала занимают две неиквивалентные октаэдрические позиции. Атомы REE и Sr занимают смешанные позиции – четыре неправильных восьмивершинника. Позиции Na1 и Na2 координированы семью атомами кислорода, а атомы Na3 и Na4 являются центрами неправильных координационных полиэдров с КЧ = 6. В межпакетном пространстве расположены наполовину заполненные позиции Na5 и Na6 (рис. 3).

Расположение атомов Na в центрах десятичленных силикатных колец, а также в межслоевом пространстве предполагает возможность достаточно свободной миграции до 3 к/ф Na^+ на другие катионы в кислых растворах и тем самым определяет сильные ионообменные свойства сейдита-(Ce).

Кристаллохимическую формулу, полученную в результате рентгеноструктурного исследования можно записать как: $Na_{4.00}(Ce_{1.3}Sr_{0.7})_{2.00}[Ti(\{OH_{1.30}\}O_{0.70})_{2.00}]Si_{18}O_{22} \cdot 2H_2O$.

Довольно высокие значения параметра структурной сложности для сейдита-(Ce) $I_{G,total}$ = 929.909 (бит/яч), рассчитанные на основе теории информации с помощью программы TOPOS (Blatov et al., 2014) с использованием методики, предложенной в работе (Krivovichev, 2013), отвечают классу сложных структур.

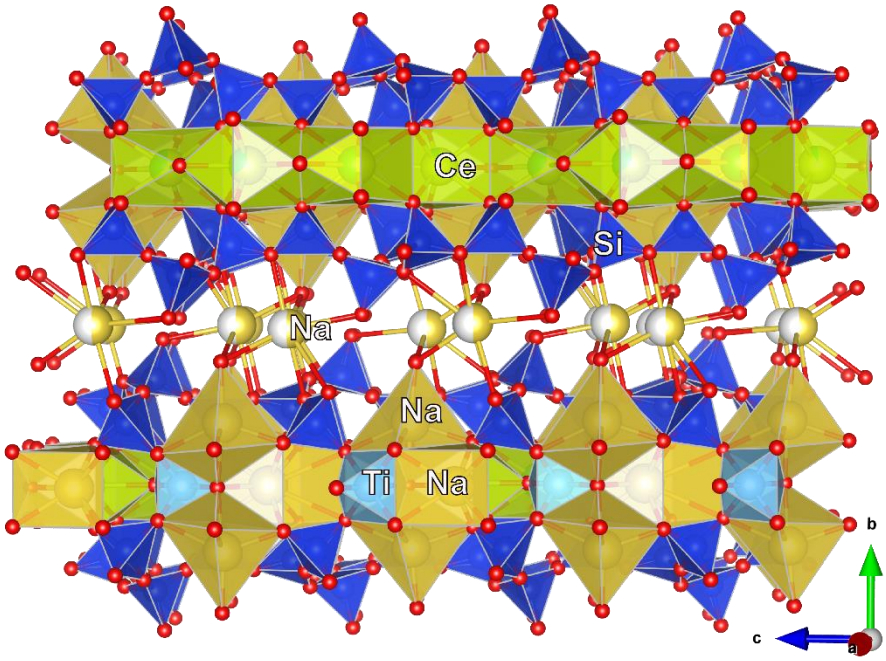


Рис. 3. Кристаллическая структура сейдита-(Ce). Многогранники Ce показаны зеленым, Na – желтым, Ti – голубым, Si – синим.

Рентгеновские исследования проведены на оборудовании РЦ РДМИ в ходе выполнения государственного задания ФИЦ КНЦ РАН по теме 0226-2019-0011 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-29-12039).

Список литературы:

1. Хомяков А.П., Феррарис Дж., Беллузо Е., Бритвин С.Н., Нечелюстов Г.Н., Соболева С.В. Сейдит-(Ce) $Na_4SrCeTiSi_8O_{22}F*5H2O$ - новый минерал с цеолитными свойствами // ЗРМО. 1998. Ч. 127, В. 4, С. 94-100
2. Blatov V.A.; Shevchenko A.P.; Proserpio D.M. Applied topological analysis of crystal structures with the program package ToposPro. // Cryst. Growth. Des. 2014. V. 14. P. 3576–3586.
3. Ferraris G., Belluso E., Gula A., Soboleva S.V., Khomyakov A.P. The crystal structure of seidite-(Ce), $Na_4(Ce,Sr)_2\{Ti(OH)_2(Si_8O_{18})\}(O,OH,F)_4 \cdot 5H_2O$, A modular microporous titanosilicate of the rhodesite group. // Can. Mineral. 2003. V. 41. P.1183-1192.
4. Krivovichev S.V. Structural complexity of minerals: information storage and processing in the mineral world. // Mineral. Mag. 2013.№77(3), P. 275–326.
5. Scott J.D. Crystal structure of miserite, a Zoltai type5 structure. // Can. Mineral. 1976. V. 14. P. 515-528.

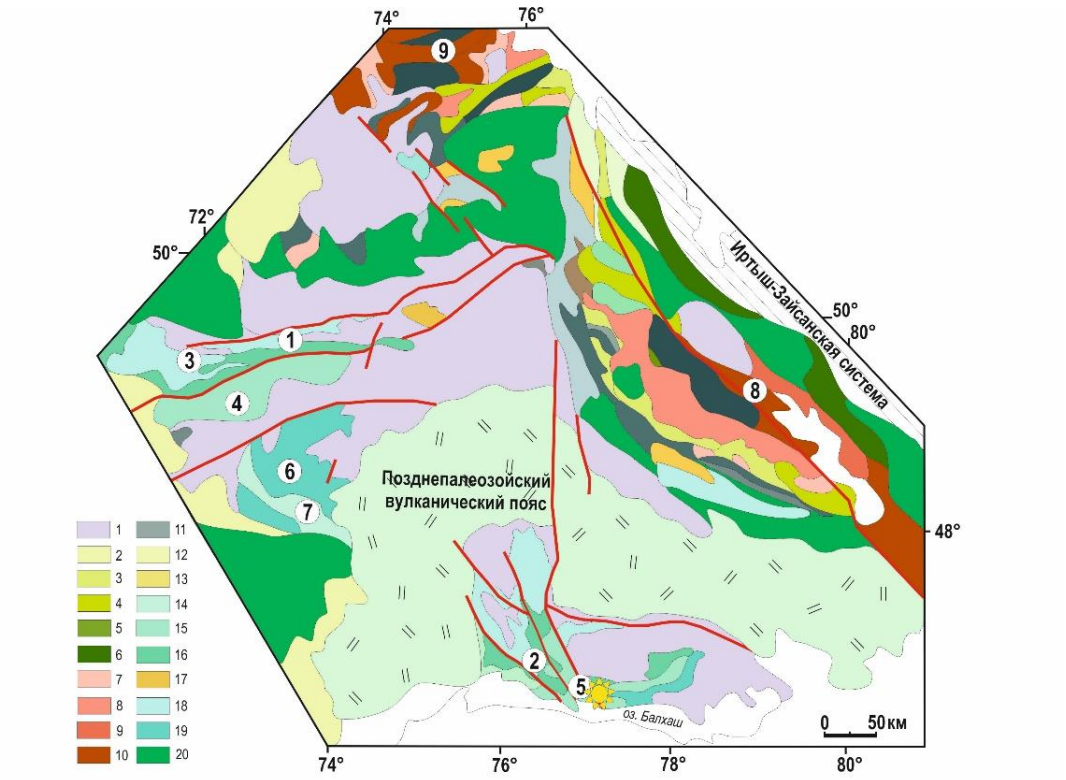
Источники и тектонические обстановки формирования терригенных пород Итмурундинского аккреционного комплекса (северное Прибалхашье, центральный Казахстан)

Перфилова А.А.[1,2], Сафонова И.Ю.[1,2], Савинский И.А.[2]

[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, p.alina2808@mail.ru*

[2] *Новосибирский государственный университет*

Итмурундинский аккреционный комплекс (АК) расположен в Итмурундинской зоне центрального Казахстана, в северном Прибалхашье (рис. 1). В его состав входят магматические и осадочные породы, образованные на океанической плите (Дегтярев, 2012; Степанец, 2016; Safonova et al., 2020). Эти породы относятся к ассоциации стратиграфии океанической плиты (СОП). СОП – это устойчивая ассоциация осадочных и вулканических пород, образованных на океанической коре в период со времени ее образования в зоне срединно-океанического хребта до времени их включения в аккреционную призму на конвергентной окраине (Kusky et al., 2013). Терригенные породы (грауваккковые песчаники и турбидиты), образованные в глубоководном жёлобе и, возможно, в преддуговом бассейне, составляют верхнюю часть разрезов СОП и распространены в пределах Итмурундинского АК. Происхождение этих пород долгое время оставалось дискуссионным из-за отсутствия петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических данных, но недавно нами были получены первые данные по их составу (Перфилова и др., 2019). Изучение терригенных пород имеет большое значение для определения типа окраины (окраинно-континентальной или внутриокеанической), существовавшей в западной части Палеоазиатского океана в ордовик-раннесилурийское время.



1 - средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 2-13 - *Бощекуль-Чингизская область:* 2-6 - аккреционные комплексы (2-нижнепалеозойские-нижнесилурийские, 3,4-доверхнеордовикские, 5-донижнесилурийские 6-нижнепалеозойские нерасчленённые), 7-10 - островодужные вулканические серии (7-S_1, 8-O_3, 9-O_2, 10-O_1-Є),11 - рифовые известняки (O_3), 12-13 - флишевые комплексы (12-O_3-S_1, 13-O_2); 14-19 - *Джунгаро-Балхашская область:* 14-16 - аккреционные комплексы (14-S_{1-3},15-S_1,16-O_3-S_1), 17 - ордовикские островодужные вулканиты Северо-Карагандинской и Предчингизской зон, 18-19 - флишоидные комплексы преддуговых прогибов (18-S_{1-3}, 19-S_3); 20 - нижнепалеозойские комплексы Западной части Центрального Казахстана. **Основные структуры (цифры в кружках):** 1 - Тектурмакская зона, 2 - Балхашская зона, 3 - Нуринский синклинорий, 4 - Успенская зона, 5 - Ащиозекская зона, 6 - Жаман-Сарысуйский синклинорий, 7 - Агадырская зона, 8 - Чингизская палеоостроводужная система, 9 - Бощекульская палеоостроводужная система.

Рис. 1. Схема тектонического районирования нижнепалеозойских и силурийских комплексов Центрального Казахстана (Дегтярев, 1999).

В пределах Итмурундинского АК выделено три свиты: итмурундинская (O_{1-2}), казыкская (O_{2-3}) и тюретайская (O_3-S_1) (Паталаха, Белый, 1981). Работы проводились на 4-х участках: Центральном-1 (итмурундинская свита), Центральном-2 (итмурундинская свита), Восточном-1 (тюретайская свита, нижняя подсвита) и Восточном-2 (тюретайская свита, верхняя подсвита) (рис. 2). Песчаники были найдены на всех участках, часто на контакте с кремнистыми аргиллитами и алевролитами, реже с базальтами и кремнями. Мощность их слоев варьирует от первых сантиметров (5-10 см) до 5-20 метров. Песчаники преимущественно серого и тёмно-серого, иногда зеленовато-серого цвета, от мелко- до среднезернистых, массивные, плохо сортированы.

Нами были получены U-Pb датировки детритовых цирконов. На спектрах (рис. 2) видно, что песчаники с участков Центральный-1 и Центральный-2 имеют унимодальное распределение возрастов с пиком 450-470 млн. лет. Данные по изотопии Hf в цирконе (εHf_t = 9.2-17.5) отражают ювенильный характер источников магматических пород дуги, с которой шел снос материала в глубоководный желоб. Распределение U-Pb возрастов цирконов из песчаников с участков Восточный-1 и Восточный-2 имеет полимодальный характер с пиками 455-465, 750, 1100 и 2400 млн. лет. Это предполагает наличие в области сноса более древнего рециклированного материала континентальной коры.

Для песчаников итмурундинской свиты характерны обломки вулканических пород основного и среднего состава (базальты, андезиты), кремнистых пород, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В песчаниках тюретайской свиты отмечается повышенное содержание кварца (до 55 %) и обломков пород кислого состава (вероятно, дациты). Содержание основных породообразующих окислов меняется в широких диапазонах: SiO_2 = 58.1-74.6 мас. %, TiO_2 = 0.5-1.3 мас. %, Al_2O_3 = 8.8-16.6 мас. %, Fe_2O_3 = 4.1-10.2 мас. %, MgO = 1.1-4.9 мас. %. В целом для песчаников с участков Восточный-1 и Восточный-2 характерны более высокие содержания SiO_2 (64-75 мас. %), а для участков Центральный-1 и Центральный-2 – более низкие значения SiO_2 (55-68 мас. %). Кроме того, состав песчаников хорошо коррелируется с составами магматических пород надсубдукционного происхождения, диагностированных в Итмурундинском АК (Safonova et al., 2020).

На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона *log(Na_2O/K_2O)-log(SiO_2/Al_2O_3)* (Pettijohn et al., 1983), используемой при классификации и разграничении зрелых и незрелых пород псаммитовой размерности, изученные образцы попадают в области граувакковых песчаников и лититовых аренитов. Низкое отношение SiO_2/Al_2O_3 и повышенное Na_2O/K_2O в грауваккках связано с преобладанием Na-плагиоклаза над К-полевыми шпатами и К-слюдами. Пониженное содержание щелочей с более высоким отношением SiO_2/Al_2O_3 характерно для литаренитов. На дискриминационных диаграммах (Floyd, Leveridge, 1987; Dickinson, 1985) точки составов песчаников с участков Центральный-1 и Центральный-2 попадают в область нерасчленённой островной дуги смешанного и среднего (андезитового) состава, а участков Восточный-1 и Восточный-2 в область рециклированного орогена и островной дуги кислого состава.

На спектрах РЗЭ видно, что песчаники тюретайской свиты наиболее обогащены лёгкими лантаноидами по сравнению с итмурундинской. Мультикомпонентные спектры, нормированные по примитивной мантии, в целом, схожи для изученных пород и PAAS (Post-Archean Australian Shale), но концентрации последнего выше. Спектры песчаников итмурундинской свиты отличаются от PAAS наличием минимума по Th и также характеризуются более низкими концентрациями большинства элементов. На всех спектрах наблюдаются отрицательные аномалии по Ta и Nb, что характерно для магматических пород надсубдукционного происхождения.

Нами были получены данные по изотопам Nd по валовому составу песчаников. Положительные значения εNd_t (+0.99, +5.29) для песчаников итмурундинской свиты предполагают наличие в области сноса ювенильных магматических пород. Отрицательное значение εNd_t (-7.2) для песчаников тюретайской свиты указывает на наличие в области сноса пород магм, содержащих рециклированный материал.

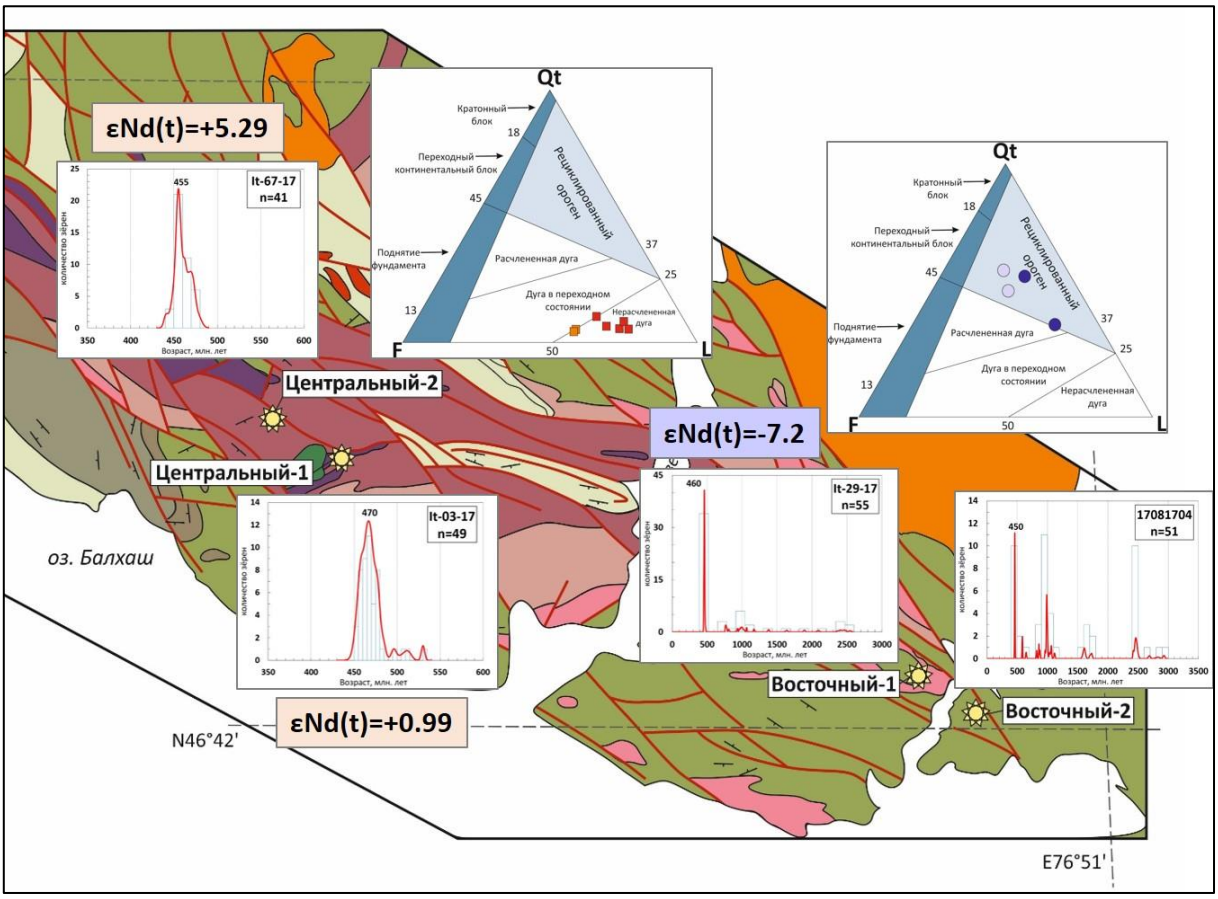


Рис. 2. Фрагмент геологической карты СССР, масштаб 1:200 000, серия Прибалхашская, лист L-43-XI (Геологическая…, 1960), с полученными петрографическими, изотопными и геохронологическими данными для песчаников Итмурундинского аккреционного комплекса.

Граувакковые песчаники итмурундинской свиты, ассоциирующие с осадочными породами океанического происхождения и имеющие унимодальное распределение U-Pb возрастов цирконов, положительные значения εNd_t и Hf_t, вероятно были образованы за счёт разрушения внутриокеанической дуги. Граувакковые песчаники тюретайской свиты с полимодальным распределением U-Pb возрастов цирконов и отрицательным значением εNd_t образовались, скорее всего, в задуговом бассейне с участием материала, сносимого с континентальной дуги. Таким образом, эти две группы песчаников могли образоваться за счет разрушения либо единой островной дуги, снос с которой происходил в преддуговом (итмурундинская свита) и задуговом (тюретайская свита) бассейнах, либо двух сосуществующих систем вулканических дуг – внутриокеанической и окраинно-континентальной.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-35-90091) и РНФ (проект 20-77-10051).

Список литературы

1. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Прибалхашская, лист L-43-XI, составлена: ВСЕГЕИ. ред. Соловьева Л.Д., Семенов А.Ф., 1960.
2. Дегтярев К. Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казхастане. М.: Наука. 1999. 123 с.
3. Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Якубчук А.С., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. Строение, обоснование возраста и тектоническая позиция нижне-среднеордовикских вулканогенно-осадочных и плутонических комплексов западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. №4. С. 3-32.
4. Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 512-527.
5. Паталаха Е.А., Белый В.А. Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны. Офиолиты. Алма-Ата: Наука, 1981. с. 7-102.

6. Перфилова А.А. Первые данные о возрасте и составе терригенных пород Итмурундинского аккреционного комплекса северного Прибалхашья // Материалы 57-й Международной научной студенческой конференции. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2019. С. 18.
7. Степанец В. Г. Офиолиты Казахстана. Геология и геодинамика. Акад. изд-во: Ламберт. 2016. 251 с.
8. Dickinson W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones / In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites // NATO Science Series. 1985. V. 148. P. 333-361.
9. Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // Journal of the Geological Society. 1987. V. 144. P. 531-542.
10. Kusky T., Windley B., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M. Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // Gondwana Research. 2013. V. 24.P. 501-547.
11. Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks. Third Edition: New York, Harper and Row, 1983. 628 p.
12. Safonova I.Yu., Savinsky I.A., Perfilova A.A., Gurova A.V., Maruyama S., Tsujimori T., 2020. Itmurundy accretionary complex (Northern Balkhash): geological structure, stratigraphy and tectonic origin // Gondwana Research. 2020. V. 79. P. 49-69.

Минералого-геохимические критерии фракционирования и смешения магм при образовании различных типов пород плутона Потудань (Волго-Донской ороген)

Петракова М.Е.[1,2], Юрченко А.В.[1], Балтыбаев Ш.К.[1]

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Россия, maribya@mail.ru*

[2] *Воронежский государственный университет, Россия*

Объектом исследования являются породы потуданского магматического комплекса, Донского террейна восточной окраины Волго-Донского коллизионного орогена, сформированного около 2.1 млрд лет назад (Щипанский и др., 2007; Бибикова и др., 2009). Локальные проявления кварцевых монцогаббро–гранодиоритов потуданского комплекса сосредоточены в северной и южной частях Хохольско-Репьевского батолита (ХРБ), который относится к павловскому магматическому комплексу, широко распространенному в регионе. Ряд отличительных особенностей пород потуданского типа, наряду с присутствием гибридных пород, несущих в себе минералого-геохимические признаки смешения магм, позволили рассматривать их в составе самостоятельного магматического комплекса, синхронно формирующегося с породами павловского комплекса. Петротипическим для потуданского комплекса является плутон Потудань в южной части ХРБ.

Сравнительная геохимия пород потуданского и павловского типов. Кварцевые монцогаббро–гранодиориты потуданского типа преимущественно железистые, известково-щелочной и щелочно-известковой, метаглиноземистой (A/CNK <1) серии (рис. 1). Содержания щелочей высокие: Na_2O (2.8–4.7 %) и K_2O (1.3–3.7 %), по K_2O породы более основного состава тяготеют к шошонитовой серии (рис. 1 а, в). Характерны высокие концентрации $Fe_2O_3^{tot}$ (6.1–13.9 %), CaO (3.9–8.1 %), и MgO (1.5–6.1 %), повышенные значения TiO_2 (0.5–2.3 %) и P_2O_5 (0.3–1.5 %). Спектры REE показывают сильно фракционированное распределение LREE (La_N/Sm_N = 1.9–10.4) и HREE (Gd_N/Yb_N = 2.6–11.2) и отрицательные аномалии Eu (Eu/Eu*=0.64–1.14).

Гранитоиды павловского комплекса имеют меньшие диапазоны железистости и магнезиальности: имеют содержания $Fe_2O_3^{tot}$ (1.8–8.7 %) и MgO (0.5–3.5 %), меньшие концентрации CaO (2.2–5.8 %), TiO_2 (0.3–1.4 %) и повышенные Na_2O (2.8-4.2 %), K_2O (2.3–5.7 %) (рис. 1). Спектры REE близки к кварцевым монцодиоритам потуданского типа: LREE преобладают над HREE (La_N/Sm_N = 2.8–8.4 и Gd_N/Yb_N = 3.1–3.7), также отмечается отрицательная европиевая аномалия Eu/Eu* (0.7–0.8). Обогащение Rb, Ba, U и обеднение Ti, Nb, Sr, Zr относительно примитивной мантии выражено более контрастно, чем в породах потуданского типа.

Породы гибридного типа (SiO_2 51–70 %) от монцодиорита до гранита, попадают в поля и железистых, и магнезиальных пород, по содержанию щелочей варьируют от известковых, известко-щелочных до шошонитовых. Наблюдаются умеренные концентрации $Fe_2O_3^{tot}$ (2.2–10.5 %) и MgO (0.7–3.7 %), высокие содержания щелочей Na_2O (2.5–4.7 %), K_2O (2.8–7.7 %), CaO (1.1–6.9 %) и TiO_2 (0.1–1.8 %). Хондрит-нормализованные спектры близки к более кислым разновидностям павловских гранитоидов: сильно обогащены LREE относительно HREE – La_N/Yb_N = 4.5–10.4 и Gd_N/Yb_N = 3.9–11.2, проявлена европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0.7–1.6). Относительно примитивной мантии сильно обогащены Rb, Ba, Th, U и обеднены Nb, Zr и Ti.

Сравнительная минералогия пород потуданского и павловского типов. Главные породообразующие минералы пород ***потуданского комплекса*** представлены Pl (32–54 %), Kfs (6–22 %), Bt (9–22 %), Hbl (1–12 %), Qtz (5– 12 %), Cpx (5–10 %). Акцессорные минералы – преимущественно Mag (до 6 %), Ilm, Ap, Ttn, Zrn, Po, в редких случаях, Ti-Mag, Ccp (сокращения минералов даны по Kretz, 1983).

Полевые шпаты. Pl представлен тремя генерациями: 1) высококальцевые ядра в зональных кристаллах; 2) ситовидные зональные кристаллы; 3) интерстиции и каймы среднего и кислого состава (An_{25-49}). Интерстиционный Pl характеризуется изометричными зернами и размером 0.4–1.5 мм. По составу основная масса интерстициальных кристаллов и кайм отвечает олигоклазу $An_{25–30}$. Зональность проявлена в крупных и средних идиоморфных и гипидиоморфных кристаллах в виде резкого уменьшения анортитового минала от центра к

краю (An от 53 до 24 %). В ситовидных Pl включения выполнены преимущественно Mag, Bt, Hbl. В менее серицитизированных зернах отчетливо заметно двойникование. На границе с Kfs наблюдается мирмекитовая структура. Содержит включения Bt, Kfs, Ap, рудных минералов.

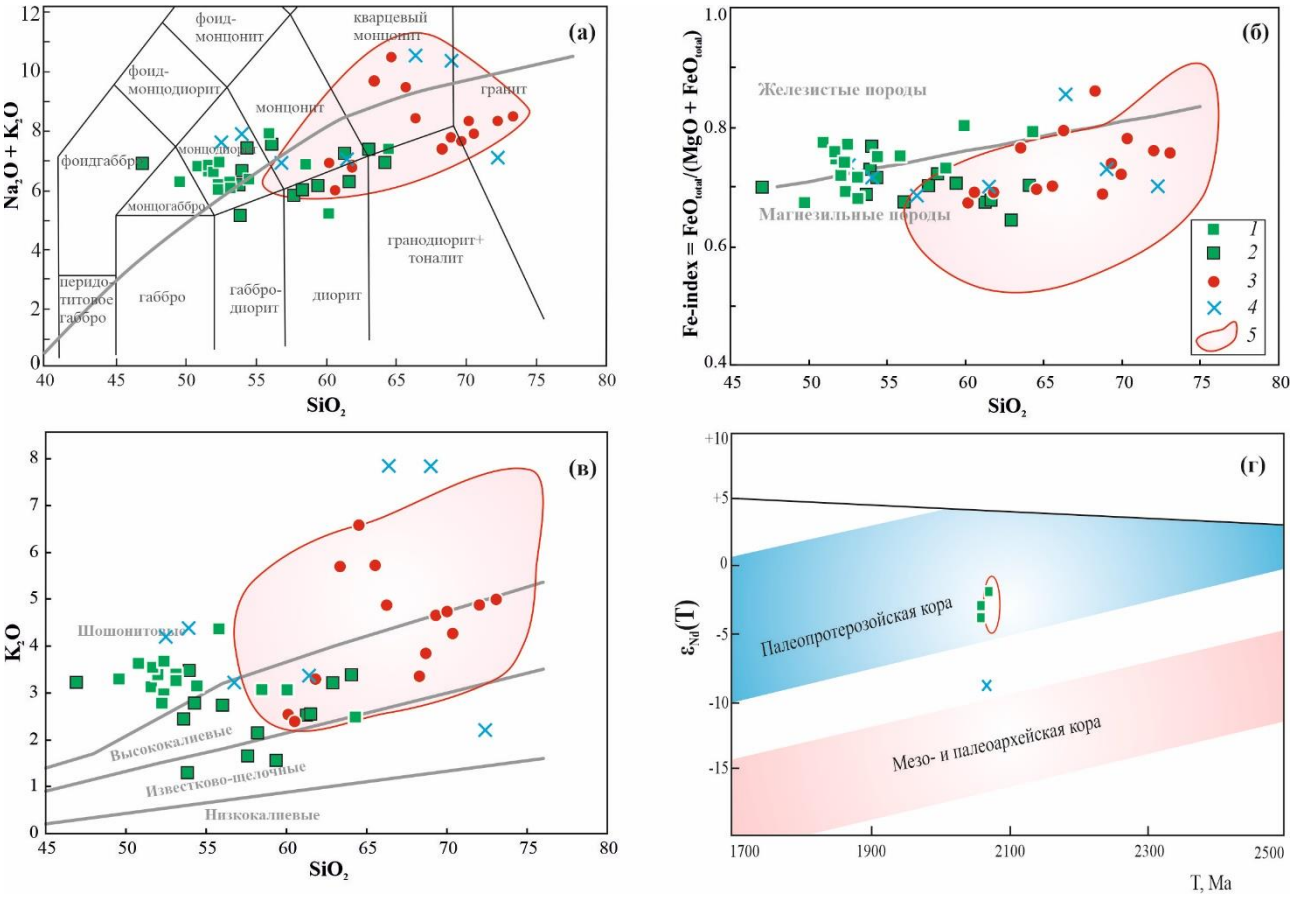


Рис. 1. *а–в* – содержания петрогенных элементов в породах: плутона Потудань (1) и сателитов (2), гранитоидах павловского комплекса (3), гибридных породах (4) и гранитоидах Павловского батолита (5); *г* - диаграмма εNd–t (млн лет) для изученных пород.

Kfs по характерной решетчатой структуре относится к Mc. В некоторых крупных кристаллах (размером 1.5–2.5 мм) Mc отчетливо видны пертитовые вростки Pl. Более мелкие зерна (до 1.5 мм) Mc и Pl слагают интерстиции.

Qtz представлен ксеноморфными зернами размером до 1.5 мм, в среднем 0.4 мм и меньше, занимает интерстиции.

Cpx не зонален, по составу отвечает Aug с магнезиальностью X_{Mg}= 0.65–0.75. Средний размер зерен составляет 1.3 мм, часто замещен Hbl или же срастаниями Hbl с Bt. Содержит включения Mag, Ap.

Hbl встречается как в виде самостоятельных призматических идиоморфных зерен, так и ксеноморфных кристаллов размером до 2.5 мм, но в большинстве случаев находится в виде замещающих кайм вокруг Cpx и в срастании с Bt. Во включениях содержит Ap, Ilm, Mag, Bt, сульфиды. Более мелкие зерна (до 0.2 мм) встречаются вместе с Bt в виде интерстиций. Большинство зерен Hbl относятся к магнезиальным Hbl (X_{Mg}= 0.56–0.68), характеризуются содержанием глинозема (7.0–8.9 мас. %). Единичные анализы Hbl соответствуют Ed. В том случае, когда Hbl замещает Cpx, центр растущего кристалла представлен Ed, а край выполнен магнезиальным Hbl. Вторичные Hbl по химическому составу соответствуют Act.

Bt как правило гипидиоморфен, образует прямоугольные вытянутые чешуи, размером 0.3–0.5 мм. Наблюдаются срастания с Hbl, часто хлоритизирован. Также встречается в виде включений в Pl (размер зерен менее 0.1 мм). Характеризуется умеренной магнезиальностью (X_{Mg} = 0.47–0.55).

Ttn наблюдается в виде двух генераций: 1) идиоморфные клиновидные, конвертообразные кристаллы и 2) ксеноморфные зерна, размером до 0.2–0.8 мм, и каймы вокруг Ti-Mag или Mag.

Ap представлен в виде укороченных призм размером до 0.01 мм и шестигранников размером 0.05–0.08 мм. В некоторых образцах наблюдаются тончайшие иглы Ap, пронизывающие кристаллы Pl и Kfs.

Оксиды представлены в преобладающей части идиоморфными Mag, Ilm, ксеноморфным Ti-Mag.

Сульфидные минералы: идиоморфные Py и Po.

Главные породообразующие минералы пород ***павловского комплекса*** представлены Pl (41-50%), Kfs (22-35%), Qtz (18-26%), Hbl (3-10%) и Bt (3-10%). Акцессорные минералы (3-5%): Mag, Ttn, Ap, Zrn, Ep, Ilm.

Гипидиоморфный Pl по составу соответствует олигоклазу, имеет зональность нормального типа со слабо заметным снижением кальциевости от центра к краю кристаллов. Kfs представлен Mc, который содержит пертиты, по составу совпадающие с Pl в породе. В редких случаях вокруг фенокристаллов Kfs образуется олигоклазовая кайма, что придает породам структуру рапакиви. Hbl встречается как в виде ксеноморфных, гипидиоморфных, так и идиоморфных зерен, всегда содержит включения Mag, Pl, Ap, Ttn. По составу относятся к Ed и магнезиальным Hs, единичные анализы соответствуют магнезиальной Hbl, характеризуется умеренной магнезиальностью (X_{Mg} = 0.49–0.67) и умеренными содержаниями глинозема (Al_2O_3 = 7.8–9.0 мас. %). Ttn представлен двумя генерациями, как и в предыдущем случае.

Гибридные породы потуданского типа сложены теми же породообразующими минералами, что и первые две группы и объединяет в себе особенности как гранитоидов плутона Потудань, так и гранитоидов павловского комплекса. Минералогические и петрографические признаки гибридных пород выражаются в появлении ориентированных темноцветных минералов и порфировидных вкрапленников в мелкозернистых и часто разнозернистых структурах основной массы. Фенокристаллы выполнены Kfs и Pl в гетерозернистой основной массе породы. По составу они отвечают кварцевым монцодиоритам, а один образец с обилием мегапорфировых вкрапленников Kfs (до 5 см) попадает в поле монцогранитов.

Гибридные породы состоят из Pl (32–45 %), Mc (7–20 %), Qtz (10–37 %), Bt (7–17 %), Hbl (0–11 %), Cpx (0–11 %), акцессорных минералов (1–4 %). Наибольшим идиоморфизмом обладают акцессорные минералы: Mag, Ilm, Zrn, сульфиды; и порфировые вкрапленники Pl и Mc. Pl соответствует андезину, является контрастно зональным, широко проявлена ситовидная структура. Преобладающая форма Ap – игольчатая. Hbl слагает либо шлировидные агрегаты, либо проявлена в виде полных псевдоморфоз или кайм замещения Cpx. Для Cpx также характерна ситовидная структура; содержит включения Mag, Ilm, Ti-Mag. Bt имеет сагенитовую структуру, часто образует шлировидные скопления в породе.

Методами минеральной термобарометрии получены параметры кристаллизации кварцевых монцогаббро–гранодиоритов потуданского комплекса: P = 2.7–3.2 кбар, T ликвидуса = 1114–1154 °C и субликвидуса 700–800 °C.

Возраст и изотопно-геохимические особенности пород сравниваемых комплексов. U-Pb возраст по циркону изученных пород был определен с помощью SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Циркон из кварцевого монцогаббро потуданского комплекса (обр.6418/66) имеет однородные зерна, часто хорошо проявлена осциляционная зональность. По нему получен конкордантный возраст 2056±7 млн лет (СКВО = 5.7; вероятность конкордантности = 0.017). Кристаллы циркона из кварцевого монцогаббродиорита (обр.7577/170) в основном идиоморфные с грубой зональностью в центре, а в неоднородных кристаллах проявлена тонкая зональность в краевых частях и грубая – в центральных. Возраст по верхнему пересечению с конкордией составляет 2073±11 млн лет (СКВО=1.09).

Цирконы из образца гибридного типа идиоморфные, во внешних областях зерен имеют тонкую, слабо выраженную зональность, которая соответствует цирконам из кислых пород, а во внутренних областях – грубую, характерную для габброидов. Конкордантный возраст монцогранита (обр. 7576/200) 2078±7 млн лет (СКВО=1.06).

Близкие значения возраста пород потуданского и гибридного типов, а также морфологические особенности цирконов, позволяют считать, что они фиксируют время магматической кристаллизации пород.

Для гранитоидов павловского комплекса определены величины εNd от 0.3 до –4.2, а Nd-модельный возраст $T_{Nd}(DM_1)$ = 2.4–2.7 млрд лет. Предполагается, что павловские гранитоиды образовались при смешении мантийного и нижнекорового источников (Терентьев и Савко, 2017; Terentiev et al., 2020) неоархей-палеопротерозойского возраста (Щипанский и др., 2007; Терентьев, 2016).

Гранитоиды потуданского комплекса характеризуются низкорадиогенным изотопным составом Nd, εNd от –1.7 до –3.7; их одностадийный Nd-модельный возраст $T_{Nd}(DM_1)$ = 2.6–2.7 млрд лет, а двухстадийный – 2.6–2.8 млрд лет. Гибридный тип имеет сильно низкорадиогенный состав с εNd = –8.8 и $T_{Nd}(DM_1)$ = 2.8 и $T_{Nd}(DM_2)$ = 3.2 млрд лет.

Таким образом, у гранитоидов потуданского и павловского комплексов величины εNd и модельный возраст близки, что свидетельствует об общности их источников. Изотопно-геохимические параметры пород гибридного типа говорят о более длительной коровой предыстории какого-то из компонентов их источника.

Моделирование процесса смешения при взаимодействии двух расплавов: «потуданского» и «павловского» показало, что при смешении 76–37% потуданского и 24–63% павловского расплавов образуются кварцевые монцодиориты и монцониты гибридного типа, а для образования состава гибридных гранодиоритов и гранитов доля потуданского расплава составляет 18–8%, а павловского 82-92% соответственно.

Реальные и смоделированные составы содержаний REE в образцах гибридного типа в целом совпали за исключением содержаний некоторых LILE.

Выводы. Породы павловского и потуданского комплексов в большинстве своем образовались из единого геохимического резервуара. Гибридный тип пород потуданского комплекса мог возникнуть в результате смешения двух различных по составу магм потуданского и павловского типов, с варьирующей долей корового компонента.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема НИР № 132-2019-0013, ИГГД РАН).

Список литературы

13. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глущенко В.В., Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.
14. Петракова М.Е., Терентьев Р.А. Петрографические и минералогические признаки взаимодействия гранитоидных и габброидных магм плутона Потудань, Воронежский кристаллический массив // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2018. № 1. С. 32–45.
15. Терентьев Р.А. Петрография и геохронология гранитов Лискинского плутона Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2016. № 3. С. 43–52.
16. Терентьев Р.А., Савко, К.А. Минеральная термобарометрия и геохимия палеопротерозойских магнезиально-калиевых гранитоидов Павловского плутона, Восточно-Европейский кратон // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2017. № 3. С. 34–45.
17. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
18. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // American Miberalogist. 1983. V. 68. P. 277–279.
19. Terentiev R.A., Savko K.A., Petrakova M.E., Santosh M., Korish E.H. Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // Precambrian Research. 2020. V. 346. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105790.

Тяжелые металлы в подземных водах неогенового комплекса г. Казань

Петрова Д.И.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань 420008, Россия, DaIPetrova@kpfu.ru

В связи с ростом городов и концентрацией населения на относительно небольшой территории в последнее время актуальным направлением гидрогеологических исследований стало изучение и оценка техногенных факторов по изменению состава гидросферы на промышленно-урбанизированных территориях (Крайнов и др., 2004, Лисенков и др., 2003, Сунгатуллин, 2009, Шварц, 2005, Щукова, 2005, Barrett et al., 1999 и др.).

Город Казань является крупным (1,25 млн. жителей) промышленно-культурным центром России с тысячелетней историей, для которого вопросы изменения качества подземных вод являются важным элементом стратегического развития. Сегодня около 20 % питьевого водоснабжения города связано с подземными водозаборными сооружениями, а практически все крупные предприятия имеют свои скважинные водозаборы для производственного водоснабжения.

Территория Казани расположена в пределах Камско-Вятского артезианского бассейна и включает следующие водоносные комплексы (сверху вниз): четвертичный аллювиальный комплекс; неогеновый аллювиальный комплекс; нижнеказанский карбонатно-терригенный комплекс; сакмарский сульфатно-карбонатный комплекс. В данном сообщении приведена оценка качества подземных вод неогенового комплекса за период с 1960 по 2019 гг.

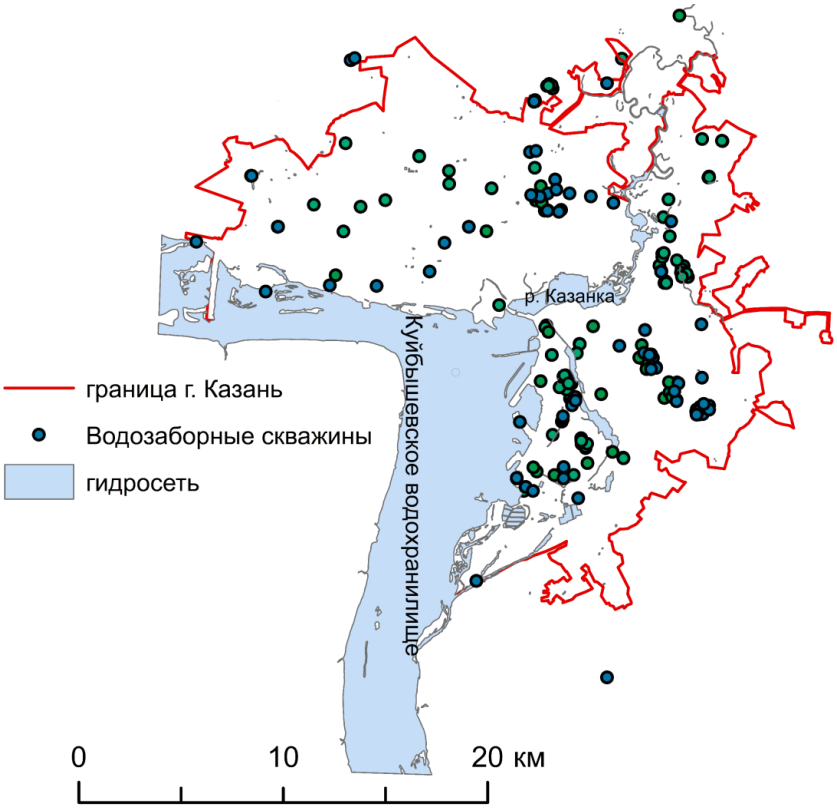


Рис. 1. Расположение водозаборных скважин неогенового водоносного комплекса на территории г. Казань.

Подземные воды неогенового водоносного комплекса широко используется для водоснабжения на территории города Казани (рис. 1), т. к. водовмещающие неогеновые породы заполняют палеодолину Волги и ее крупных палеопритоков. Комплекс эксплуатируется как одиночными скважинами для водоснабжения промышленных предприятий, так и групповыми водозаборами для централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения городского населения. Залегая на эрозионной поверхности пермский отложений, неогеновый комплекс характеризуется весьма изменчивой мощностью: от 10 метров над выступами пермских пород и до 160 метров в осевой части эрозионных

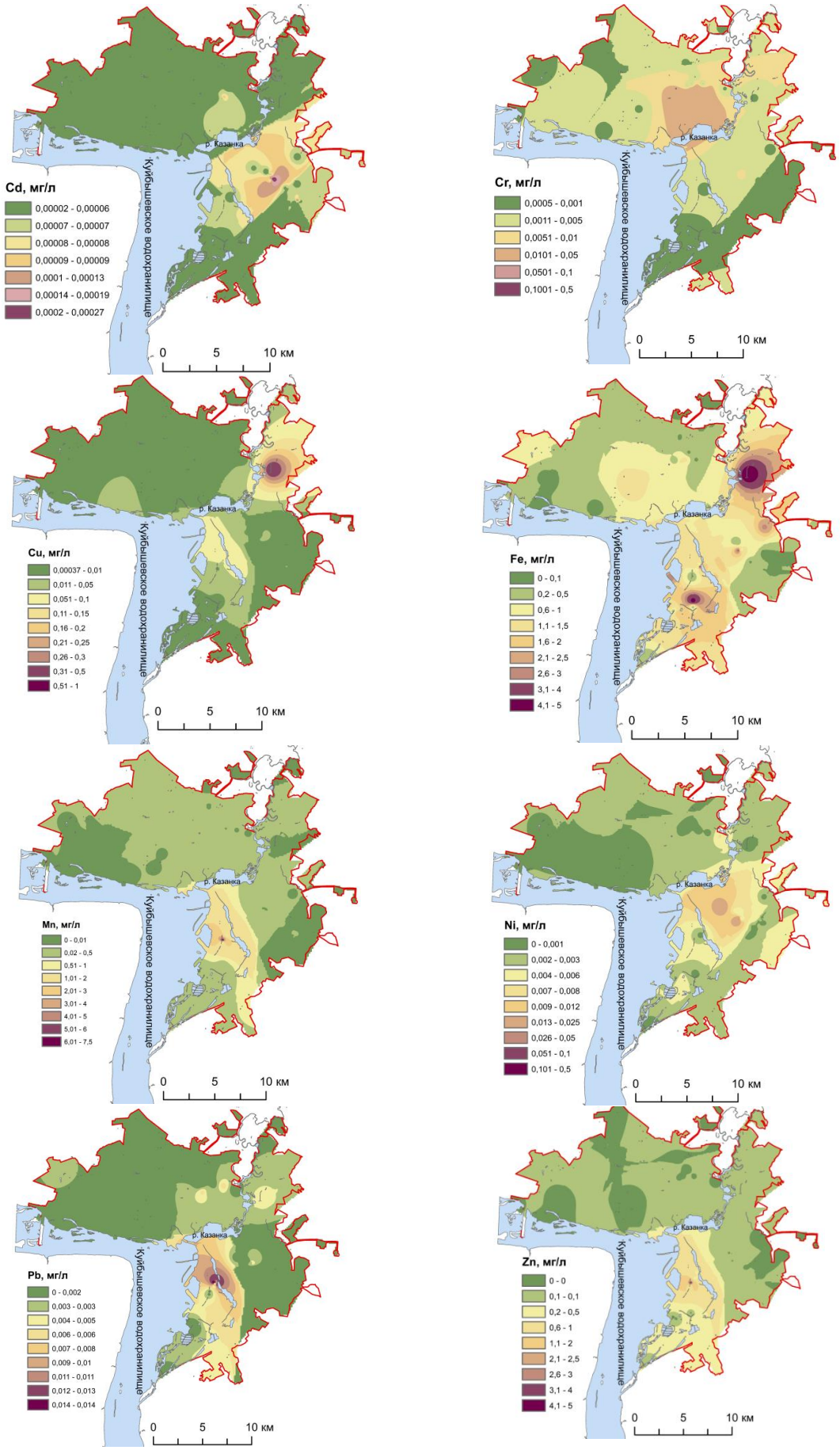


Рис. 2. Распространение тяжелых металлов в подземных водах неогенового комплекса г. Казань.

палеоврезов. Подземные воды неогенового комплекса представлены гидрокарбонатными, сульфатно-гидрокарбонатными магниево-кальциевыми пресными водами с минерализацией, преимущественно, 0,2-0,3 г/л. Питание водоносного комплекса происходит путем инфильтрации атмосферных осадков, а разгрузка осуществляется в местную гидрографическую сеть и в Куйбышевское водохранилище.

Распределение тяжелых металлов в подземных водах неогенового комплекса изучалось по материалам геологических отчетов. Автором собраны результаты 1170 анализов, выполненных по стандартным методикам в аттестованных лабораториях. Для построения карт-моделей по ГИС-технологиям по пространственной изменчивости тяжелых металлов применялся программный пакет «ArcGisMap»; интерполяция значений проводилась с помощью метода ординарного кригинга (Rezaee et al., 2011).

Пространственное распределение содержания тяжелых металлов в рассматриваемом водоносном комплексе имеет неоднородный характер, однако схожее распределение металлов наблюдается у Mn, Zn и Pb, где максимальные значения приходятся на центральную и южную часть города (рис. 2). Участки с содержаниями общего железа выше ПДК (0.3 мг/л) занимают более 50 % территории города, максимальные концентрации железа зафиксированы в южной части Казани (на территории водозабора Мирный), а также в северо-восточной части, где расположена Самосыровская свалка бытовых отходов. Для Cd и Ni отсутствуют значимые свидетельства антропогенного загрязнения (рис. 2).

Резюмируя полученные результаты, можно сделать следующие выводы.

1. Впервые проведен анализ площадного распределения тяжелых металлов в подземных водах неогенового комплекса г. Казань за большой период наблюдений (60 лет).
2. Геоинформационные технологии пригодны для проведения цифрового мониторинга и выработки приоритетных направлений городской экологической политики с учетом гидрогеологической информации.

Работа выполнена частично за счет средств субсидии, выделенной Казанскому университету в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров и для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности (проект №0671-2020-0048).

Список литературы

1. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.
2. Лисенков А.Б., Фисун Н.В., Малков А.В. и др. Техногенные процессы в подземных водах. М.: Научный мир, 2003. 248 с.
3. Сунгатуллин Р.Х. Химический состав подземной и поверхностной гидросфер (на примере Набережно-Челнинской площади) // Ученые записки КГУ. Естественные науки. 2009. Т. 151, № 3. С. 153-166.
4. Шварц А.А. Химический состав подземных вод Санкт-Петербургского региона в свете новых требований к качеству питьевой воды // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2005, вып. 1. С. 85-93.
5. Щукова И.В. Формирование химического состава подземных вод зоны активного водообмена на территории г. Перми // Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Пермь, 2005. 23 с.
6. Barrett M.H., Hiscock K.M., Pedley S. et al. Marker species for identifying urban groundwater recharge sources. A review and case study in Nottingham, UK. // Water Res. 1999. V. 33. № 14. P. 3083–3097.
7. Rezaee H., Asghari O., Yamamoto J.K.. On the reduction of the ordinary kriging smoothing effect. J Mining & Environment. 2011;2(2):102-117. doi: 10.22044/jme.2011.538

Вещественный состав песчаной фракции донных осадков в эрозионном канале на хребте Ломоносова с конца МИС 7 по настоящее время

Попова Е.А.

ФГБУ «ВНИИОкеангеология», 4elenapopova@gmail.com

Введение. Информация о вещественном составе грубой фракции морских осадков может отобразить смену палеообстановок в определённой части океана. В данной работе изучен состав осадков взятых из канала в южной части хребта Ломоносова. Морфология канала и данные сейсмоакустического профилирования указывают на сильное глубоководное течение здесь, которое могло повлиять на состав осадков; изменение климата со временем также неизбежно ведёт к изменению состава. Учёт как локации отобранного материала (поперёк склона канала), так и времени отложения осадков позволяет выявить факторы колебаний состава компонентов.

Материал и методы. Материал был собран во время экспедиции PS115/2 (сентябрь – октябрь 2018) научно-исследовательского ледокола «Polarstern» (Stein, 2019). Три колонки донных осадков длиной 4–6 м были отобраны при помощи гравитационной трубки из эрозионного канала в южной части хребта Ломоносова около сибирского участка континентального шельфа Северного Ледовитого океана (рис. 1 А, Б). Пробы в количестве 153 отбирались исходя из литологических характеристик слоёв осадков. Грубая фракция (> 0.063 мм) была выделена при помощи просеивания и высушена. Получившаяся фракция была отнесена к песку: 0.063-2 мм согласно классификации Уддена-Вентворта (Falk & Ward, 1962). Вещественный состав грубой фракции определялся при помощи микроскопа в отраженном свете. Содержание каждого компонента визуально оценивали в процентах по присутствию в образце. Компоненты были поделены на группы: светлые минералы (прозрачный и ожелезнённый кварц, белые, зелёные и серые кристаллы), тёмные минералы и обломки пород (амфиболы, базальты, и т. д.), слюды (биотит, мусковит), конкреции (тёмно-серые тонкозернистые комки, предположительно железисто-марганцевые новообразования (Талденкова Е. Е., личное общение, 17 августа 2020)), фораминиферы (в карбонатной форме и агглютинированные) и прочие биогенные частицы (обломки иглокожих, двустворчатых моллюсков, радиолярий). Предварительная возрастная модель была создана при помощи корреляции физических характеристик (плотность и магнитная проницаемость) с датированной колонкой из того же района (Stein, 2019).

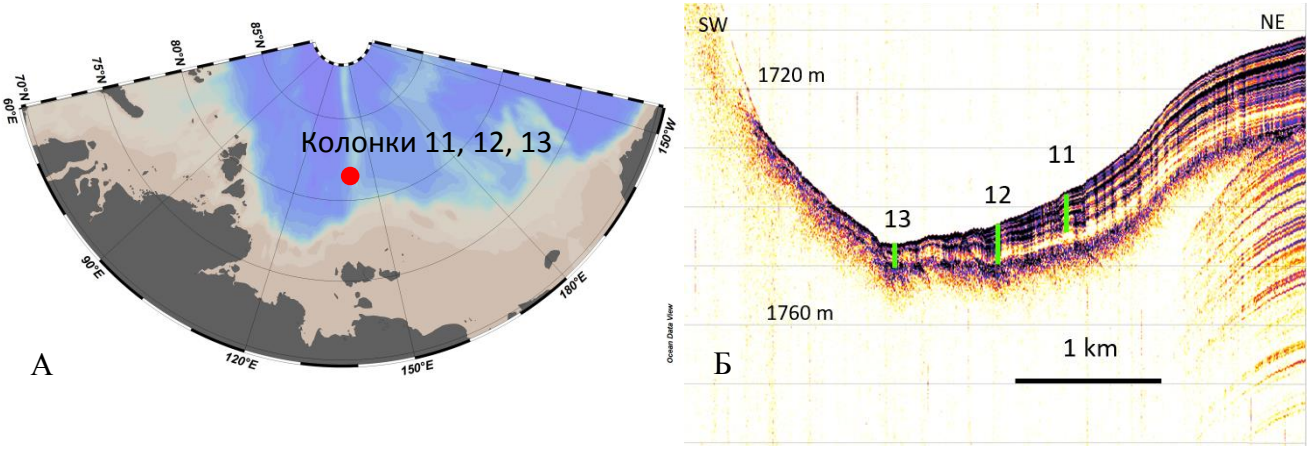


Рис. 1. А. Расположение колонок на карте шельфа океана. Б. Расположение колонок на сейсмоакустическом профиле

Результаты и обсуждение. Возрастная модель показала осадконакопление в колонках 11-13 с конца морской изотопной стадии (МИС) 7 до настоящего времени (Stein, 2019). Рис. 2 отображает изменения вещественного состава грубой фракции с учётом МИС. Стоит отметить, что колонки отражают различные условия осадконакопления: колонка 11 взята со склона канала, где мощность течения не так велика, колонка 13 – со дна, где поток наиболее

силён, колонка 12 – между ними (рис. 1 Б). В колонке 13 отсутствуют МИС 4-2, вероятно из-за эрозии либо отсутствия осадконакопления по причине сильного потока воды там.

В большей части проб в составе преобладают светлые минералы (в среднем 75%), за некоторыми исключениями. Остальные компоненты встречаются менее часто: слюды, тёмные минералы и фораминиферы составляют примерно по 6%, конкреции – 4%, другие биогенные – немногим более 1%. Фораминиферы в агглютинированной форме составляют почти 99% всех фораминифер. Абсолютное большинство (в отдельных пробах более 50% общего состава) агглютинированных фораминифер представлено крупными трубчатыми обломками неопределённого рода, замеченными ранее в таких же количествах к северу от изучаемой области Басовым и Куприяновой, 2010. Организмы родов *Psammosphaera* и *Rhabdammina* и вида *Cyclammina pusilla* были найдены только в агглютинированном виде, раковины вида *Neogloboquadrina pachyderma* присутствовали также и в карбонатной форме. Глубина нахождения видов *N. pachyderma* в карбонатной форме и *C. pusilla* обозначена на рис 2. Видна корреляция колонок по *C. pusilla* в конце МИС 7 - начале МИС 6; наличие этого вида отмечено здесь ранее Талденковой и др., 2009 и Николаевым и др., 2013. Наличие раковин *N. pachyderma* замечено в конце МИС 7 и в середине МИС 6 в колонках 12 и 13, а также на стыке МИС 7 и 6 в колонке 12 и в МИС 1 в колонке 13.

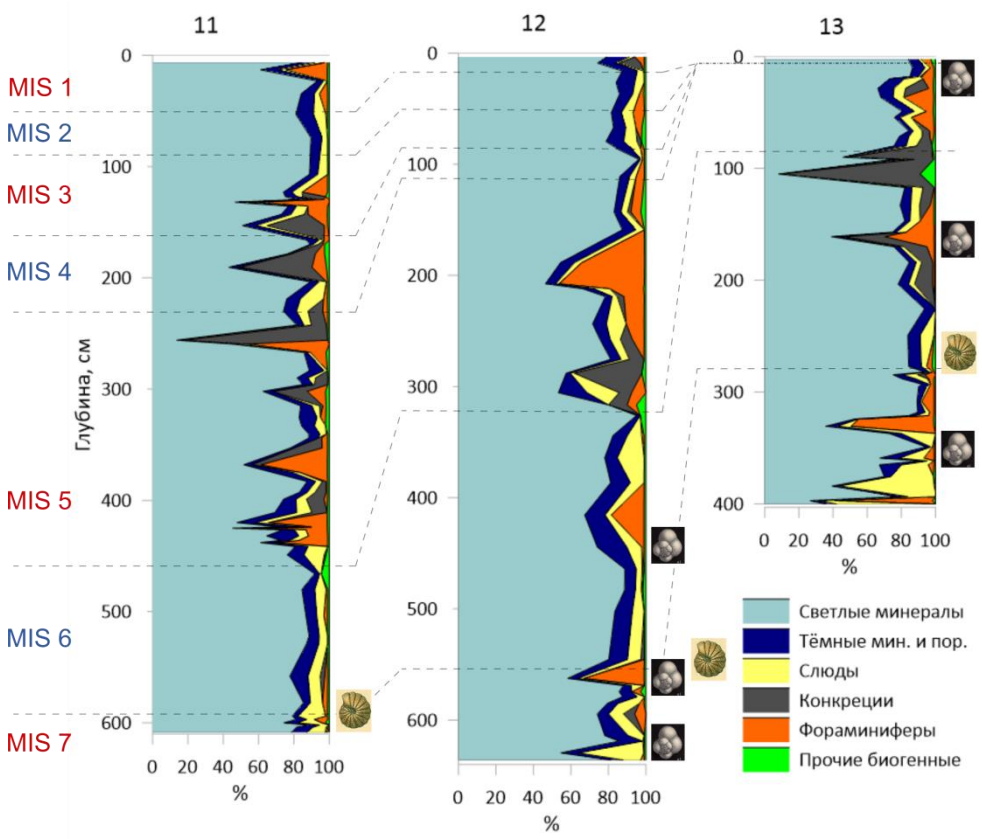


Рис. 2. Процентное содержание компонентов фракции песка в колонках; глубины обнаружения раковин отдельных фораминифер

Учитывая, что колонки располагаются близко друг к другу, они были одинаково подвержены изменениям климата. В то же время, гидродинамические условия в колонках сильно различаются – сила течения снижается в направлении от центра канала к верхней части склона. Поэтому можно предположить, что компоненты, схожим образом распределённые во всех колонках, подвержены скорее воздействию климата, а компоненты, сильно отличающиеся между колонками, имеют силу течения в качестве главного фактора отложения.

Анализ содержания компонентов песчаной фракции в зависимости от МИС помогает отследить изменения в составе осадков в зависимости от климата. Для светлых минералов наблюдаются пики в ледниковые периоды, что особенно явно проявляется в колонках 11 и 12.

Тёмные минералы и породы показывают спад с МИС 7 до 4, а затем некоторый рост содержания. Содержание слюд наиболее высоко во всех колонках в МИС 7. Между содержанием фораминифер и наступлением межледниковых периодов наблюдается прямая зависимость, которая прослеживается во всех колонках. Наблюдается увеличение содержания конкреций до максимальных 15% в колонке 13 в МИС 6. Для прочих биогенных компонентов явных тенденций не замечено.

Для оценки изменения состава осадков в зависимости от МИС были рассчитаны средние значения по всем компонентам по МИС в каждой колонке, а затем коэффициент вариации по полученным значениям. Для конкреций коэффициент вариации оказался высоким для всех колонок, при этом значения увеличиваются от верхней части склона канала к центру от 130% до 152%, что позволяет предположить зависимость компонента как от климата, так и от гидродинамической обстановки. Вариация для фораминифер велика в колонках 11 и 12 (80-90%), в то время как в колонке 13 она составляет лишь 30%, что может указывать на то, что в центре канала течения сильнее влияют на состав. Слюды показывают высокую вариативность (82%) только в колонке 13. Вариация прочих биогенных компонентов увеличивается от 25% в колонке 11 до 55% в колонке 13, это может быть объяснено более явным влиянием климата на данный компонент. Вариация светлых и тёмных минералов и пород невелика, у последних они минимальна и составляет 8% и менее, что делает их слабо зависимыми от климата.

Для сравнения характера колебаний содержания компонентов состава в зависимости от климата и от энергии потока воды была подсчитана разница между вариациями средних значений по МИС (без учёта колонок) и по колонкам, предварительно приведёнными к 100% (таблица 1). Отрицательные значения могут интерпретироваться как указание на большее влияние течений, положительные – на воздействие климата. Стоит отметить, что коэффициент вариации каждого компонента между колонками был подсчитан для трёх точек, что снижает качество сравнения. Фораминиферы показывают наиболее высокое значение разности, что подтверждает связь с климатом. Прочие биогенные компоненты также подвержены влиянию климата. Впрочем, содержание последних достаточно низко, и сложно делать выводы о значимости колебаний коэффициента их вариации. Среди компонентов, отличающихся отрицательными значениями, можно отметить тёмные минералы и породы, а также в некоторой степени слюды. Интересно, что для конкреций (вероятно, единственного компонента осадков здесь аутигенного происхождения) характерна наиболее сильная вариация как между колонками, так и во времени, что уравновешивает факторы. В целом, содержание в осадках биогенных компонентов ожидаемо связано с климатом, а терригенных – с силой течений. Важно отметить, что сила течений зависит от климата – во время межледниковий течения сильнее (Bianchi & McCave, 1999; Knutz, 2008), поэтому часто факторы климата и мощности потока воды действуют совместно.

Таблица 1. Коэффициенты вариации для содержаний компонентов состава, усреднённых по МИС и по колонкам.

Компонент	Вариация по МИС	Вариация по колонкам	Разность
Светлые м.	7.4	9.0	-1.6
Тёмные м. и п.	23.1	38.0	-14.8
Слюды	66.7	75.2	-8.5
Конкреции	100.0	100.0	0.0
Фораминиферы	65.6	35.0	30.6
Др. биогенные	20.4	14.7	5.6

Выводы. В составе грубой фракции осадков, взятых в эрозионном канале, преобладают светлые минералы и тёмные минералы и обломки пород, также велико содержание аглютинированных фораминифер; биогенные компоненты представлены в основном фораминиферами, в частности *Cyclammina pusilla* и *Neogloboquadrina pachyderma*. При этом пики светлых минералов чаще приходятся на ледниковые периоды, а фораминифер и

оранжевых агломератов – на межледниковья. Анализ изменений состава в зависимости от климата и силы водных потоков в канале показал, что климат влияет на обилие биогенных компонентов в осадках, в особенности фораминифер, сильнее, чем сила течений; для терригенных частиц, таких как тёмные минералы и породы, течения намного более важны.

Автор благодарит Немецкое Министерство Образования и Науки и Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Бремерхафен), а также капитана и команду НИС “Polarstern” вместе с учёными на борту за помощь в полевых работах.

Список литературы

1. Bianchi G. G., McCave I. N. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland // Nature. 1999. V. 397. P. 515–517.
2. Folk R.L., Ward W.C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters // Journal of Sedimentary Petrology. 1957. V. 27. P. 3-26.
3. Knutz P. C. Chapter 24. Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts // Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), Developments in Sedimentology, Contourites. V. 60. №. 8. Elsevier, 2008. P. 511–535.
4. Stein R. (Ed.). The Expedition PS115/2 of the Research Vessel POLARSTERN to the Arctic Ocean in 2018 // Reports on Polar and Marine Research. № 728. 2019. 249 pp.
5. Басов В.А., Куприянова Н.В. Стратиграфия и фации осадков по фораминиферам из грунтовых трубок экспедиции «Арктика-2007» (хребет Ломоносова) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. ВНИИОкеангеология. 2010. Т.210. № 7. С. 71-81.
6. Николаев С.Д., Талденкова Е.Е., Рекант П.В., Чистякова Н.О., & Миролюбова Е.С. Палеогеография приевразийской части подводного хребта Ломоносова в неоплейстоцене // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2013. № 5. С. 51-59.
7. Тадденкова Е. Е., Николаев С. Д., Рекант П. В., Погодина И. А., & Портнов А. Д. Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: Литология осадков и микрофауна // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2009. № 4. С. 45-54.

Глинистые минералы как перспективные ингибиторы для создания комплексных удобрений контролируемого действия

Рудмин М.А.

Отделение геологии Томского политехнического университета, rudminma@tpu.ru

Введение. За последние 50 лет мировое сельскохозяйственное производство увеличилось более чем в два раза, главным образом за счет повышения уровня использования удобрений и пестицидов, а также развития новых культур и технологий (Tilman et al., 2002). В последние несколько десятилетий заметно возросло глобальное применение азотных удобрений с 32 миллионов тонн в 1970 году до примерно 111.6 миллионов тонн в 2016 году (данные IFA на ноябрь 2016 г.), и ожидается, что к 2050 году оно вырастет до 130-150 млн. тонн в год (Matson et al., 1997). Большое количество внесения различных форм азота с уменьшением эффективности его усвоения способствует серьезному загрязнению окружающей среды, что отражается в ухудшении качества воды, эвтрофикации прибрежных морских экосистем, развитии фотохимического смога и повышении глобальной концентрации закиси азота как парникового газа (Vitousek et al., 2009). Китай как потребитель около 30% азотных удобрений от их общемировой доли на своей практике показал, какой отрицательный экологический эффект возможен от бесконтрольного развития агрохозяйства (Xiao et al., 2019), что следует учитывать всем странам с развивающимся сельскохозяйственным сектором и, главным образом, России. Традиционные синтетические удобрения (например, мочевина), благодаря низкой термостойкости, высокой растворимости и малому молекулярному весу, имеют тенденцию мигрировать в воздух и воду в результате улетучивания, стока и выщелачивания, вызывая серьезные загрязнения окружающей среды, такие как кислотные дожди, эвтрофикация и глобальное потепление. Ключевая проблема связана с дисбалансом между питательными веществами, высвобождаемыми из традиционных удобрений, и поглощением этих нутриентов корнями растений, что приводит к потере и выбросу химических веществ (в том числе N_2O) и как следствие загрязнению окружающей среды.

Преодоление этой проблемы может быть достигнуто с использованием удобрений «нового поколения», к которым относятся удобрения пролонгированного и контролируемого действия, так называемые «slow-release fertilizers – SRF» и «controlled-release fertilizers – CRF», соответственно (Borges al., 2015; Ni et al., 2011). Основная функция удобрений пролонгированного действия заключается в постепенной отдаче питательных компонентов растениям с необходимой скоростью для уменьшения избытка этих компонентов в почвах. Создание таких удобрений основано на подборе (1) веществ выполняющих роль «контейнера» и «заполнителя», и (2) механизмов их совмещения/внедрения. Сегодня в качестве основных составных компонентов таких удобрений рассматриваются полимеры, глинистые минералы или композиты из синтетических и природных веществ. При этом глинистые минералы занимают особое положение, поскольку являются достаточно дешевым материалом относительно синтетических продуктов.

Цель исследования – оценка взаимодействия между монтмориллонитом и мочевиной при механической активации в планетарной и кольцевой мельницах для создания современных удобрений пролонгированного действия. Идея заключалась в изучении не только интрекаляции, но и возможной адсорбции с капсулированием активированного минерала в оболочку из мочевины. Авторы назвали это двухуровневой активацией: (1) интеркаляции азота в минерал, (2) микрогранулирование активированной смеси минерал-азот в мочевину. Такой опыт перспективен для создания комплексного удобрения с несколькими функциями, при которых нутриенты будут иметь разные связи в композите, а, следовательно, и высвобождаться с различной скоростью. Для выбора наиболее рентабельного способа создания потенциального SRF изучалась активация как в планетарной мельнице, так и в кольцевой.

Материал и методы. Минеральные частицы сканировали с использованием сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) TESCAN VEGA 3 SBU с энергодисперсионным рентгеновским детектором (ЭДС) OXFORD X-Max 50 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе образца 12.3 нА. Для расчета среднего значения было выполнено не

менее 50 измерений. Усреднённая кристаллохимическая формула смектита (монтмориллонит-бейделлит), полученная с помощью СЭМ-ЭДС, выглядит следующим образом: $Na_{0.03-0.31}Ca_{0.06-0.13}(Al_{1.24-1.93}Mg_{0.19-0.36}Fe_{0.07-0.10})_{1.82-2.06}Si_{3.68-4.03}Al_{0.05-0.32}O_{10}(OH)_2nH_2O$. Смектит для данного исследования был собран на месторождении «10-й Хутор» (Республика Хакасия, Россия). Первоначально смектит (S) и мочевина (N) смешивались в соотношении 2:3 (S2N3). Шесть смесей, содержащих смектит-мочевину, измельчали в порошок с использованием кольцевой или планетарной мельницы в сухих условиях в течение различной продолжительности. Для приготовления композитов были выбраны два варианта механической активации. Истирание проводили в кольцевой мельнице (ROCKLABS Standard Ring Mill) с частотой вращения 700 об/мин и массовым соотношением порошков и мелющих тел 1:5. Три смеси смектита и мочевины (каждая весом 20 г), полученные после 30, 60 или 120 минут измельчения в кольцевой мельнице, обозначаются здесь как S2N3-rm30, S2N3-rm60 и S2N3-rm120, соответственно. Измельчение тех же смесей проводилось отдельно в планетарной мельнице в течение 10, 20 или 30 минут для получения шести смесей (каждая весом 20 г) с использованием смектита и мочевины, названных S2N3-pm10, S2N3-pm20, S2N3-pm30. Активирование порошковых смесей проводили в планетарной мельнице АГО-2 с частотой вращения 1820 об/мин и соотношением порошков к мелющим телам 1:5. Полученные композиты изучали с помощью растрового электронного микроскопа с энергодисперсионной рентгеновской спектроскопией (СЭМ-ЭДС), рентгенофлуоресцентного (РФА) спектрометра, инфракрасной спектроскопии с преобразованием Фурье (ИК), рентгеновской дифракции (РДА) и дифференциально-термический анализ (термогравиметрический анализ и дифференциальная сканирующая калориметрия, ТГ-ДСК).

Результаты и обсуждения. В этой работе обрабатывалась смесь с преобладающей долей мочевины над монтмориллонитом (смектитом). Это выполнялось для оценки не только интеркаляции в минералы, но и для изучения адсорбции активированной части смеси в азотную оболочку. В предыдущих работах изучалась механохимическая активация смесей из монтмориллонита и мочевины с долей минерала 5% (Baldanza et al., 2018), 16% (Gu et al., 2019), 20% (Pereira et al., 2017), 33% (Gu et al., 2019), 50% (Gu et al., 2019; Pereira et al., 2017; Chen et al., 2017). Также оценивалась смесь из монтмориллонита и K_2HPO_4 в отношениях 1:2, 1:1, 2:1 (Borges et al., 2017) для получения калийно-фосфатного SRF. Иногда к смеси с монтмориллонитом добавлялись формальдегид (Pereira et al., 2017) и пр. В качестве способов создания комплексный удобрений на основе глинистых минералов использовалось измельчение в мельницах (Borges et al., 2017, 2018), водные суспензии (Golbashy et al., 2017) и т.д. В данной работе оцениваются два достаточно рентабельных механических способа (истирание в планетарной или кольцевой мельницах) относительно химического приготовления.

По мере увеличения времени активации в планетарной или кольцевой мельнице интенсивность XRD отражения при 4.0 Å уменьшается, что может указывать на слабое снижение адсорбированной мочевины. Сдвиги базальных отражений в стороны низких углов во время измельчения указывают на увеличение степени интеркаляции мочевины в межслоевое пространство смектита. В предыдущих авторских тестах с глауконитом и мочевиной в пропорции 75:25, адсорбированная часть мочевины полностью интеркалировалась по мере увеличения времени активации (Rudmin et al., 2019). В изучаемой пропорции (2:3) избыточный адсорбированный азот, способствует его агрегации на глинистом минерале (рис. 1). То есть далеко не вся мочевина интеркалируется (Rudmin et al., 2020).

Преимущественное увеличение интенсивности ИК пика NH_2 при 1155 1/см по мере увеличения времени активации в планетарной или кольцевой мельнице свидетельствует о повышении доли крепко адсорбированного азота на чешуйках монтмориллонита. Колебания NH_2 при 3442-3419 1/см становятся менее частыми при увеличении времени активации в планетарной или кольцевой мельницах смесей из монтмориллонита и мочевины. Это связано с более высокой степенью «связывания» или интеркаляции молекул азота. Слабое смещение пиков NH_2 и NH при увеличении времени активации смесей в кольцевой мельнице, показывает

постепенное инкапсулирование молекул NH_2 (от 1600 до 1625 1/см) и NH (от 1720 до 1699 1/см) в межслоевое пространство глауконита.

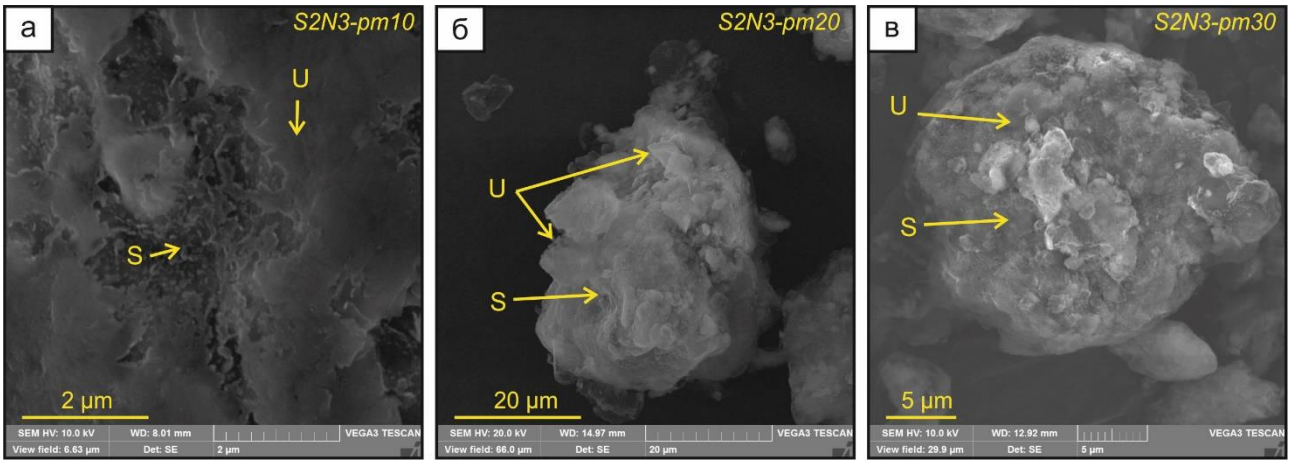


Рис. 1. Типичные изображения (СЭМ) композитов, полученных путем смешивания смектита (S) и мочевины (U) в планетарной мельнице.

По данным ТГА доля интеркалированной мочевины в монтмориллонит составляет 27.0-28.3% и 25.0-26.4% при приготовлении в планетарной или дисковой мельницах (рис. 2), соответственно, и возрастает по мере увеличения времени активации. Использование планетарной мельницы в сравнении с кольцевой для механического синтеза композитов из монтмориллонита и мочевины способствует создания оболочки из мочевины, в которую заключены активированные частицы минералов. При синтезе в кольцевой мельнице даже при 120 минутах формируется только плёнка из адсорбированной мочевины. Состав ингибитора по-разному отражается на степени интеркаляции в него мочевины. При использовании монтмориллонита в качестве ингибитора максимальное инкапсулирование характерно для 30-минутной активации.

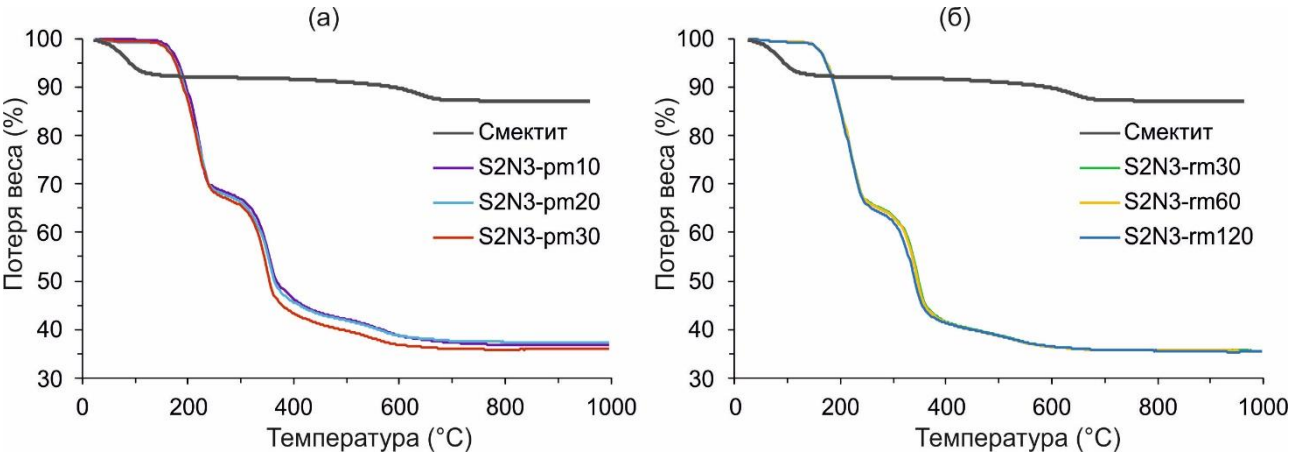


Рис. 2. Термогравиметрические кривые смесей смектита, полученных в разное время (а) планетарного и (б) кольцевого измельчения.

Интеркаляция мочевины в монтмориллонит достигается при активации в планетарной или кольцевой мельнице в течении 20 или 60 минут, соответственно. После 30 минут истирания в планетарной мельнице изученных смесей образуется внешняя капсула из адсорбированной мочевины, что позволяет рассматривать эти композиты с двумя типами азота: инкапсулированном и микрогранулированном. Активация в кольцевой мельнице в течении 120 минут приводит к формированию плёнки (не микрогранулы) мочевины толщиной 4-5 мкм по контуру минеральных частиц (с интеркалированным азотом).

Выводы. Механическая активация смесей монтмориллонит-мочевина различными способами и при различных временных режимах демонстрирует изменение структурных

особенностей и степени интеркаляции азота в конечных композитах. (1) Инкапсулирование азота достигается при времени истирания 20 или 60 минут в планетарной или кольцевой мельнице, соответственно. (2) При увеличении времени работы планетарной мельницы до 30 минут происходит образование внешнего азотного слоя по минеральным частицам. Итоговые вещества представляют собой микрогранулы размером до 30 мкм в диаметре с азотной оболочкой, внутри которых заключены активированные минеральные частицы с интеркалированным азотом. Доля инкапсулированного азота в монтмориллонит методом истирания в планетарной мельнице составляет 27.0-28.3%. (3) При 120-минутной активации в кольцевой мельнице формируется азотная пленка толщиной 4-5 мкм по активированным минеральным частицам. Доля интеркалированного азота в монтмориллонит составляет 25.0-26.4%. (4) Была достигнута двух-уровневая активация смесей с интеркаляцией азота в минерал и микрогранулирование модифицированных глинистых минералов в азотную оболочку. Таким образом, были получены композиты, которые в дальнейшем рекомендуется использовать как полифункциональные удобрения медленного высвобождения.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ № МК-213.2020.5.

Список литературы

1. Baldanza V.A.R. et al. Controlled-release fertilizer based on poly(butylene succinate)/urea/clay and its effect on lettuce growth // Journal of Applied Polymer Science. Wiley-Blackwell, 2018. P. e46858.
2. Borges R. et al. Design and Kinetic Study of Sustainable Potential Slow-Release Fertilizer Obtained by Mechanochemical Activation of Clay Minerals and Potassium Monohydrogen Phosphate // Industrial & Engineering Chemistry Research. American Chemical Society, 2017. Vol. 56, № 3. P. 708–716.
3. Borges R. et al. Mechanochemical conversion of chrysotile/K2HPO4 mixtures into potential sustainable and environmentally friendly slow-release fertilizers // Journal of Environmental Management. Academic Press, 2018. Vol. 206. P. 962–970.
4. Borges R. et al. Solid-state mechanochemical activation of clay minerals and soluble phosphate mixtures to obtain slow-release fertilizers // Clay Minerals. Cambridge University Press, 2015. Vol. 50, № 02. P. 153–162.
5. Chen L. et al. Environmental-friendly montmorillonite-biochar composites: Facile production and tunable adsorption-release of ammonium and phosphate // Journal of Cleaner Production. Elsevier, 2017. Vol. 156. P. 648–659.
6. Golbashy M. et al. Synthesis of highly intercalated urea-clay nanocomposite via domestic montmorillonite as eco-friendly slow-release fertilizer // Archives of Agronomy and Soil Science. Taylor & Francis, 2017. Vol. 63, № 1. P. 84–95.
7. Gu H. et al. Lignin improves release behavior of slow-release fertilizers with high content of urea // Journal of Applied Polymer Science. John Wiley & Sons, Ltd, 2019. P. 48238.
8. Matson P.A. et al. Agricultural intensification and ecosystem properties // Science. American Association for the Advancement of Science, 1997. Vol. 277, № 5325. P. 504–509.
9. Ni B. et al. Environmentally Friendly Slow-Release Nitrogen Fertilizer // Journal of Agricultural and Food Chemistry. American Chemical Society, 2011. Vol. 59, № 18. P. 10169–10175.
10. Pereira E.I. et al. Controlled Urea Release Employing Nanocomposites Increases the Efficiency of Nitrogen Use by Forage // ACS Sustainable Chemistry & Engineering. American Chemical Society, 2017. Vol. 5, № 11. P. 9993–10001.
11. Rudmin M. et al. Mechanochemical Preparation of Slow Release Fertilizer Based on Glauconite–Urea Complexes // Minerals. Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2019. Vol. 9, № 507. P. 1–10.
12. Rudmin M. et al. Formulation of a slow-release fertilizer by mechanical activation of smectite/glauconite and urea mixtures // Applied Clay Science. Elsevier, 2020. Vol. 196. P. 105775.
13. Tilman D. et al. Agricultural sustainability and intensive production practices // Nature. 2002. Vol. 418, № 6898. P. 671–677.
14. Vitousek P.M. et al. Nutrient imbalances in agricultural development // Science. American Association for the Advancement of Science, 2009. Vol. 324, № 5934. P. 1519–1520.
15. Xiao Y. et al. Effect of bag-controlled release fertilizer on nitrogen loss, greenhouse gas emissions, and nitrogen applied amount in peach production // Journal of Cleaner Production. Elsevier, 2019. Vol. 234. P. 258–274.

Следы биологической активности при формировании основных компонентов морских ооидовых железных руд

Рудмин М.А.

Отделение геологии Томского политехнического университета, rudminma@tpu.ru

Введение. Сегодня во многом остаются не ясными процессы образования железосодержащих зёрен в гигантских месторождениях, таких как фанерозойские морские ооидовые железняки или докембрийские железистых кварцитов. Ооидовые железняки – это осадочные породы, состоящие на 5% из железистых ооидов/оолитов или 15% валового железа (Young, 1989). Они имеют широкое геохронологическое и географическое распространение в Фанерозое (Van Houten, 1992). До сих вызывают споры источники железа для этих месторождений, а также механизмы образования загадочных железистых сфероидов.

Процессы минерализации в микробных матах, также называемые органоминерализацией, являются сложными, поскольку они включают взаимодействие между внутренними (микробные сообщества и микробный метаболизм) и внешними (физико-химические процессы) факторами (Konhauser, 2007). Сегодня имеется множество отчетов о микробиальных следах для карбонатных (Sánchez-Román et al., 2014) и кремнистых (Konhauser K.O. et al., 2001) отложений, и редкие данные о железистых микробиалитах (Burkhalter, 1995; Salama et al., 2013; Lazăr et al., 2013) в фанерозойских железняках. Цель настоящей работы направлена на выявление признаков микробиального участия в образовании осадочных железняках верхнего мела и палеогена Западной Сибири (Россия).

Поиск доказательств микробиального участия при формирования гигантских залежей железных руд направлен на расширении представлений о роли биоты при рудообразовании и зарождении жизни, учитывая, что полосчатые железистые кварциты являются древнейшими породами на Земле. Так, роль микроорганизмов ранее не учитывалась при образовании железистых сфероидов в мел-палеогеновых железняках Западной Сибири. В этой работе изучаются следы деятельности микроорганизмов, участвующих в формировании специфических минеральных форм в морских железных рудах для оценки процессов органомирелизации и понимания механизмов осаждения железа и других металлов.

Материал и методы. Аналитические работы выполнялись на образцах из керна скважин (более 125 образцов) с использованием комплекса методов: классическая оптическая микроскопия и петрографический анализ, сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с локальным энергодисперсионным анализом (ЭДС), рентгенодифракционный анализ (РДА), Раман-спектроскопия, просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ).

Геологическая характеристика месторождений. Ооидовые железняки имеют широкое распространение среди прибрежно-морских верхнемеловых и палеогеновых осадочных последовательностей Западной Сибири (Белоус и др., 1967; Николаева, 1967). Осадочные толщи с железняками протягиваются в виде вытянутого пояса вдоль восточной и юго-восточной части Западо-Сибирской плиты с некоторыми проявлениями в её западной части. Пояс железняков в восточной части называется Западно-Сибирским железорудным бассейном, ресурсы которого по разным оценкам превышают более 400 млрд. тонн. Бакчарское и Колпашевское это наиболее крупные месторождения в пределах бассейна.

Осадочная последовательность Бакчарского месторождения является репрезентативным разрезом рудного бассейна (и состоит из верхнемеловых (ипатовская, славгородская, ганькинская) и палеогеновой (люлинворская) свит, которые вмещают три главных горизонта ооидовых железняков. Палинологические и макрофаунистические исследования верхнемеловых и кайнозойских отложений Бакчарского месторождения приведены в ряде работ (Белоус и др., 1967; Lebedeva et al., 2013; Подобина, 2013) определяют стратиграфическое положение свит и железорудных горизонтов. Формирование железоносных осадков в пределах этого бассейна происходило на протяжении около 40 млн лет от турона до эоцена. Мощность железорудных отложений в пределах Бакчарского месторождения составляет около 80 м, при этом достигает 200 м в северных частях рудного бассейна. Осадочная последовательность состоит из песчаников, алевролитов, глин и гравелитов, с

горизонтами ооидовых железняков (Rudmin et al., 2018, 2019, 2020) и глауконитовых пород (Rudmin et al., 2016).

Железняки представляют собой хемогенные породы состоящие преимущественно из железистых ооидов, пелоидов и реже онкоидов с содержанием валового железа более 20%. Минералы как железняков, так и вмещающих пород подразделяются на детритовые и аутигенные. Аутигенные минералы представлены гидрогетитом, бертьерином, аутигенным монацитом, иллитом, шамозитом, глауконитом, сидеритом, пиритом, грейгитом, пирротином, баритом и другими редкими минералами, такими как вюрцит, галенит, церрусит, акантит и пр. Детритовые – кварц, полевые шпаты, циркон, ильменит, магнетит, монацит, эпидот, амфиболы и т.д.

Результаты и обсуждения. В ооидовых железняках Западной Сибири имеются различные следы биологической деятельности (рис. 1): фрагменты тканей водорослей, микростроматолиты, микронные филеаменты и следы бактериальных матов. Процессы органоминерализации приводили к образования железистых минералов, главным образом, в виде ассоциации бертьерин и гидрогетит в онкоидах и микростроматолитах. Во многом подобный биохимический механизм связан с деятельностью железоредуцирующих бактерий. Также ранее были отмечены псевдоморфозы глауконита по фораминиферам в породах Бакчарского месторождения (Rudmin et al. , 2016).

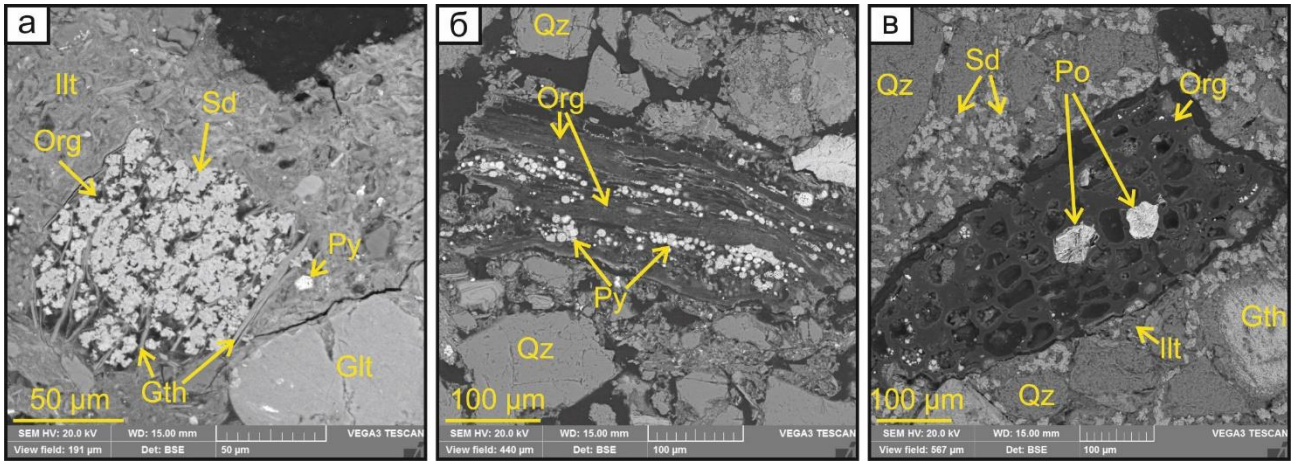


Рис. 1. Минерализация органических фрагментов различными минералами. (a) Сидерит по органике среди иллит-смектитового цемента мелкозернистого песчаника с глауконитом славгородской свиты (кампан), (b) фрамбоиды пирита по органике в песчанике ипатовской свиты (сантон), (c) пирротин в порах органического фрагмента в пелоидном железняке с сидерит-иллитовым цементом ганькинской свиты (кампан). Glt – glauconite, Gth – goethite, Ilt – illite-smectite cement, Org – organic fragments, Py – pyrite, Po – pyrrhotite, Sid – siderite, Qz – quartz.

В онкоидах фиксируются следы липидов и углеводов по Раман спектрам, а также филеаменты бактерий. Подобные следы были также отмечены в железистых онкоидах месторождений среднего эоцена депрессия Баария (Западная пустыня, Египет). Стоит отметить так же тот факт, что преобладающая часть ооидов в железняках не была подвержена процессам вторичного преобразования (Rudmin et al., 2019) в той же степени, что и вмещающий материал. В основном, изменения минерального состава произошли исключительно в зонах микроразрывов/трещин по которым развивается гетит. Этот факт может свидетельствовать о, своего рода, геохимическом микробарьере на границе микроконкреций, что зачастую характерно для биогенных образований, покрытых химически устойчивыми полимерами. Слегка наклонные, контрастно врезанные микроканалы, заполненные железистыми минералами с высоким содержанием фосфора относительно матрицы, перпендикулярные ламинарным слоям онкоидных строматолитов, образовывались при выходе газа в результате разложения органического (Lazăr et al. , 2013). Повышенная доля фосфора в микроканалах указывает на его биогенную природу. Учитывая эти наблюдения, нельзя исключать, что именно биогенный фосфор связывается с РЗЭ и образует так называемый аутигенный монацит (Rudmin et al., 2020). Некоторые формы аутигенного монацита имеют очертания микробиальный природы. Локальное формирование вивианита

связано с микробиальной редукцией Fe^{3+} в Fe^{2+} при взаимодействии микроорганизмов с железистым смектитом. Кристаллизация вивианита в железняках Бакчарского месторождения связано микробиальным взаимодействием на бертьерин или шамозит.

Минерализация органических остатков сидеритом и/или пиритом, реже грейгитом и пирротином также часто встречается в железистых отложениях. Это связано с деятельностью анаэробных микроорганизмов. Ассоциация сидерита и пирита на органике свидетельствует о сообществе метанотрофных архей и сульфат редуцирующих бактерий (Shaldybin et al., 2019). Продуцентами грейгита вероятно могли выступать магнетотактические бактерии. Подобные процессы описаны в древних отложениях, включая палеоцен-эоценовые последовательности. Редкая микробиальная минерализация отмечается на сульфидах в виде скопления филеаментов и сферических тел случайно ориентированных колоний. Это указывает на бактериальное участие при формировании пирита и редких сульфидных форм.

Микростроматолиты имеют приуроченность к определённым интервалам разреза месторождения. Широкое их распространение отмечается в железняках в подошве ипатовской свиты на границе коньяк-сантон. Их развития в позднем коньяке должно обеспечиваться следующими факторами: благоприятная высокая температура морской воды, мелководная прибрежная зона моря и теплый климат. Такие условия в пределах Бакчарского месторождения вероятно создавались за счёт эмиссии термальных металлоносных растворов через морское дно. Последующее захоронение микростроматолитов вероятно является следствием сантонской гипоксии Западно-Сибирского моря (Rudmin et al., 2019, 2020), что связано с глобальной аноксией океана OAE-3.

Бактериальные микрофилеаменты, обнаруженные в онкоидах на ПЭМ снимках, могут быть идентифицированы как цианофаги (вероятно, семейство *Myoviridae*) как часть деятельности цианобактерий. Эти бактерии являются термофилами, и функционируют при температурах 30-62 °C (при оптимальных 45-55 °C) и широких вариациях pH 4-10. В таком случае можно судить о температуре поровой воды выше 30 °C на момент формирования железных руд Бакчарского месторождения. Даже несмотря на гумидный климат в верхнемеловое и палеоценовое время, температура воды (особенно придонных горизонтов) древнего Западно-Сибирского моря не могла достигать таких отметок. Следовательно, можно предположить о деятельность горячих гидротерм в районе Бакчарского месторождения, которые могли способствовать повышению температуры воды, и служить источниками приноса металлов в область осадконакопления, как это наблюдается в современных условиях вблизи о.Сицилия, о.Махенгетанг или о.Тринидад. Эти аргументы вне сомнения требуют детального подхода, поскольку интерпретация условий образования онкоидов свидетельствует об эксгаляционной (или гидротермальной) модели генезиса Бакчарского месторождения. Полученные данные вступают в подтверждение активности горячих гидротерм подобных современным «холодным» просачиваниям, ранее выдвинутые авторами для объяснений процессов минералообразования на морском дне.

Полученные результаты показывают беспрецедентное микробное разнообразие, как это было подчеркнуто для процессов минерализации железа. Эти наблюдения указывает на важность оценки степени влияния микроорганизмов при осаждении гиганстких месторождений морских железных руд. Ооидовые железняки – это наиболее близкие фанерозойские аналоги докембрийских железняков. Если микроорганизмы сыграли ключевую роль для концентрирования железа на дне Фанерозойских морей, то это будет служить фактором зарождения жизни в истории Земли на периоды появления огромных бассейнов железистых кварцитов. С другой стороны, эти результаты следует учитывать при исследовании железистых образования с внеземных грунтов для поиска следов жизни микроорганизмов на других планетах.

Выводы. (1) В ооидовых железняках Западной Сибири имеется широкий спектр различных следов биологической деятельности от терригенных фрагментов тканей водорослей и микростроматолитов до микронные филеаменты и следов бактериальных матов. (2) Микробиологические процессы связана со следующими in situ минеральными фазами: бертьерин и гидрогегит, пирит, сидерит, грейгит, пирротин, вюрцит, барит, сульфид As-Ni-Co-

Fe и вероятно аутигенным монацитом. В основном органоминерализация по органическим тканям проявлена в образовании сидерита, пирита и реже грейгита или пирротина. (3) Онкоиды и микростроматолиты, несмотря на то, что они распространены реже ооидов и пелоидов, представляют собой результат деятельности железоредуцирующих бактерий с образованием гидрогётита с высокой долей фосфора и бертьерина. имеют приуроченность к определённым интервалам разреза месторождения. Онкоиды характеризуются следами липидов и углеводов на Раман-спектрах. Максимальное распространение микростроматолитов в железняках в подошве ипатовской свиты на границе коньяк-сантон может быть связано с повышением их популяции в следствии эмиссии металлов, которые могли служить нутриентами. (4) Бактериальные микрофилеаменты, обнаруженные в онкоидах на ПЭМ снимках имеют морфологические схожести с цианофагами, которые являются термофилами. Эти следы указывают на активности горячих гидротерм подобных «холодным» просачиваниям в условиях накопления ооидовых железняков месторождения.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ и администрации Томской области (19-45-703002).

Список литературы

1. Белоус Н.Х. и др. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.
2. Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд / ed. Яншин А.Л. Новосибирск: Наука, 1967. 134 p.
3. Подобина В.М. Биостратиграфия и фораминиферы сантон-кампан-маастрихтских отложений Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. 2014. Vol. 379. P. 196–199.
4. Burkhalter R.M. Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains) // Sedimentology. 1995. Vol. 42, № 1. P. 57–74.
5. Konhauser K. Introduction to geomicrobiology. Blackwell Pub, 2007. 425 p.
6. Konhauser K.O. et al. Microbial-silica interactions in Icelandic hot spring sinter: Possible analogues for some Precambrian siliceous stromatolites // Sedimentology. John Wiley & Sons, Ltd, 2001. Vol. 48, № 2. P. 415–433.
7. Lazăr I., Grădinaru M., Petrescu L. Ferruginous microstromatolites related to Middle Jurassic condensed sequences and hardgrounds (Bucegi Mountains, Southern Carpathians, Romania) // Facies. Springer, 2013. Vol. 59, № 2. P. 359–390.
8. Lebedeva N.K. et al. Paleontological and magnetostratigraphic data on Upper Cretaceous deposits from borehole no. 8 (Russkaya Polyana District, Southwestern Siberia) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2013. Vol. 21, № 1. P. 48–78.
9. Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Marine and Petroleum Geology. Elsevier, 2019. Vol. 100. P. 309–325.
10. Rudmin M. et al. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes // Journal of Palaeogeography. Journal of Palaeogeography, 2020. Vol. 9, № 1. P. 1–21.
11. Rudmin M. et al. Ferrimagnetic Iron Sulfide Formation and Methane Venting Across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in Shallow Marine Sediments, Ancient West Siberian Sea // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2018. Vol. 19. P. 1–22.
12. Rudmin M., Banerjee S., Mazurov A. Compositional variation of glauconites in Upper Cretaceous-Paleogene sedimentary iron-ore deposits in South-eastern Western Siberia // Sedimentary Geology. 2017. Vol. 355. P. 20–30.
13. Rudmin M. et al. Minerals of Rare Earth Elements in High-Phosphorus Ooidal Ironstones of the Western Siberia and Turgai Depression // Minerals. 2020. Vol. 10, № 11. P. 1–16.
14. Salama W., El Aref M.M., Gaupp R. Mineral evolution and processes of ferruginous microbialite accretion - an example from the Middle Eocene stromatolitic and ooidal ironstones of the Bahariya Depression, Western Desert, Egypt // Geobiology. 2013. Vol. 11, № 1. P. 15–28.
15. Sánchez-Román M. et al. Microbial mediated formation of Fe-carbonate minerals under extreme acidic conditions // Scientific Reports. 2014. Vol. 4. P. 1–7.
16. Shaldybin M.V. et al. A kaolinitic weathering crust in Tomsk, West Siberia: Interpretation in the context of weathering crusts in Russia and elsewhere // CATENA. Elsevier, 2019. Vol. 181. P. 104056.
17. Van Houten F.B. Review of cenozoic ooidal ironstones // Sedimentary Geology. Elsevier, 1992. Vol. 78, № 1. P. 101–110.
18. Young T.P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review // Geological Society, London, Special Publications. 1989. Vol. 46, № 1. P. ix–xxv.

Первые данные об U-Pb возрасте и геохимии ксенокристов циркона из пород хребта Шака (Южная Атлантика)

Румянцева Н.А.[1], Скублов С.Г.[2,3], Ваништейн Б.Г.[1]

[1] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга («ВНИИОкеангеология»), rumyancevanat@gmail.com

[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН)

[3] Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ)

Введение. Находки «древних» цирконов в океанических габбро в Срединно-Атлантическом хребте (САХ), близ разлома Кейн, спровоцировали бурное обсуждение, которое длится по сей день (Pilot et al., 1998). Основным вопросом является механизм перемещения этих древних цирконов в молодую океаническую кору. За последние два десятилетия такие находки перестали быть редкостью (например, обзор в (Bea et al., 2020). Циркон, как представитель древней коры, служит уникальным минералом-индикатором. Он сохраняет в себе изотопно-геохимические метки и несёт информацию о переработке древней коры вследствие различных геодинамических процессов.

Практически все известные находки «древних» цирконов приурочены к САХ, так как этот район Мирового океана наиболее изучен. В настоящей работе приводятся впервые полученные результаты датирования и геохимические характеристики для цирконов из пород хребта Шака (ХШ), примыкающего к одноименному разлому Шака в районе западной оконечности Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ).

Геология района. Достоверной информации о происхождении ХШ в настоящее время нет. Район работ имеет сложное строение. Близ ХШ располагается тройное сочленение Буве (ТСБ), где соединяются три срединно-океанических хребта (СОХ): ЮЗИХ, САХ и Американо-Антарктический. На 300 км восточнее ТСБ и в 55 км от ближайшего сегмента ЮЗИХ расположился остров Буве, который является горячей точкой. Исследователи из Вудсхоулского Океанографического института (WHOI) сделали выводы, что горячая точка Буве взаимодействовала с областью хребта Шака около 20 млн. лет назад (Lin et al., 2003).

Фактический материал. Экспедиционные исследования проводились весной 2016 года на НЭС «Академик Федоров» в пределах акватории ХШ. В процессе драгирования было поднято порядка 696 кг донно-каменного материала (ДКМ). В качестве объекта исследования был выбран представительный образец диорита (F-B-2016-3-2-55). Образец отбирался сна юго-восточном фланге средней части ХШ (S51.0578; E13.1649).

Геохимическая характеристика образца породы. Породообразующие минералы в образце F-B-2016-3-2-55 представлены An_{45-50} (55%), Hbl (25%), Qz (10%), KFsp (5%), Bt (5%). Акцессорные минералы: Zrn, Ap и Ttn. В качестве вторичных минералов присутствует Ep и Chl. Согласно классификационной диаграмме TAS порода попадает в область габбро-диоритов нормальной щелочности. Однако, учитывая содержание петрогенных элементов и минеральный состав породы, согласно Петрографическому кодексу России породу следует отнести к диориту. Сумма щелочей Na_2O+K_2O = 3.62. При этом наблюдается незначительное преобладание натрия над калием Na_2O/K_2O = 2.26. Образец характеризуется высоким содержанием Al_2O_3 – 22.65 мас.%, низким содержанием суммарного железа Fe_2O_3 – 5.22, MgO – 2.37 и CaO – 10.84 мас.%. Содержание MnO – 0.10, TiO_2 – 0.62, P_2O_5 – 0.13 мас.%. Для образца характерны высокие концентрации крупноионных литофильных элементов Rb, Ba, а также пониженные – высокозарядных элементов Nb, Ta. В целом отмечается обогащенность несовместимыми элементами. Такие показатели свидетельствуют о «загрязнённости» породы в результате контаминации, что может указывать на присутствие материала континентальной коры в очаге плавления. Ранее вблизи острова Буве уже были установлены образцы, имеющие подобное обогащение элементами-примесями. В ходе сложной предыстории района блоки континентальной коры могли сохраниться среди более молодой океанической литосферы. В данном районе такие блоки могли оказаться в зонах аномального разогрева литосферы, например, в месте

соединения трёх СОХ в одной точке – ТСБ, и быть частично подплавленными (Пейве, Сколотнев 2001).

Результаты исследований циркона. Зерна циркона имеют удлиненную (с коэффициентом удлинения 1:2–1:3) или изометричную форму (рис. 1). Размер зерен в основном не превышает 150-200 μm. Границы зерен часто изъедены и корродированы. В CL-изображении циркон имеет темную окраску – от почти черной с переходами до темно-серой. Иногда обнаруживаются участки зерен со светлой, практически белой, окраской в CL-изображении как в краевой части, так и в центральной (зерно 6, рис. 1). Некоторые зерна циркона демонстрируют брекчированную структуру (зерно 3, рис. 1), когда участки с различным внутренним строением хаотично перемежаются друг с другом. В ряде случаев в центральной части зерен наблюдается тонкополосчатая ростовая осцилляционная зональность (зерно 7, рис. 1), которая считается признаком цирконов магматического генезиса.

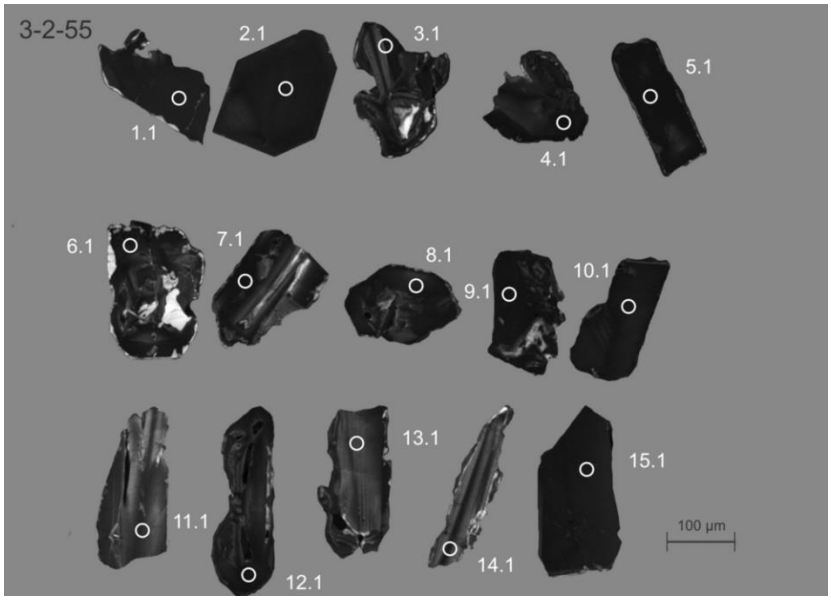


Рис. 1. CL-изображения цирконов из диорита района хребта Шака (обр. F-B-2016-3-2-55).

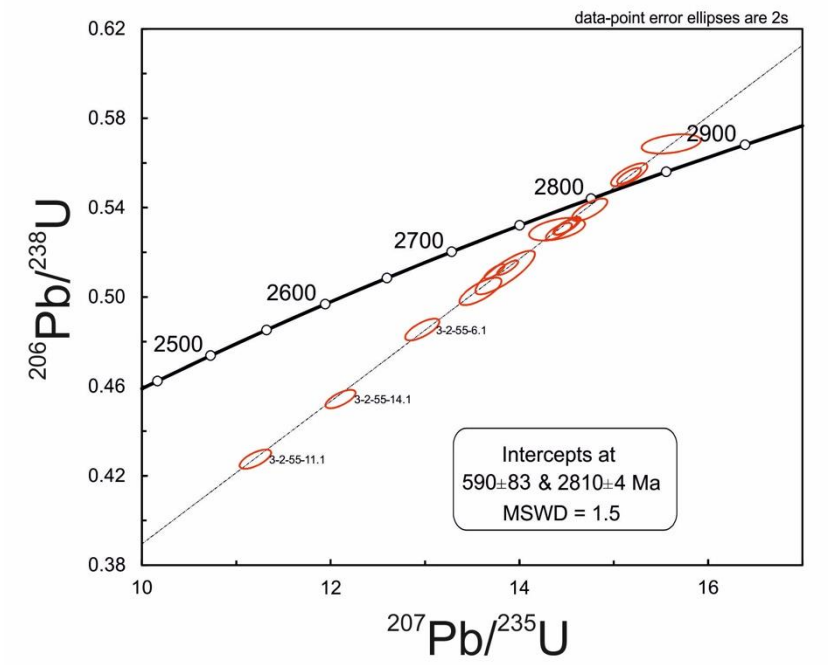


Рис. 2. График с конкордией для цирконов из обр. F-B-2016-3-2-55.

Все 15 продатированных цирконов лежат на дискордии со значением верхнего пересечения с конкордией 2810 ± 4 Ma и нижнего пересечения 590 ± 83 Ma при величине MSWD = 1.5 (рис. 2). За исключением трех точек (6, 14 и 11), все остальные точки

сгруппированы в районе верхнего пересечения дискордии и являются субконкордантными, для них величина дискордантности не превышает 5-6%. Содержание U в проанализированных точках колеблется в интервале от 280 до 2093 ppm (в среднем 860 ppm). Следует отметить, что в трех наиболее дискордантных цирконах содержание U не превышает установленное в конкордантных цирконах и варьирует от 318 до 499 ppm. Содержание Th варьирует в более широком, чем U, диапазоне – от 170 до 5857 ppm (в среднем 1324 ppm). При этом содержание Th в трех дискордантных точках (6, 14 и 11) со значениями дискордантности 9, 15 и 20% , соответственно, также далеко от установленных максимальных значений и не превышает среднее значение, варьируя от 277 до 381 ppm. Th/U отношение в продатированных цирконах колеблется от 0.59 до 7.77, составляя в среднем 1.51.

Суммарное содержание REE в цирконах варьирует от 960 до 4815 ppm (в среднем 2591 ppm). В целом спектры распределения REE имеют дифференцированный характер с увеличением содержания от легких к тяжелым REE (в среднем Lu_N/La_N = 4659). При этом спектры распределения REE практически повторяют друг друга в области HREE, отличаясь только общим уровнем содержания HREE (рис. 3). Lu_N/Gd_N отношение достаточно выдержанное и варьирует от 14.5 до 28.6 при средней величине 18.8. LREE демонстрируют гораздо большую вариабельность. Суммарное содержание LREE варьирует в пределах порядка – от 23 до 252 ppm (в среднем 75 ppm). В цирконах с максимальным содержанием LREE (точки 4 и 7) спектры распределения в области LREE имеют выположенный характер, что отражается в низких значениях Sm_N/La_N отношения (1.15 и 8.26 соответственно).

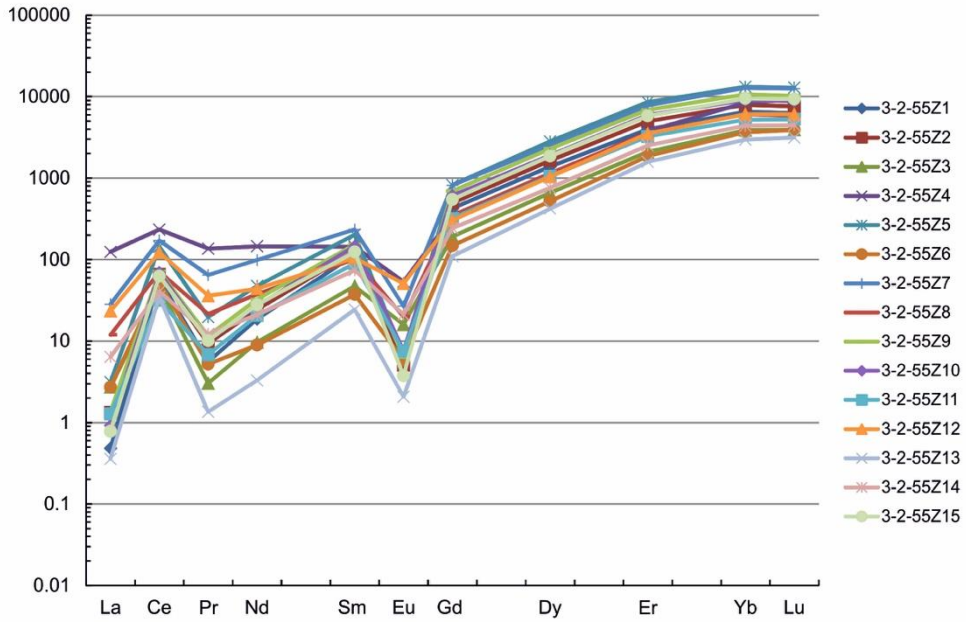


Рис. 3. Спектры распределения REE, нормированные к CI, в цирконах из образца F-B-2016-3-2-55.

В цирконах между величиной положительной Ce-аномалии (Ce/Ce* отношение) и общим содержанием LREE наблюдается отрицательная корреляция (r = -0.5). В точке 4 с максимальным содержанием LREE = 252 ppm положительная Ce-аномалия практически отсутствует (Ce/Ce* = 1.15). В цирконах с минимальным содержанием LREE положительная Ce-аномалия проявлена наиболее отчетливо. Так, в точке 13 суммарное содержание LREE = 23 ppm при максимальной величине положительной Ce-аномалии (Ce/Ce* = 50.2).

Величина отрицательной Eu-аномалии варьирует в цирконах от 0.01 до 0.29 при среднем значении Eu/Eu* = 0.09. В цирконах с повышенным содержанием и пологим распределением LREE наблюдается редуцированная отрицательная Eu-аномалия. В цирконах с дифференцированным распределением как всех REE, так и LREE, отрицательная Eu-аномалия проявлена наиболее полно. Между величинами положительной

Ce- и отрицательной Eu-аномалии наблюдается сильная положительная корреляция (r = 0.57), т.е. в цирконах с хорошо проявленной положительной Ce-аномалией будет также присутствовать и четко выраженная отрицательная Eu-аномалия, и наоборот.

Содержание Hf в проанализированных цирконах достаточно высокое и выдержанное (от 9355 до 11751 ppm при среднем содержании 10491 ppm). Содержание Y варьирует от 1418 до 8483 ppm (в среднем 4110 ppm) и демонстрирует сильную положительную корреляцию с общим содержанием HREE (r = 0.99). Содержание P, меняющееся от 259 до 1022 ppm, положительно коррелирует с содержанием Y (r = 0.92) и HREE (r = 0.88), что согласуется с ксенотимовым типом изоморфизма.

В некоторых цирконах наблюдается повышенное содержание неформульных элементов, например Ca. Содержание Ca варьирует от 12 до 185 ppm, составляя в среднем 57 ppm. При этом повышенное содержание Ca характерно для цирконов с редуцированными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалией, а также с повышенным содержанием LREE (r = 0.64). Содержание другого неформульного элемента Sr варьирует в меньших пределах – от 0.9 до 5.5 ppm при среднем содержании 1.9 ppm. Содержание Ti изменяется от 14 до 54 ppm, составляя в среднем 24 ppm, что соответствует диапазону температуры кристаллизации от 774 до 917°C (в среднем 821°C, Watson et al., 2006).

Grimes et al. (2007 и последующие публикации) продемонстрировал, что происхождение цирконов, которые кристаллизовались из расплавов в континентальных и океанических обстановках, могут быть распознано на основе содержания в них Yb, U, Y и Hf. Точки, отвечающие составам цирконов из диорита района хребта Шака (образец F-B-2016-3-2-55), были нанесены на соответствующие дискриминационные диаграммы с полями океанических и континентальных цирконов. На диаграмме Y vs U/Yb все точки цирконов попадают в континентальное поле. Бóльшая часть точек расположена в области составов цирконов из континентальных гранитоидов.

Еще одним эффективным критерием происхождения цирконов является содержание Li (Ushikubo et al., 2008). Цирконы из пород океанической коры характеризуются экстремально низким содержанием Li – не более 0.01 ppm, тогда как в цирконах из пород континентальной коры, как правило, содержание Li укладывается в интервал 1-100 ppm. В рассматриваемых цирконах содержание Li варьирует в пределах 1.8-50 ppm при среднем содержании 16 ppm, что позволяет однозначно их отнести к цирконам континентальной коры.

Список литературы

1. Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Особенности вулканизма и геодинамика области тройного сочленения Буве (по составам базальтов) // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 1.
2. Bea F., Bortnikov N., Montero P. et al. Zircon xenocryst evidence for crustal recycling at the Mid-Atlantic Ridge // Lithos. 2020. V. 354-355. 105361.
3. Grimes C.B., John B.E., Kelemen P. et al. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance // Geology. 2007. V. 35. P. 643-646.
4. Lin J., Georgen J.E., Dick H. Ridge-hotspot interactions at ultra-slow spreading conditions: Bouvet/Marion hotspot and the SW Indian Ridge // Ridge-hotspot interaction: Recent Progress and Prospects for Enhanced International Collaboration. Inter Ridge Symposium and workshop: Brest, France, 2003. P. 30.
5. Pilot J., Werner C.-D., Haubrich F., Baumann N. Paleozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1998. V. 393. P. 676-679.
6. Ushikubo T., Kita N.T., Cavosie A.J. et al. Lithium in Jack Hills zircons: Evidence for extensive weathering of Earth's earliest crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 272. P. 666-676.
7. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V.151. P. 413-433.

Исследование геомагнитных аномалий, приуроченных к Загребскому землетрясению 2020 года

Рябова С.А.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук, riabovasa@mail.ru

Обстоятельное представление о развивающихся геодинамических процессах (в том числе о подготовке и развитии землетрясений) дает лишь комплексный анализ результатов экспериментальных наблюдений за геофизическими полями разной природы (Киссин, 2013; Рябова, Спивак, 2019). Особое внимание при этом уделяется определению магнитных аномалий, предваряющих разномасштабные сейсмические события и сопутствующих их последующему развитию (Гохберг, Шалимов, 2008; Рябова, 2019; Собисевич и др., 2016; Спивак, Рябова, 2019).

В настоящей работе рассматривается магнитный эффект, связанный с Загребским землетрясением 2020 года. Главные толчки землетрясения в Загребе (Хорватия) с магнитудой 5,3 Mw, 5,5 ML были зарегистрированы примерно в 6:24 утра по центрально-европейскому времени утром 22 марта 2020 года (5:24 UT). Это было сильнейшее землетрясение в Загребе после землетрясения 1880 года, и оно нанесло значительный ущерб историческому центру города. Эпицентр землетрясения располагался в 7 километрах севернее Загреба и примерно в 3-х километрах от деревни Кашина. Примерно через полчаса после главных толчков (7:01 по местному времени) были зарегистрированы сильные подземные толчки с Mwr = 4,6. После первых толчков в Хорватии произошла еще серия из трех более слабых землетрясений. Толчки магнитудой 3,4 сейсмологи зафиксировали в 7:41, затем 3,1 и 3 – в 8:04 и 8:10 по местному времени.

В настоящей работе выполняется обработка и анализ магнитных записей с магнитных обсерваторий сети ИНТЕРМАГНЕТ с целью поиска возможных аномалий, вызванных Загребским землетрясением 2020 года и его первыми двумя афтершоками. Перечень обсерваторий, данные с которых использовались при выполнении настоящих исследований, с указанием их географических координат приведен в табл. 1. Следует особо отметить, что рассматриваемый в работе период времени характеризуется низкой магнитной активностью, что значительно упростило анализ геомагнитных аномалий, сопутствующих сейсмическим событиям. Изменение K_p-индекса в течение суток (22 марта 2020 г.) приведено в табл. 2.

Таблица 1. Пункты геомагнитных наблюдений

Название	Код	Широта	Долгота
Будков (Чехия)	BDV	49,08° N	14,02° N
Бельск (Польша)	BEL	51,84º N	20, 79º E
Борок (Россия)	BOX	58,07º N	38,23° E
Иркутск (Россия)	IRT	52,27° N	104,45° E
Хабаровск (Россия)	KHB	47,61º N	134,69º E
Киев (Украина)	KIV	50,72° N	30,3° E
Лоньско поле (Хорватия)	LON	45,41° N	16,66° E
Меманбецу (Япония)	MMB	43,91º N	144,19° E
Надьченк (Венгрия)	NCK	47,63° N	16,72° E
Нимегк (Германия)	NGK	52,07° N	12,68° E
Новосибирск (Россия)	NVS	54,85º N	83,23° E
Панагюриште (Болгария)	PAG	42,5º N	24,2° E
Педели (Греция)	PEG	38,1º N	23,9° E
Санкт-Петербург (Россия)	SPG	60,54	29,72º E
обсерватория Конрад (Австрия)	WIC	47,93º N	15,86° E

Таблица 2. Изменение K_p-индекса 22 марта 2020 г.

0 - 3	3 - 6	6 - 9	9 - 12	12 - 15	15 - 18	18 - 21	21 - 24
2	2	1	1	1	2	2	2

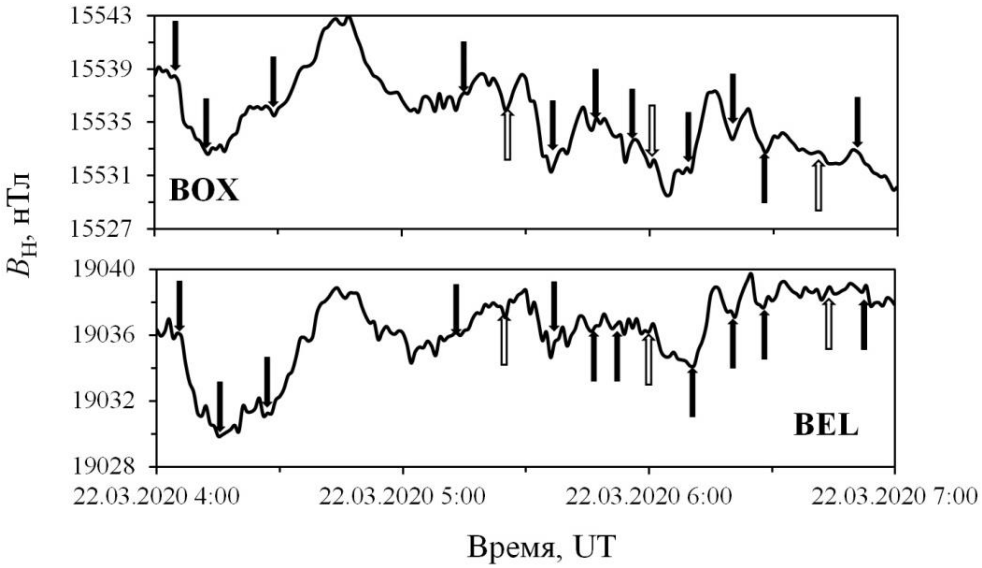


Рис. 1. Магнитные возмущения, сопутствующие главным толчкам и двум афтершокам (незакрашенные стрелки) Загребского землетрясения 2020 г. и другим сейсмическим событиям (закрашенные стрелки).

Таблица 3. Параметры землетрясений за период с 4:00 по 7:00 UT 22 марта 2020 г.

Время, UT	Регион	Магнитуда	Глубина, км	Широта	Долгота
06:48:43	Индонезия	4,9	10,0	11.01° S	115.16° E
06:41:06	**Хорватия**	**3,4**	**10,0**	**45.90° N**	**15.99° E**
06:27:54	Канада	2,6	15,4	66.10° N	135.30° W
06:19:26	Техас	3,0	5,0	31.98° N	102.30° W
06:12:58	Пуэрто-Рико	3,0	9,0	17.94° N	66.93° W
06:01:20	**Хорватия**	**4,6**	**10,0**	**45.91° N**	**15.98° E**
05:51:47	Индонезия	5,1	30,8	3.11° S	135.63° E
05:51:19	Пуэрто-Рико	3,1	12,0	17.94° N	66.83° W
05:26:40	Пуэрто-Рико	3,2	14,0	17.86° N	66.85° W
05:24:03	**Хорватия**	**5,3**	**10,0**	**45.91° N**	**15.97°E**
05:19:23	Пуэрто-Рико	3,1	6,0	17.96° N	66.59°W
04:27:01	Пуэрто-Рико	2,8	13,0	18.03° N	66.74° W
04:12:07	Пуэрто-Рико	2,8	8,0	17.84° N	66.85° W
04:08:20	Аляска	2,8	138,9	51.93° N	178.10° E

Обработка и анализ данных регистрации магнитного поля Земли позволили выделить аномальные магнитные возмущения, сопутствующие главным толчкам и толчкам, зарегистрированным в 7:01 и 7:41 по местному времени (пример записей приведен на рис. 3).

Следует отметить, что выделение магнитных аномалий затруднено, поскольку в магнитных записях, выполненных на обсерваториях сети ИНТЕРМАГНЕТ, присутствуют аномалии, вызванные серией землетрясений в Пуэрто-Рико, в Индонезии и другими сейсмическими событиями (параметры которых приведены в таблице 3).

По мнению автора, полученные результаты анализа геомагнитных аномалий, сопутствующих недавнему Загребскому землетрясению, дают основу для расширения знаний в области изучения сложных механизмов подготовки и развития землетрясений, а также могут быть использованы при построении прогностических алгоритмов катастрофических землетрясений.

Список литературы

1. Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука, 2008. – 295 с.
2. Киссин И.Г. О системном подходе в проблеме прогноза землетрясений // Физика Земли. 2013. № 4. С. 145-160.
3. Рябова С.А. Геомагнитный эффект сильного землетрясения Тохоку 2011 года // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2019. Т. 4. С. 137-151.
4. Рябова С.А., Спивак А.А. Геомагнитные эффекты в приповерхностной зоне Земли. М.: Графитекс. 2019. – 150 с.
5. 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.
6. Спивак А.А., Рябова С.А Геомагнитный эффект землетрясений // Доклады академии наук. 2019. Т. 488. № 2. С.: 197-201.

Акустические эффекты землетрясений на примере мелкофокусного землетрясения в Иране (08.07.2019, mb = 5,7)

Рябова С.А.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук, riabovasa@mail.ru

Несмотря на современный технический и технологический прогресс, расширение сетей по регистрации сейсмической регистрации и огромный объем накопленных данных о феноменологических закономерностях землетрясений, это явление остается одним из наиболее катастрофических и недостаточно прогнозируемых катаклизмов. Значимость исследования природы землетрясений и их геофизических проявлений возрастает с ростом заселенности в окрестности крупных активных разломов (Пантелеев, Наймарк, 2017).

Особый интерес к изучению акустических эффектов при землетрясениях возник после обнаружения атмосферных волн давления с необычно длинным периодом (~14 мин) в период сильного Аляскинского землетрясения 1964 г. (магнитуда 9.0) (Mikumo, 1968; Young, Greene, 1982). Причем акустический сигнал состоит из пакетов волн, которые последовательно возбуждаются сейсмическими *P*- и *S*-волнами и волнами Рэлея (Bolt, 1964; Donn, Posmentier, 1964).

Чаще всего генерация инфразвука в основном регистрируется при мелкофокусных землетрясениях, в редких случаях инфразвуковые колебания в атмосфере обнаруживаются в период глубокофокусных мантийных землетрясений (Che et al, 2013).

В настоящей работе приводятся результаты инструментальных наблюдений за акустическими колебаниями, приуроченными к землетрясению mb = 5,7, которое произошло в Иране неподалеку от города Масджеде-Солейман на глубине ~ 10 км в 07:00:03 UTC 8 июля 2019 г. Координаты эпицентра очага: 31,83º N, 49,55º E.

При анализе использовались результаты акустических наблюдений, выполняемых постоянно в Геофизической обсерватории "Михнево" (MHV) Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук, в Центре геофизического мониторинга г. Москвы Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук, а также в пункте, расположенном в г. Звенигород (Московская область). Координаты пунктов наблюдений и их расстояние до очага землетрясения приведены в табл. 1.

При выполнении настоящих исследований использовались цифровые ряды атмосферного давления и микробарических вариаций с дискретностью 0,05 с. Измерения атмосферного давления выполнялись на земной поверхности с использованием автоматизированной цифровой метеостанции Davis Vantage Pro 2, микробарических вариаций – микробарометра МБ-03.

Таблица 1. Пункты акустических наблюдений.

Наименование	Код	Широта	Долгота	Расстояние до очага землетрясения, км
Геофизическая обсерватория «Михнево» (Московская область)	MHV	54,94º N	37,73º E	2731
Центр геофизического мониторинга г. Москвы	CGM	55,71º N;	37,57º E	2813
Пункт, расположенный в г. Звенигород (Московская область)	ZVE	55,69º N	36,77º E	2832

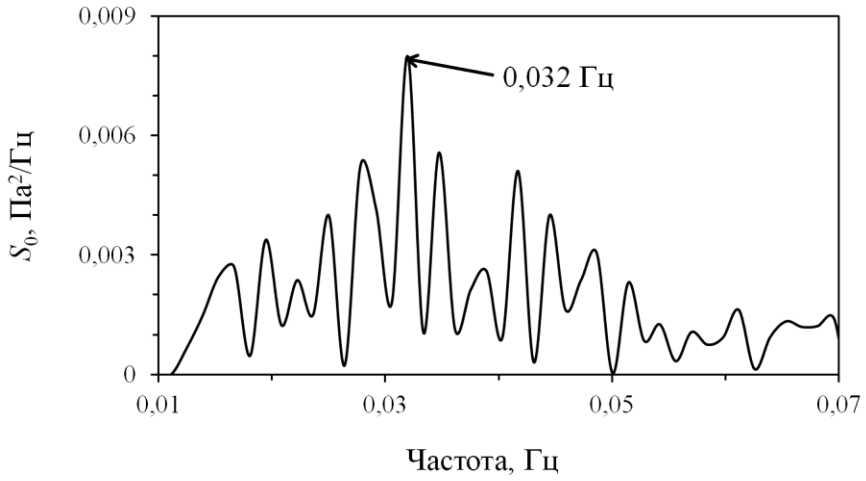


Рис. 1. Спектр сигнала, распространяющегося в стратосферном волноводе (MHV); S_0 – спектральная плотность.

С целью выделения полезных сигналов при анализе микробарических вариаций применялся Multi-Channel Correlation Method (Causi, 1995), который позволял выделять низкоамплитудные когерентные волновые сигналы на фоне некогерентного микробарического шума.

С целью определения времен прихода основных сейсмических волн, вызванных землетрясением 08.07.2019 г., анализировались сейсмические записи. Анализ сейсмического сигнала показал, что времена прихода *P*, *S* и L_g волн в MHV составили соответственно 07:05:48 UTC, 07:10:01 UTC и 07:15:31 UTC.

В акустических записях отчетливо проявляются акустические возмущения в периоды прихода продольной *P*-волны и поперечной *S*-волны. Формы акустических сигналов, зарегистрированные в разных пунктах наблюдений (MHV, CGM и ZVE) близки между собой. В целом сигналы от *P* и *S* волн имеют форму цуга, состоящего из нескольких периодов с нарастающей и затем убывающей амплитудой длительностью соответственно ~25 и ~60 с.

Кроме того, схожие волновые формы инфразвукового сигнала, распространяющегося по стратосферному волноводу, регистрировались в разных пунктах (MHV, CGM и ZVE). Общая длительность акустического сигнала составляет ~2 мин. При этом следует отметить, что начальный участок сигнала длительностью ~1 мин характеризуется частотой около 0,07 Гц. Второй участок сигнала характеризуется частотой ~0,13 Гц. По известным координатам эпицентра очага землетрясения и пунктов наблюдений, а также времен прихода сигналов была определена кажущаяся скорость распространения сигнала вдоль земной поверхности (265 – 275 м/с).

При выполнении настоящих исследований был проведен спектральный анализ акустических колебаний. В частности, как видно из спектра, приведенного на рис. 1, гармоника с центральной частотой $f_0 \sim 0{,}032$ Гц ярко выражена на фоне остальных. Принимая во внимание результаты работы (Адушкин и др., 2019), можно оценить полную энергию источника по формуле:

$$W \approx \frac{9{,}24 \cdot 10^{10}}{f_0^{2{,}2}} \text{ Дж}, \qquad (1)$$

где f_0 измеряется в Гц.

Согласно выполненным оценкам по формуле (1) энергия землетрясения составила $\sim 2 \cdot 10^{14}$ Дж. Эта величина согласуется с оценкой энергии, сделанной по сейсмическим данным (Kasahara, 1981) ($W \sim 2{,}2 \cdot 10^{13} – 2 \cdot 10^{15}$ Дж).

Список литературы

1. Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А., Харламов В.А. О связи параметров инфразвуковых волн с энергией источника // Физика Земли. 2019. № 6. С. 96-106.

2. Пантелеев И.А., Наймарк О.Б. Современные тенденции в области механики тектонических землетрясений / Этюды о механике. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2017. С. 99-116.
3. Bolt B.A. Seismic air waves from the great 1964 Alaskan earthquake // Nature. 1964. Vol. 202. P. 1095-1096.
4. Causi Y. An automatic seismic event processing for detection and location: the PMCC method // Geophysical Research Letters. 1995. Vol. 22. P. 1021-1024.
5. Che I.-Y., Kim G., Le Pichon A. Infrasound associated with the deep M ~ 7.3 northeastern Chine earthquake of June 28, 2002 // Earth, Planets and Space. 2013. P. 109-113.
6. Donn W.L., Posmentier E.S. Ground-coupled air waves from the great Alaskan earthquake // Journal of Geophysical Research. 1964. Vol. 69. P. 5357-5361.
7. Kasahara K. Earthquake mechanics. Cambridge: Cambridge University Press, 1981. 248 p.
8. Mikumo T. Atmospheric pressure waves and tectonic deformation associated with the Alaskan earthquake of March 28, 1964 // Journal of Geophysical Research. 1968. Vol. 73. P. 2009-2025.
9. Young J.M., Greene G.E. Anomalous infrasound generated by the Alaskan earthquake of March 28, 1964 // Journal of the Acoustical Society of America. 1982. P. 334-339.

Геологическое строение и структурные характеристики свиты Горки Улан-Баторского аккреционного комплекса северной Монголии

Савинский И.А.[1], Сафонова И.Ю.[1,2], Перфилова А.А.[1,2], Столяров С.С.[1]

[1] Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, ilya.savinskiy@gmail.com

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

Формация Горки входит в состав Улан-Баторского аккреционного комплекса из восточной части Хангай-Хентейского турбидитового бассейна, располагающегося в центральной Монголии (Badarch et al., 2002). Отложения свиты выходят на поверхность южнее г. Улан-Батор и протягиваются на юго-запад более чем на 200 км. Свита содержит базальты, кремни с радиоляриями верхнего силура-верхнего девона, кремнистые аргиллиты/алевролиты/сланцы и обломочные породы (турбидиты, песчаники). Нижняя часть свиты включает базальты и перекрывающие кремни. Состав базальтов (MORB, OIB) и скрытозернистая структура и ленточная текстура кремней предполагает их образование в глубоководных условиях океанического дна. В верхней части свиты преобладают кремнистые сланцы и турбидиты.

В структуре формации Горки выделяются пять тектонических пластин/сегментов (I-V), разделенных разломами северо-восточного простирания и сложенными кремнями, кремнистыми сланцами и песчаниками. В некоторых пластинах в основании разреза присутствуют базальтовые пиллоу-лавы OIB типа, образованные в обстановке океанического острова (Kurihara et al., 2009; Safonova et al., 2009; Tsukada et al., 2013). На основе изучения разрезов пяти сегментов было выделены следующие ассоциации отложений (снизу – вверх): 1) турбидитовые песчаники; 2) турбидитовые песчаники+ кремнистыми сланцы, алевролиты; 3) турбидитовые песчаники+ кремнистыми сланцы, алевролиты+кремни; 4) турбидитовые песчаники + кремнистые сланцы, алевролиты + кремни + базальты). Кремнистые породы выходят на поверхность среди широко распространенных песчаников. Их мощности варьируют от 30 до 60 м, в рельефе они проявлены в виде отдельных протяженных лент. Углы падения кремнистых пород варьируют от 50 до 80 градусов, а песчаники и хемипелагиты залегают субвертикально. В целом в формации Горки доминируют ассоциации турбидитовые песчаники+кремнистые сланцы и кремнистые алевролиты+кремни с небольшими вариациями пропорций от сегмента к сегменту. Переход от кремней к кремнистым сланцам интерпретируется как изменение осадочной среды от пелагической к гемипелагической. При дальнейшем движении в область желоба последовательность пелагических-гемипелагических кремней перекрывается турбидитовым материалом (Kurihara et al., 2009; Hara et al., 2013). Стратиграфическая последовательность всех пород формации Горки соответствует ассоциации «стратиграфии океанической плиты» (Isozaki, 1990; Safonova et al., 2009).

Исходные стратиграфические взаимоотношения пород формации Горки были сильно нарушены пликативными и дизъюнктивными деформациями. Деформации в кремнях проявлены в виде формирования изоклинальных, опрокинутых, мешковидных, коробчатых складок и флексур со взбросовой кинематикой. Песчаники верхних частей разрезов не подвергались активным тектоническим деформациям, в них наблюдаются секущие поздние кварцевые жилы. Песчаники чаще контактируют с кремнистыми аргиллитами, но в нижних частях разреза они находятся в контакте с кремнями. Такая резкая литологическая граница предполагает тектонические взаимоотношения. Тип деформаций кремнистых толщ меняется от изоклинального в верхних частях до пластических деформаций в сочетании с перекристаллизацией (вплоть до появления кварцитов) в нижних частях. Таким обширным деформациям и рекристаллизации может способствовать режим локального напряжения в присутствии флюида, вытесняемого при уплотнении и деформациях водонасыщенных океанических осадков при субдукции и аккреции (Ruppen et al., 2014).

Каждая тектоническая пластина отличается последовательностью и типами пород, находящихся в разрезе, а также структурными характеристиками и стилями деформаций. Проявление внутрислоистых надвигов параллельных генеральному простиранию слоев

кремней, а также характер взаимоотношений кремнистых пород с обломочными отложения указывают на режим интенсивного скучивания и надвигообразования в процессе аккреции на конвергентной окраине тихоокеанского типа в период с позднего силура по раннего карбона (Hara et al., 2013). Формация Горки литологически и структурно схожа с разрезом Инуяма юрского аккреционного комплекса Мино центральной Японии, в первую очередь, тектонически повторяющимися пачками кремней, кремнистых аргиллитов и турбидитов (Hori, 1992). Ее структура соответствует структуре аккреционных комплексов, образованных на конвергентных окраинах тихоокеанского типа (Маруяма и др., 2018). Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (РНФ), грант № 20-77-10051.

Список литературы

1. Маруяма Ш., Сафонова И.Ю., Туркина О.М., Кривоногов С.К., Гурова А.В., 2018. Геология и магматизм конвергентных окраин тихоокеанского типа. Новосиб. гос. ун-т., Новосибирск: ИПЦ, НГУ, 96 с.
2. Badarch, G., Cunningham, W.D., Windley, B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia / Badarch, G., Cunningham, W.D., Windley, B.F. // Journal of Asian Earth Sciences, 2002. №21, 87–110.
3. Hara H., Kurihara T., Tsukada K., Kon Y., Uchino T., Suzuki T., Takeuchi M., Nuramkhaan M., Chuluun M. Provenance and origins of Late Paleozoic accretionary complex within the Khangai-Khentei belt in the Central Asian Orogenic Belt, central Mongolia // Joirnal of Asin Earth Sciences №75 2013, 141-157.
4. Ruppen, D., Knaf, A., Bussien, D., Winkler, W., Chimedtseren, A., von Quadt, A., Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and sea-mount collision // Gondwana Research 2014. 25, 1517–1534.
5. Tsukada, K., Kurihara, T., Niwa, K., Otoh, S., Hikichi, G., Kashiwagi, K., Kozuka, T., Minjin, Ch., Dorjsuren, B., Sersmaa, G., Bujinlkham, B. Geochemical feature of basalt from the Gorkhi Formation, Khangay–Khentey Belt, central Mongolia // Island Arc, 2013, №22, 227-241.
6. Kurihara, T., Tsukada, K., Otoh, S., Kashiwagi, K., Minjin, C., Dorjsuren, B., Bujinlkham, B., Sersmaa, G., Manchuk, N., Niwa, M., Tokiwa, T., Hikichi, G., Kozuka, T. Upper Silurian and Devonian pelagic deep-water radiolarian chert from the Khangai–Khentei belt of Central Mongolia: evidence for Middle Paleozoic subduction–accretion activity in the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences, 2009. №34, 209–225.
7. Safonova I. Y. Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma //Ore Geology Reviews, 2009. T. 35, № 2,137-154.
8. Isozaki Y., Maruyama S. & Fukuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics 1990. 181,179–205.

Геофизические и геоэкологические поиски морских полезных ископаемых

Серебрякова О.А., Серебряков О.И., Серебряков Анд.О., Бычкова Д.А.
Астраханский государственный университет, Geologi2007@yandex.ru

Введение. Характеристика свойств морских пород выполняется на основе результатов геотехнических работ в центральных частях морских разведочных площадей и месторождений для корректирования места постановки эксплуатационных самоподъемных плавучих буровых установок (СПБУ). В соответствии с результатами геолого-геофизических и лабораторных исследований пород и материалами статического зондирования в геологических разрезах морских пород обосновываются инженерно-геологические участки (ИГУ) и зоны для постановки СПБУ. Примерные сведения о мощностях и составе ИГУ на месторождениях приведены в таблице 1.

Для сравнительной оценки результаты лабораторных испытаний дополняются обобщающими показателями, приведенными на рисунках 1 и 2.

В соответствии с выполненными в таблицах инженерно-геологическими исследованиями морские породы имеют следующие характеристики.

ИГУ-1 представляют собой участки морских пород мощностью до 1 м горизонтально слоистой текстуры: в песке пылеватом серого цвета выделяются слойки темно-серого цвета со скоплениями раковинного детрита. Особенности гранулометрического состава пород ИГУ отражены на рис. 1. В основании слоев прослеживаются также слойки глинистого грунта и включения крупных двухстворчатых раковин и желваков глинисто-карбонатного состава.

Согласно результатам лабораторных исследований основная масса морских пород на участках ИГУ-1 представлена песками мелкими и пылеватыми, средний медианный размер частиц составляет 0,17 мм. За счет прослоев раковинного детрита содержание $CaCO_3$ изменяется в интервале 16,0-60,0% (Серебряков О.И. и др., 2018).

В результате трехосных испытаний монолитов, выполняемых в соответствии с требованиями ГОСТ 12248-96 по консолидированно-недренированной (КН) схеме, получаются нормативные значения характеристик прочности в тотальных и в эффективных напряжениях.

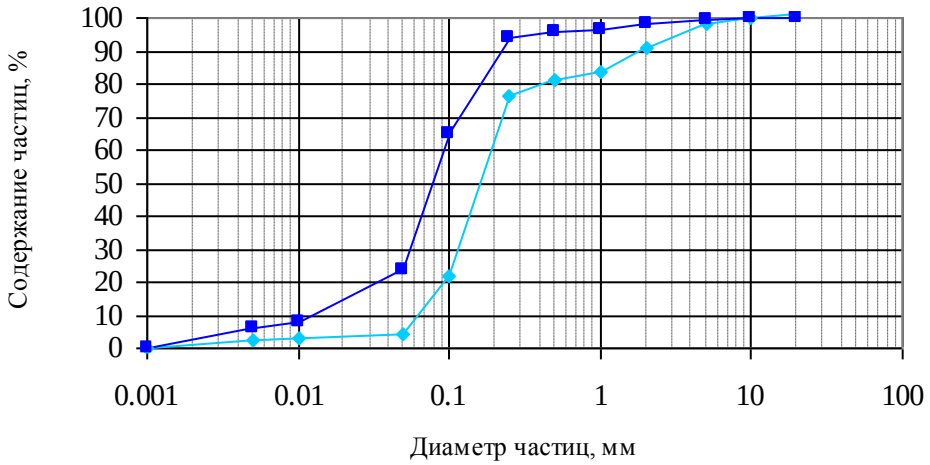


Рис. 1. Кумулятивные зависимости гранулометрического содержания морских пород.

Модуль деформации (**E**) составил 10,5 МПа, коэффициент поперечной деформации (**ν**) - 0,30.

Породы **ИГУ-2** представлены песками пылеватыми, местами мелкими, средней плотности (согласно данным статического зондирования), включающими в небольшом количестве хорошо сохранившиеся раковины пресноводных двухстворчатых моллюсков и улиток (табл. 1).

Средний медианнный размер частиц составляет 0,08 мм. Содержание $CaCO_3$ незначительно и колеблется в пределах 0,8-7,4%.

Модуль деформации пород (**E**) достигает 8,6 МПа, коэффициент поперечной деформации (**ν**) до 0,32.

В **ИГУ-3** выделяются морские породы серовато-коричневого цвета с буроватыми полосками и пятнами ожелезнения, представляющие собой слой слабо отсортированного глинисто-песчаного осадка, проявляющего в основной массе слабые пластичные свойства и классифицируемого ввиду этого как супесь пылеватая. По значению показателя текучести породы пластичные и текучие (табл. 1).

Таблица 1. Характеристика литологии морских пород на участках месторождений для основания СПБУ.

Стратиграфическая позиция		**№ ИГУ**	**Глубина залегания подошвы от дна, м**	**Мощность, м**	**Породы согласно ГОСТ 25100-95**
1		2	3	4	5
IVnk		ИГУ-1	0,6-0,9	0,6-0,9	Песок мелкий и пылеватый средней плотности со слойками раковинного детрита, в основании - включения слабо окатанных желваков глинисто-карбонатного состава
		ИГУ-2	2-3	1,5-2	Песок пылеватый, местами мелкий, средней плотности, с редкими включениями раковин пресноводных видов
IIIhv	**IIIhv$_2$**	ИГУ-3	3-4	1-2	Супесь текучая и пластичная с прослоями песка пылеватого глинистого, с включениями растительных остатков и мелкого раковинного детрита
		ИГУ-4	6-7	2-3	Супесь пластичная и твердая постепенно замещающаяся в низах песком глинистым
		ИГУ-5	10-11	3-4	Песок пылеватый средней плотности и плотный с редкими тонкими слойками глинистого грунта, в подошве скопления раковинного детрита
		ИГУ-6	12-14 14-15	1,1-3 0,6-1	Песок мелкий и пылеватый средней плотности с тонкими прослойками глинистого грунта, с рассеянными включениями мелкой раковинной крошки и скоплениями более крупного раковинного детрита в подошве
		ИГУ-7	14-15 15-16	0,6-3 0,3-1	Раковинная порода, плотный песок крупный и гравелистый, карбонатный
	IIIhv$_1$	ИГУ-8	27	12	Глина мягкопластичная и тугопластичная с прослойками песка пылеватого в верхней половине слоя

Согласно результатам гранулометрического анализа морские породы представляют смесь песчаного материала крупностью 0,05-0,1 мм, содержание которого находится в интервале 21,1-45,4%, (рис. 2) с повышенным количеством (10,4-14,8%) глинистого компонента. Отмечены прослои песка пылеватого глинистого. О преимущественно пластичном состоянии супеси свидетельствует данные статического зондирования - $\mathbf{q_c}$ определяется в интервале 2,425-9,864 МПа, составляя в среднем 4,618 МПа. Повышение значений $\mathbf{q_c}$ по сравнению с остальной частью слоя, связанное с прослоями песка, фиксируется у кровли. Сопротивление недренированному сдвигу ($\mathbf{S_u}$) изменяется в пределах 49-235 кПа, составляя в среднем 138 кПа.

По результатам трехосных КН испытаний рассчитываются нормативные показатели характеристик прочности в тотальных и в эффективных напряжениях, а также значения модуля деформации (**E**) и коэффициента поперечной деформации **(ν)**, получаемые при интерпретации данных статического зондирования.

Породы **ИГУ-4** аналогичны по составу вышележащему породам ИГУ-3 и представляет собой слой слабо сортированного глинисто-песчаного осадка, проявляющего в основной массе пластичные свойства и классифицируемый как супесь пылеватая. По значению показателя текучести породы пластичные и твердые (Серебрякова О.А. и др., 2006).

По данным гранулометрического анализа содержание глинистого компонента (<0,005мм) находится в пределах 11,3-14,0%, а количество песчаного материала крупнее 0,1 мм - в интервале 11,7-30,9%. От вышележащего ИГУ-3 породы ИГУ-4 отличаются значительно более высокой плотностью, которая в среднем превышает 2 г/см^3.

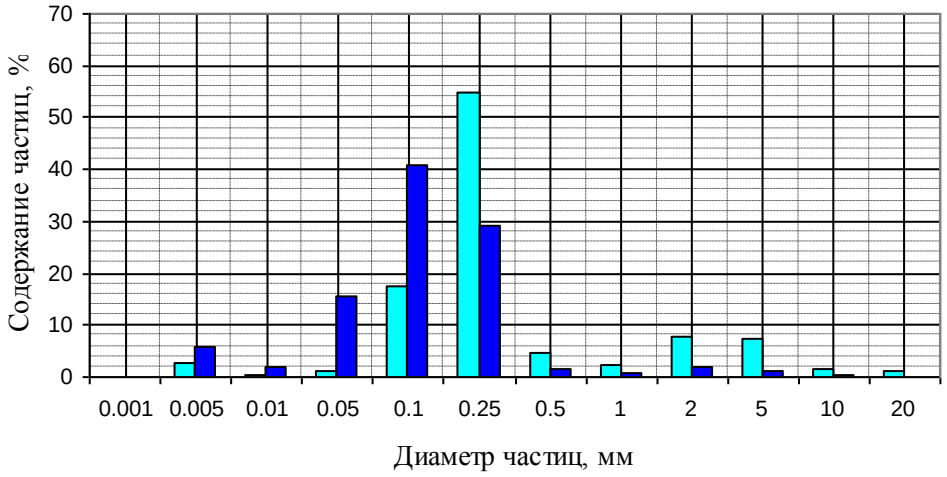


Рис. 2. Гистограммы гранулометрического состава морских пород

В основании участка породы в виду снижения количества глинистого материала теряет пластические свойства, замещаясь песком пылеватым.

Участок **ИГУ-5** представлен зоной песков пылеватых глинистых средней плотности и плотного (по данным статического зондирования) светло коричневого цвета, включающего тонкие редкие прослойки глинистого грунта коричневого цвета и послойные скопления раковинного детрита. Кровля ИГУ-5 отчетливо отображается на графиках статического зондирования, а подошва фиксируется в керне скважин по прослою раковинных пород.

По данным гранулометрического анализа песок однородный, коэффициент неоднородности $\mathbf{C_u}$ равен 2,3, медиальный размер частиц составляет 0,12 мм (табл. 1 и др.).

При трехосных испытаниях по консолидированно-недренированной схеме получаются значения характеристик прочности в тотальных и эффективных напряжениях.

В **ИГУ-6** выделяются породы, представленные песками мелкими и пылеватыми коричневого цвета, средней плотности согласно данным статического зондирования, с послойно распределенной белой раковинной крошкой крупнопесчаной размерности. Сверху он ограничен прослоем раковинного грунта, снизу - тонким прослоем растительного материала (ИГУ-2) и раковинными породами.

На участках **ИГУ-7** выделяются меняющиеся по мощности интервалы, контрастно обособляющиеся в разрезе по графикам статического зондирования очень высокими значениями $\mathbf{q_c}$ и составом пород. ИГУ-7 представлен прослоями раковинных пород мощностью 0,3 м и 0,6 м, и залегающим между ними песком мелким (рис. 2).

По данным гранулометрического анализа (табл. 1) породы представляют смесь песка, раковинного детрита и раковин и классифицируется как песок крупный и гравелистый (рис. 1) с медианным диаметром частиц 10,9 мм. Содержание $CaCO_3$ по одной пробе составило 91,3%. По данным статического зондирования породы характеризуется высокой плотностью.

Оценка механических свойств морских пород основывается на материалах статического зондирования ввиду того, что ИГУ пересекаются, как правило, только одной скважиной и количество отобранного материала недостаточно для представительных лабораторных испытаний (Серебрякова О.А., 2010).

На участках **ИГУ-8** выделяются слои глинистых пород, в верхних частях глинистого интервала выделяются линзовидные прослойки песка глинистого мощностью до 1 м.

Согласно результатам лабораторных исследований породы представлены глинами легкими пылеватыми с консистенцией, изменяющейся от мягкопластичной до тугопластичной (табл. 1).

По данным испытаний миникрыльчаткой и микропенетрометром и результатам статического зондирования устанавливается тенденция изменений в морских породах по геологическому разрезу значений литологического состава, геоэкологических и геофизических свойств, деформационных и прочностных показателей.

Список литературы:

1. Серебряков О.И., Серебряков А.О, Журавлев Г.И., Журавлев А.Г. Эксплуатация морских месторождений: монография. – Санкт-Петербург: Издательство «Лань», 2018. – 212 с.
2. Серебрякова О.А., Лиманский Е.Н. Инженерно–геологическое обоснование строительства нагнетательных скважин на полигонах закачки промышленных стоков // Южно – Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии, 2006. - № 12. - С. 72-76.
3. Серебрякова О.А. Геолого-геохимический и инженерно-геологический прогноз перспектив утилизации промстоков в Каспийском море // Естественные и технические науки, 2010. - №4 (48). - С.162-165.

Особенности химического состава пород пойкилитовой структуры Ловозерского щелочного массива

Сидельникова О.Ф.[1], Михайлова Ю.А.[2]

[1] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, olga.sidelnikova97@gmail.com*

[2] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, ylya_korchak@mail.ru*

Введение. Ловозерский щелочной массив представляет собой интрузивное лакколитообразное тело возрастом 360-370 млн лет (Kramm, Kogarko, 1994), расположенное среди архейских гранитогнейсов в центральной части Кольского полуострова. В строении массива выделяют два крупных комплекса: дифференцированный и эвдиалитовый. Дифференцированный комплекс слагают слои (сверху вниз) луявритов-фойяитов-уртитов. Эвдиалитовый комплекс не обладает видимым расслоением, его отличает обогащенность пород минералами группы эвдиалита. В составе массива присутствуют ксенолиты девонских вулканогенно-осадочных пород – ловозерская свита (Буссен, Сахаров, 1967; 1972). Широкое распространение имеют обособленные тела, сложенные щелочными породами пойкилитовой и неравномернозернистой структур при преобладании первых. Вопрос природы этих пород остается дискуссионным, так как исследователи относят их как к ранней фазе образования массива (Буссен, Сахаров, 1967; 1972), так и к поздней, приравнивая их к пегматитам (Власов и др., 1959). Изучение этих пород позволит наиболее полно охарактеризовать образование массива в целом. В работе приведена петрохимическая характеристика пород пойкилитовой и неравномернозернистой структур, отобранных в пределах эвдиалитового комплекса, а также краткая характеристика минерального состава этих пород. Химический состав пород определен в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН, химический состав минералов – в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов (аналитик – Я.А. Пахомовский).

Петрохимия. В исследуемых породах содержания кремнезема и суммы щелочей достаточно сильно варьируют: в пойкилитовых разновидностях содержание кремнезема и суммы щелочей составляет 44–51 вес.% и 12.5–21.5 вес.% соответственно, в неравномернозернистых – 45–54 вес.% и 13.5–16.5 вес.% (рис. 1).

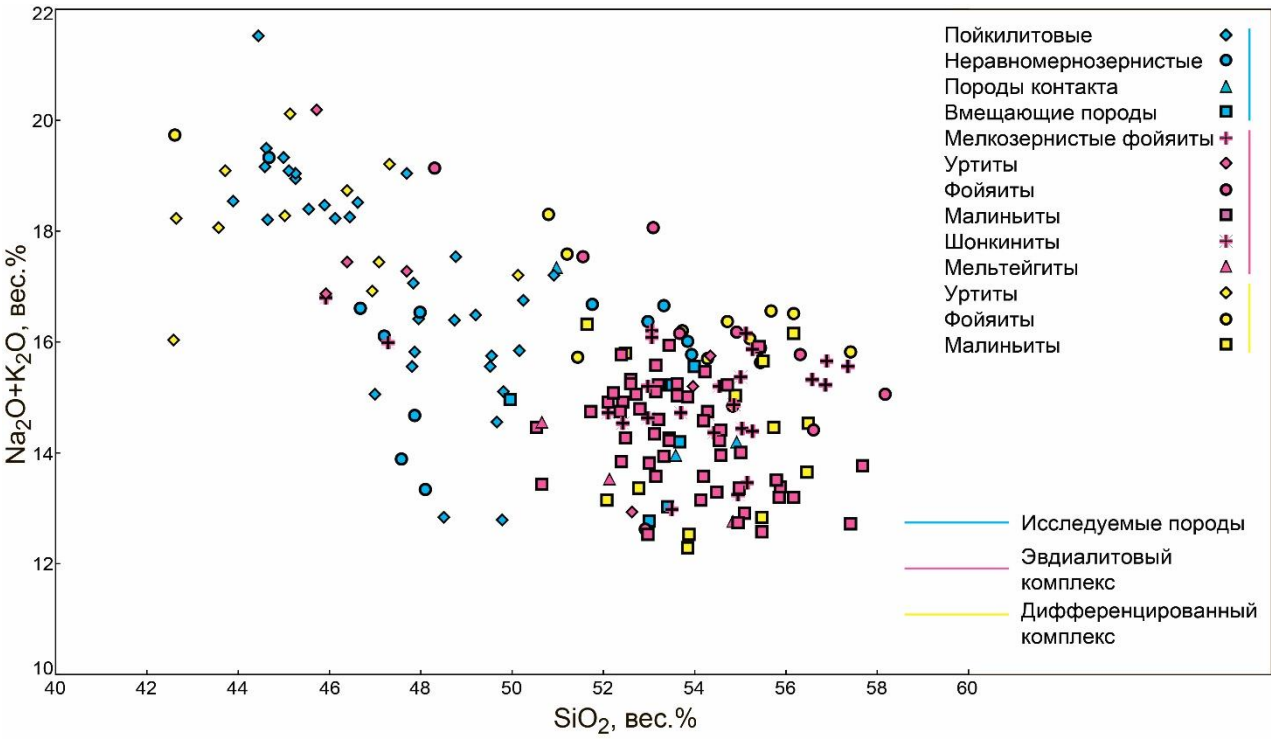


Рис. 1. Химический состав пород Ловозерского щелочного массива в координатах SiO_2 – Na_2O+K_2O.

Вариации химического состава пород пойкилитовой и неравномернозернистой структур отражены на рис. 2 в сравнении со щелочными породами других комплексов массива. Высокие

содержания суммы щелочей обусловлены содержанием Na_2O, которое достигает 19 вес.%, и в целом по данному показателю изучаемые породы сопоставимы с уртитами эвдиалитового и дифференцированного комплексов.

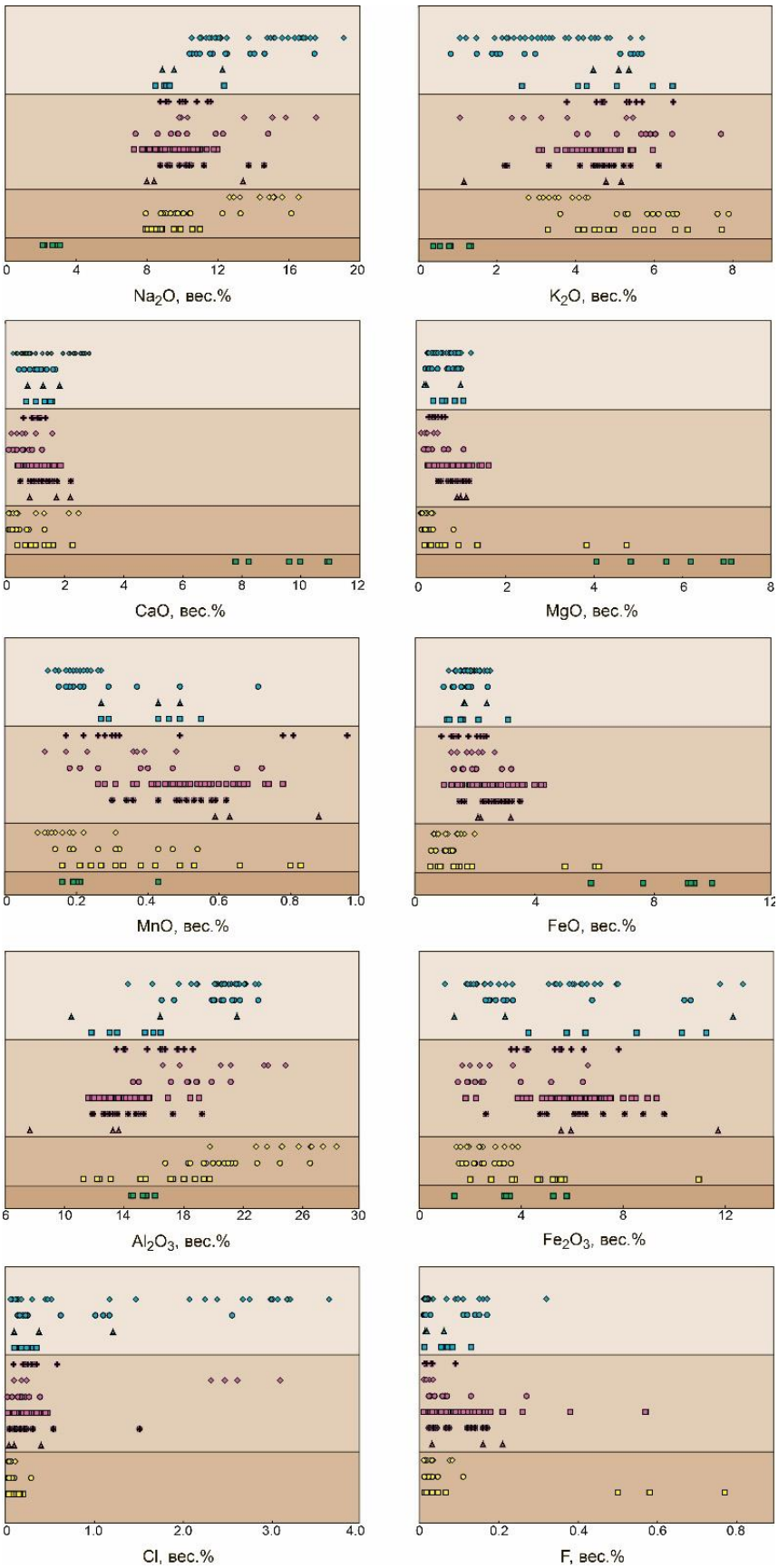


Рис. 2. Вариации химического состава пород Ловозерского щелочного массива. Условные обозначения приведены на рис. 1 (зеленые квадраты (нижняя строка) – оливиновые базальты ловозерской свиты).

Породы пойкилитовой структуры характеризуются чуть большим содержанием CaO относительно породных комплексов массива. По содержанию MgO и FeO исследуемые породы не отличаются – данные компоненты отличают малиньиты дифференцированного комплекса и оливиновые базальты ловозерской свиты. Породы пойкилитовой структуры характеризуются низкими содержаниями MnO – 0.1–0.3 вес.%. Подобные низкие содержания отмечены в уртитах дифференцированного комплекса и оливиновых базальтах ловозерской свиты. Содержание Al_2O_3 в пойкилитовых породах составляет 14.3–23.2 вес.%, в неравномернозернистых – 16.5–23 вес.% – по этим показателям породы сопоставимы с мелкозернистыми фойяитами и уртитами эвдиалитового комплекса. Исследуемые породы характеризуются широким пределом вариаций содержания Fe_2O_3. В породах пойкилитовой структуры содержание Cl достигает 3.6 вес.%, что существенно отличает их от остальных пород. Относительно повышенные содержания Cl присутствуют в уртитах эвдиалитового комплекса.

Компонентный анализ данных о химическом составе исследуемых пород позволил выделить две группы, различающиеся по преобладающему элементному и, соответственно, минеральному составам: первая группа – Na, Cl, Al, Fe^{3+}, вторая – Ca, K, Mg, Sr, P, S. Породы первой группы характеризуются «простым» минеральным составом и отчетливыми формами зерен и их агрегатов. Они сложены преимущественно идиоморфными кристаллами содалита (реже – нефелина), расположенными или внутри крупных пойкилокристаллов микроклина, или в массе игольчатых кристаллов эгирина. Этот же набор минералов присутствует и в породах второй группы, но типоморфным минералом здесь является канкринит. Этот минерал образуется как при кристаллизации ненасыщенных кремнеземом и обогащенных летучими компонентами магм, так и в качестве продукта изменения первичного нефелина. Структура пород второй группы метасоматическая: минералы представлены в виде срастаний, подобных симплектитовым, и агрегатов грануломорфных зерен. Отличается и акцессорная минерализация: в случае первой группы – лопарит-(Ce), минералы группы эвдиалита, магнезиоарфведсонит, лампрофиллит, пирит, сфалерит, леллингит, молибденит; в породах второй группы – фторапатит, ильменит, титанит, магнетит, флюорит, циркон, феррифторкатофорит, пирротин, сфалерит, кобальтпентландит.

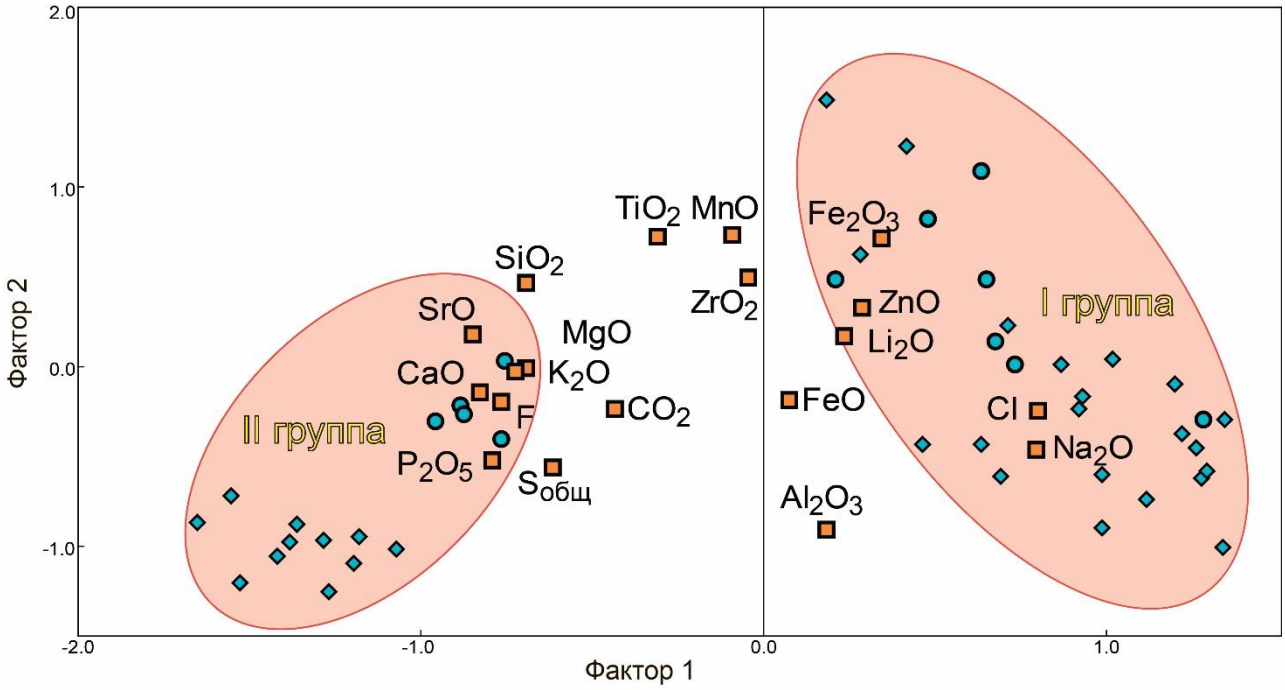


Рис. 3. Результаты компонентного анализа данных о химическом составе пород. Условные обозначения по типам пород приведены на рис. 1.

Предварительные выводы. Щелочные породы пойкилитовой и неравномернозернистой структур по химическому составу сходны с лейкократовыми

породами (фойяитами, уртитами) Ловозерского массива, что свидетельствует об их поздней природе (Mikhailova et al., 2019). Но эти породы существенно различаются между собой элементным и минеральным составами, что указывает на то, что обособленные тела в пределах эвдиалитового комплекса могут быть сложены как первично магматическими породами (породы первой группы), так и могут являться ксенолитами, протолиты которых установить сложно (породы второй группы). Можно предположить непосредственное участие пород ловозерской свиты, которые могли послужить протолитом, либо оказать влияние на состав минералообразующей среды.

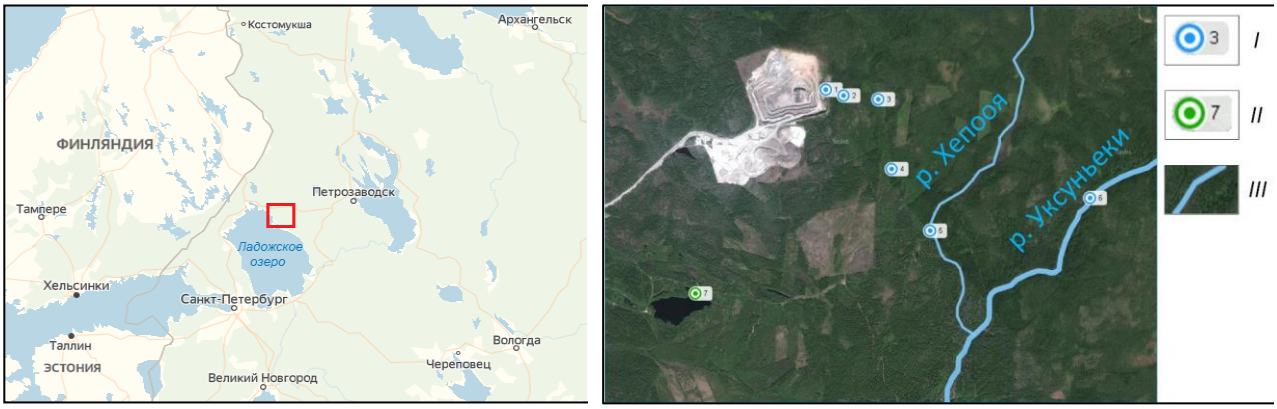
Список литературы

1. Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. Л.: Наука, 1967. 125 с.
2. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
3. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М.: Изд. АН СССР, 1959. 624 с.
4. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline province, Russia. Lithos. 1994, 32, 225–242 doi: 10.1016/0024-4937(94)90041-8
5. Mikhailova J. A., Ivanyuk, G.Y., Kalashnikov, A.O., Pakhomovsky, Y.A., Bazai, A.V., Yakovenchuk, V.N. Petrogenesis of the Eudialyte Complex of the Lovozero Alkaline Massif (Kola Peninsula, Russia) //Minerals. - 2019. - Т. 9. - №. 10. - С. 581. doi: 10.3390/min9100581

Уран в природных водах района разрабатываемого карьера бутового камня в Питкярантском рудном районе республики Карелия

Сидкина Е.С., Конышев А.А., Солдатова Е.А., Догадкин Д.Н., Громяк И.Н.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, SidkinaES@yandex.ru

Введение. Изучаемая территория располагается в пределах Питкярантского рудного района. Район расположен в юго-западной части Республики Карелия, вдоль северо-восточного побережья Ладожского озера. (Рис. 1.) На востоке данного района на поверхности современного эрозионного среза располагаются, главным образом, гранитоидные породы Салминского батолита, относимого к анортозит-рапакивигранитному комплексу пород. В Питкярантском рудном районе открыты многочисленные месторождения и рудопроявления олова, железа, редких и полиметаллов, флюорита, урана и др. Все рудные объекты приурочены к полосе, протягивающейся вдоль северо-западного контакта Салминского батолита более чем на 50 км (Ларин, 2011). Многие месторождения известны с XVIII века с пиком их эксплуатации в XIX веке (Борисов, 2009). Месторождения олова, найденные в XX веке, а также урановое месторождение Карку – ещё не эксплуатировались. Из нерудных полезных ископаемых в районе в XX веке разрабатывались пегматиты на керамическое сырье, в современности ведется добыча строительных материалов. В перечень ценных природных ресурсов помимо вышеперечисленных можно также включить природные воды, которыми исключительно богат регион. Следует отметить, что в природных водах района исследований отмечаются повышенные концентрации ряда микрокомпонентов в результате влияния природных (взаимодействие с породами) и техногенных (в основном разработка полезных ископаемых) факторов. Район исследований входит в площадь водосбора крупнейшего природного резервуара пресной воды в Европе – Ладожского озера. В связи с этим изучение и оценка загрязнения природных вод выбранной территории является актуальной.



а б

Рис. 1. Карта района работ (а) и схема пробоотбора (б). Условные обозначения: *I* – точки пробоотбора: 1 – сброс воды из насосной системы, 2 – временный водоток, сформированный водой, откачиваемой из карьера; 3 – водоток, протекающий по заболоченной местности, 4 – болото; 5 - р. Хепоя после впадения исследуемого водотока, 6 – р. Уксуньйоки; *II*– точка вне зоны влияния карьера; *III* – реки.

Описание щебеночного карьера. Объект исследования расположен в Питкярантском районе республики Карелия, в центральной части гнейсогранитного купола «Люпикко». (Рис. 2). Данный карьер разрабатывается свыше 50 лет. Имеет габариты 550х600 м, 5 уступов. Воды, откачиваемые из карьера, впоследствии поступают в природный водоток.

Карьером вскрываются четвертичные песчаные отложения, гнейсограниты купола Люпикко (AR_2-PR_1) с входящими в них метаамфиболитами, высокодифференцированные топазсодержащие Li-сидерофиллитовые граниты (Konyshev et al., 2020) или альбит-протолитионитовые граниты (Larin et al., 1991). Данные граниты имеют возраст 1538±1 млн (Amelin et al., 1997) и являются частью Салминского батолита. Апикальная часть батолита, непосредственно под гнейсогранитным куполом Люпикко представлена

высокодифференцированными разностями, основной объём на глубине сложен биотит-амфиболовыми гранитами (Larin et al., 1991).

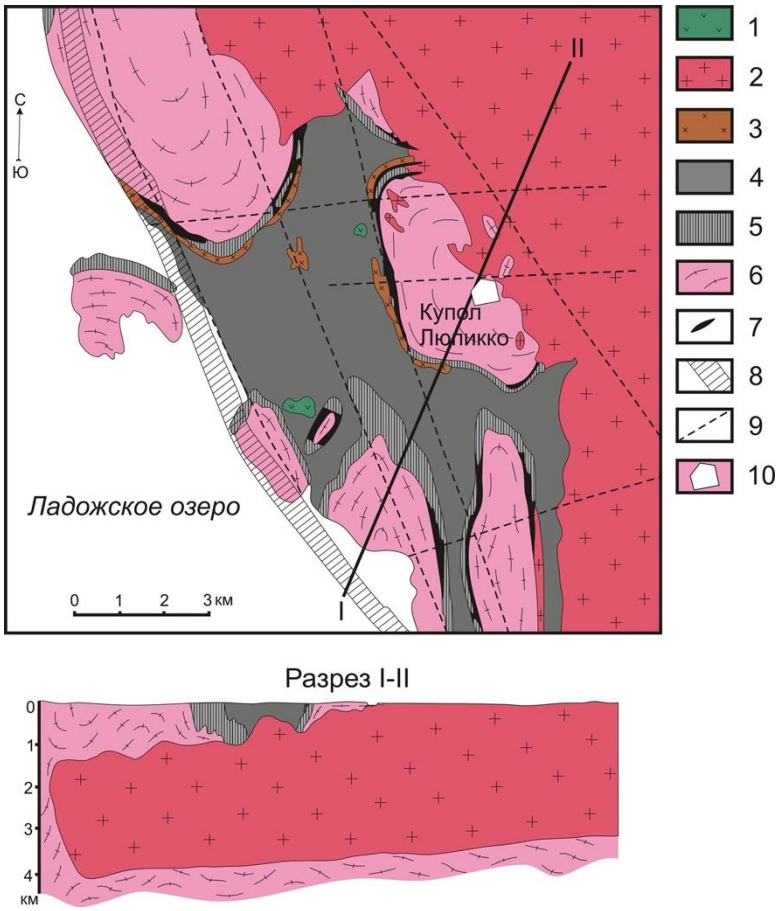


Рис. 2. Геологическая схема Питкярантского рудного района по (Larin et al., 1991) с упрощениями и дополнениями. Условные обозначения: (1) Интрузивные породы Йотния; (2) Гранитные породы Салминского батолита; 3 – 6 Свекокарельский комплекс: (3) - керамические пегматиты, (4) богатые алюминием сланцы Ладожской серии, (5) амфиболиты и амфиболовые сланцы с карбонатными горизонтами (Питкярантская свита), (6) гранито-гнейсы куполов; (7) Sn-полиметаллические и Be-Sn полиметаллические месторождения и рудопроявления; (8) проекция резкого изгиба наклона кровли Салминского батолита на современную поверхность в месте смены пологого наклона на вертикальное; (9) разрывные нарушения; (10) карьер бутового камня.

На расстоянии до первых десятков метров вблизи карьера наблюдается сухостой и деградация кустарникового покрова. Вода в карьер просачивается из стенок и скапливается на дне, где имеет голубовато-зеленоватый цвет. Периодически, вода откачивается с нижнего горизонта и сбрасывается к востоку от карьера, в сторону понижения рельефа.

Методы исследования. В ходе полевых работ 2019 года были отобраны 7 проб воды. Схема пробоотбора приведена на рис. 1 б. Для анализа макрокомпонентов пробы природных вод были отобраны в пластиковые бутылки объемом 1 литр с предварительным многократным ополаскиванием тары природной водой. При пробоотборе анализировались pH, Eh, CO_3^{2-} потенциометрическим методом ионселективными электродами при помощи прибора ЭКОТЕСТ 2000 («ЭКОНИКС», Россия). Анализ макрокомпонентов был выполнен в МГУ им. М.В. Ломоносова методом титрования. Перманганатная окисляемость была измерена методом титрования в ГЕОХИ РАН. Пробы для анализа микрокомпонентов были отобраны в пробирки объемом 15 мл с консервацией 0.45 мл HNO_3 осч. Пробы воды были отфильтрованы при помощи мембранного фильтра с размером пор 0.45 мкм. Пробы были доставлены в лабораторию в течение трех дней после пробоотбора и от момента отбора до химического анализа хранились в темном месте. Общую S, Si, Fe, Al, Na, K определяли методом ICP-AES. Содержания Mn, Cu, Zn, Mo, U и других микроэлементов определены методом ICP-MS в лаборатории методов исследования и анализа веществ и материалов ГЕОХИ РАН. Сводные данные по химическим анализам проб воды приведены в табл. 1.

Химический состав природных вод исследуемого района. Все изучаемые воды являются пресными, нейтральными или слабощелочными, преимущественно гидрокарбонатными натриево-кальциевыми.

В отдельных точках отмечены превышения ПДК Fe, Mn, Cu, Zn, Mo, V (Табл. 1). Сравнения проводилось с нормативом для водных объектов рыбохозяйственного значения

(Приказ…, 2018). Точка 7 представляет из себя воды затопленного пегматитового карьера (на керамическое сырье) и расположена вне зоны влияния исследуемого объекта. В точке 7 превышение отмечается только по Cu. Наибольшее превышение по вышеперечисленным химическим элементам наблюдается в водах, отобранных в непосредственной близости от карьера.

Таблица 1. Химический состав природных вод района разрабатываемого бутового камня (2019 г.).

Компоненты и показатели	Единица измерения	Номер точки пробоотбора						
		1	2	3	4	5	6	7
pH	ед. pH	8.46	7.12	7.22	7.44	8.56	6.43	7.73
Eh	мВ	-120.4	0	-19.9	-40.4	-35.5	-68.5	-123
Мин.	мг/л	210	217	199	196	94	49	101
ПОК	мгО/л	0.21	2.96	6.98	8.37	29.01	10.77	3.88
HCO^{3-}	мг/л	110.04	120.78	112.24	111.02	53.07	20.13	53.25
Cl^-		19.88	15.27	18.46	17.75	9.98	9.98	8.45
SO_4^{2-}		24.42	23.39	16.7	16.19	5.14	4.23	13.62
Ca^{2+}		27.25	30.86	25.05	24.65	15.43	5.77	17.7
Mg^{2+}		7.05	5.59	7.29	6.8	1.17	0.46	3.73
Na^+		17.9	17.5	16.2	16.1	7.52	1.16	1.84
K^+		2.42	2.61	2.16	2	0.97	0.36	0.92
Fe		0.02	<0.01	0.06	0.08	**0.6**	**0.39**	0.06
Mn	мкг/л	**25.88**	**10.69**	0.88	1.89	7.85	**19.55**	1.3
Cu		**2.34**	0.38	<0.1	1.56	0.49	0.27	**1.63**
Zn		**12.45**	6.78	0.48	3.5	1.46	0.33	1.58
Mo		**32.41**	**36.88**	**33.17**	**29.84**	**12.22**	0.07	0.21
V		**1.32**	**1.03**	0.95	0.93	0.67	0.35	0.16
U		90.37	49.74	14.21	12.34	3.28	0.08	4.94

Примечания: Мин. – минерализация; ПОК – перманганатная окисляемость; жирным выделены содержания, превышающие ПДК для водных объектов рыбохозяйственного значения.

Уран в природных водах исследуемого района. Особое внимание в водах исследуемого района привлекает уран. Содержание урана также, как и ванадия, молибдена, цинка уменьшается с удалением от карьера. Это показывает, что источником урана в водах исследуемой территории являются воды сброса из карьера. При удалении от карьера происходит разбавление поступающей из карьера воды атмосферными осадками и речными водами. Возможным механизмом также является сорбция на органо-минеральных грунтах и выпадение урановых минералов. Для изучения последнего фактора был проведен термодинамический расчет форм нахождения химических элементов, в том числе урана с учетом равновесий по отношению к минералам.

Методика проведения термодинамических расчетов. Термодинамические расчеты проведены с помощью программного комплекса HydroGeo (Букаты, 2005). Система состояла из 24 химических элементов: O, H, C, S, Cl, Ca, Mg, Na, K, Fe, Al, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Sr, Y, Ce, La, U, Fu, Hu. В этой статье мы остановимся более подробно на уране. В качестве потенциально возможных комплексных частиц, содержащих уран, в систему были добавлены: UO_2^{2+}, $UO_2HCO_3^+$, $UO_2(HCO_3)_2^0$, $UO_2CO_3^0$, $UO_2(CO_3)_2^{2-}$, $UO_2(CO_3)_3^{4-}$, $UO_2(CO_3)_3^{5-}$, $UO_2SO_4^0$, UO_3^0, UO_2OH^+, $UO_2(OH)_2^0$, UO_2Fu^0, $UO_2Fu_2^{2-}$, UO_2Hu^+, $UO_2Hu_2^0$, UO_2^+, UO_2^0, $U(OH)_3^+$. Добавленные в базу термодинамических данных HydroGeo свободные энергии образования фульватных и гуматных комплексов химических элементов рассчитаны по уравнению:

$$\Delta G^{0*}_{fMeA} = \Delta G^{0}_{fMe^{m+}} - RTlnK_{эф}$$

где ΔG^{0*}_{fMeA} – свободная энергия образования комплекса с органическим анионом, $\Delta G^{0}_{fMe^{m+}}$ – свободная энергия иона металла, R – газовая постоянная, T – температура (298,15 К), $K_{эф}$ – эффективная константа устойчивости (Крайнов и др., 1988).

Эффективные константы устойчивости фульватных и гуматных комплексов уранила взяты из (Lenhart et al., 2000). Свободные энергии Fu^{2-} и Hu^- приняты равными нулю, а сами

Fu и Hu введены в базу данных как новые независимые элементы. Пересчет данных по перманганатной окисляемости в содержания гуминовых и фульвокислот произведен согласно (Крайнов и др., 1988). В качестве потенциально возможных твердых фаз были приняты: магнезит, кальцит, доломит, сидерит, $Fe(OH)_3$, гетит, тенорит, смитсонит, цинкит, брусит, гиббсит, уранинит, гуммит.

Результаты термодинамических расчетов. При расчете насыщения относительно заданного перечня минералов получены следующие результаты. В пробах 1, 2, 3, 4, 7 выпадает уранинит в количестве от 0,0055 (проба 7) до 0,1 (проба 1) мг из 1 литра раствора. При этом в общем балансе урана эти массы выпадения составляют 99,99%. В пробах 5 и 6 не наблюдаются насыщения относительно уранинита и весь уран, введенный в валовый состав раствора, остается в водной фазе.

Основными формами нахождения урана в природных водах исследуемого района являются UO_2^0 и карбонатные комплексы уранила (рис. 3 а). При более (Eh ниже -60 мВ) восстановительных условиях (точки 1 (карьер бутового камня), 7 (пегматитовый карьер – точка сравнения), 6 (р. Уксуньйоки)) практически весь уран находится в форме UO_2^0 (рис. 3 б)). При повышении величины Eh доминирует U(VI) (точки 2, 3, 5). В точке 4 доля UO_2^0 велика, однако доля карбонатных комплексов также значительна (более 40 мол. %). Заметно отличается распределение форм урана в воде точки 6. Здесь практически отсутствуют карбонатные комплексы уранила из-за низкого содержания гидрокарбонат-иона (20,13 мг/л). Содержание гидроксо-форм уранила во всех точках незначительно: UO_2OH^+ (до 0,03 мол. %) и $UO_2(OH)_2^0$ (до 0,21 мол. %). U(V) существует в воде в форме UO_2^+ до 0,02 мол. %. Роль фульватных и гуматных комплексов уранила ничтожно мала (до $2*10^{-7}$ мол. %).

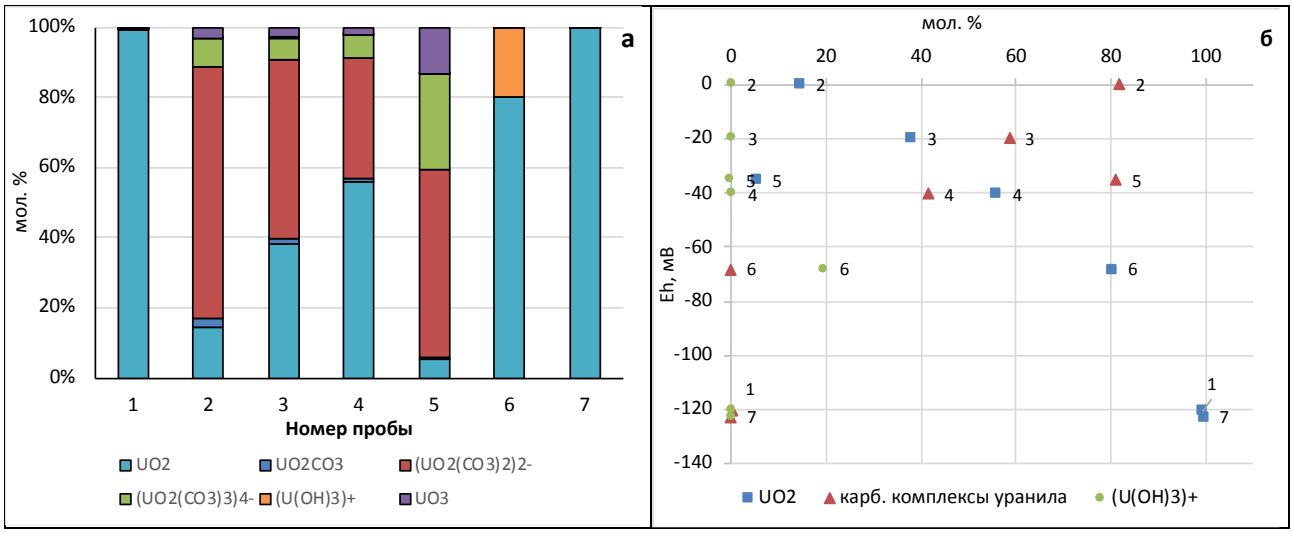


Рис. 3. Основные формы нахождения урана в природных водах исследуемой территории (а) и зависимость распределения форм урана от Eh (б).

Вывод. Проведенное исследование показывает, что откачка воды карьера приводит к выносу урана в поверхностный водоток. Термодинамическим расчетом показана возможность осаждения урановых минералов из природной воды при высоких концентрациях. Однако проведенное моделирование не учитывает механизм сорбции урана на органо-минеральных грунтах. Возможно, наиболее важным механизмом вывода урана из раствора в природных условиях является именно сорбция, а не осаждение. Снижение концентрации урана в воде при удалении от источника сброса также связано с разбавлением атмосферными осадками и речными водами.

Список литературы

1. Борисов И. История горного дела Северного Приладожья. Сортавала, 2009, 36 стр.

2. Букаты М.Б. Рекламно-техническое описание программного комплекса HydroGeo. Номер гос. регистрации алгоритмов и программ во Всероссийском научно-техническом информационном центре (ВНТИЦ) № 50200500605. М.: ВНТИЦ. 2005. 7 с.
3. Крайнов С.Р., Шваров Ю.В., Гричук Д.В., Добровольский Е.В., Соломин Г.А., Борисов М.В., Рыженко Б.Н., Матвеева Л.И., Лялько В.И., Швец В.М. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии. М.: Недра. 1988. 254 с.
4. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
5. Приказ от 13 декабря 2016 года N 552 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения» (с изменениями на 12 октября 2018 года)
6. Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi graniteanorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. №4, P. 353-368.
7. Konyshev A.A., Chevychelov V.Yu., Shapovalov Yu.B. Two Types of Highly Differentiated Topaz-Bearing Granites of the Salmi Batholith, Southern Karelia // Geochemistry International, 2020, V. 58, №1, P. 11–26. DOI: 10.1134/S0016702920010073
8. Larin A., Beljaev A., Stepanov K. Geological setting of the Salmi batholith. In: Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia (Eds. Haapala I., Ramo O.T., Salonsaari P.T.) Guide 33. Finland: University of Helsinki, 1991. P. 6-7.
9. Lenhart J.J., Cabaniss S.E., MacCarthy P. and Honeyman B.D. Uranium(VI) complexation with citric, humic and fulvic acids // Radiochim. Acta. 2000. 88, P. 345-353.

Ископаемые остатки и Sr-хемостратиграфия хохюртовской свиты, бассейн р. Джида юго-западного Забайкалья

Скрипников М.С.[1], Ветлужских Л.И.[1], Кузнецов А.Б.[2]

[1]Геологический институт СО РАН

[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Вулканогенно-осадочная хохюртовская свита развита в бассейне р.Джида в юго-западном Забайкалье. Полный разрез свиты описан И.Л.Васильевым по левобережью р. Хасуртый, правого притока р. Джида. Отложения свиты залегают в виде нескольких полос северо-западного простирания шириной до 20 км в пределах Джидинской структурно-фациальной зоны, которая является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса. Джидинская зона расположена между Тувино-Монгольским и Хамардабанским микроконтинентами. В сложении зоны участвуют карбонатные и флишоидные породы, а также базальты и интрузии ультрабазитов. Среди базальтов выделяются срединно-океанические, островодужные и внутриплитно-океанические серии (Альмухамедов и др., 1996). Западная полоса магматических комплексов соответствует зрелой энсиматической островной дуге, а восточная полоса хохюртовской свиты (Гордиенко и др., 2006), отнесена к комплексу гайота (хасуртинская толща, которая представлена толеитовыми базальтами, субщелочными вулканитами и доломитами, с подчиненными слоями известняков и кварцитов).

Возраст большинства комплексов пород Джидинской зоны пока точно не установлен. Наиболее достоверным могут считаться находки археоциат раннего кембрия. Впервые остатки археоциат были обнаружены в блоках известняков среди туфовых отложений хохюртовской свиты М.В. Бесовой в верховьях руч. Мырген-Шено (правый приток р. Джида) в 1932 г. В дальнейшем, различными авторами были повторены сборы археоциат (Беличенко, 1989), а в начале XXI века по левобережью Джиды (район пади Юхта) среди отложений хохюртовской свиты Л.И.Ветлужских была сделана находка трилобита (Ветлужских, 2011). Находки археоциат и трилобитов подтвердили возраст хохюртовской свиты как ранний-средний кембрий, а вся вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация, объединяемая в хохюртовскую свиту, стала рассматриваться как раннекембрийская.

Присутствие морских карбонатных пород в хохюртовской свите позволяет использовать метод стронциевой изотопной стратиграфии для уточнения возраста. Этот метод широко используется в последние годы для получения достоверных данных о времени и среде накопления первичных карбонатных осадков (Кузнецов и др., 2018). Для этого было проведено специальное опробование.

Карбонатные породы хохюртовской свиты были отобраны в бассейне р. Хасуртый и долине р. Дундо-Гол. В первом разрезе карбонатные породы имели светло-серую окраску и полосчатые текстуры, характерные для строматолитовых или водорослевых образований. В разрезе Дундо-Гол карбонатные породы имели преимущественно темно-серую окраску и содержали окремненные остатки биопроблематики кубковидной формы (археоциаты).

В отобранных образцах (около 30 шт.) были определены содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr. Большинство изученных образцов представлены известковистыми доломитами (Mg/Ca = 0.32-0.52), и лишь три образца оказались чистыми известняками (Mg/Ca = 0.01). Содержание Mn и Fe в известковистых доломитах были очень высокие, от 180 до до 4200 и от 120 до 5500 мкг/г соответственно. Содержание Mn и Fe в известняках понижается до 170-205 и 850-2200 мкг/г соответственно. Концентрация Sr в известковистых доломитах невысокая - 13-130 мкг/г, тогда как в известняках повышается до очень высоких значений - 480-2500 мкг/г.

Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известковистых доломитах заключены в широких пределах 0.7073-0.7085. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в двух образцах известняков на р. Хасуртый составляют 0.7062-0.7064, а в одном образце по р. Дундо-Гол - 0.7084. Все образцы известняков удовлетворяют строгим геохимическим критериям отбора материала для хемостратиграфической реконструкции в докембрийских и палеозойских известняков (Кузнецов и др., 2018). Полученная Sr-изотопная характеристика "неизмененных" известняков была сопоставлены с кривой вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднедокембрийском и

раннепалеозойском океане. В результате было установлено, что известняки в одном из разрезов на р.Хасуртый формировались в позднем рифее в интервале 800-700 млн. лет назад (Кузнецов и др., 2014). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках второго разреза, Дундо-Гол, предполагает накопление осадков в раннем кембрии, что совпадает с находками археоциат и трилобитов (Беличенко, 1989; Ветлужских, 2011) и согласуется с возрастов прорывающих позднекембрийских гранитов 504–506 млн лет (Гордиенко и др., 2006).

Впервые Sr-хемостратиграфические данные обнаружили в составе хохюртовской свиты присутствие двух разновозрастных комплексов карбонатных пород - позднерифейский и раннекембрийский. Этот вывод расширяет представления о геодинамическом развития Джидинского палеобассейна. Наличие островодужных базальтов вблизи рифейских карбонатных отложений, косвенно указывает, что островодужная стадия имеет позднерифейский возраст, а не вендский как считалось ранее (Альмухамедов и др., 1996). В раннем кембрии произошло сокращение палеобассейна, его обмеление и накоплением кремнистых мелководных карбонатных осадков и развитием кубковой фауны (арехоциат).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00986).

Список литературы

1. 1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона - фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 4. С. 25-42.
2. 2. Беличенко В.Г. О новых находках фауны археоциат в верховьях р.Джиды (Южное Прибайкалье) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1433-1436.
3. 3. Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области. Дисс. канд. геол.-мин. наук: 25.00.02. Новосибирск, 2011 - 202 с.
4. 4. Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Вещественный состав, U-Pb изотопный возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 8. С. 956-962.
5. 5. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3-23.
6. 6. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. С. 3-25.

Sr-и С-изотопная характеристика карбонатных пород курбинской свиты, Западное Забайкалье

Скрипников М.С.[1], Кузнецов А.Б.[2], Ветлужских Л.И.[1], Каурова О.К.[2]

[1] Геологический институт СО РАН

[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Горные сооружения Западного Забайкалья образовались в результате нескольких орогенезов: байкальского, каледонского и герцинского. В центральной части Западного Забайкалья в обстановке сложного покровно-складчатого строения наиболее дискуссионным остаются вопросы о возрасте и объеме осадочных отложений позднего протерозоя-палеозоя. Здесь выделяется Удино-Витимская структурно-формационная зона раннепалеозойского осадконакопления (Ветлужских, 2011; Минина и др., 2016), в пределах которой распространены карбонатные отложения курбинской свиты, являющиеся предметом наших исследований. Для уточнения возраста карбонатных пород курбинской свиты использовался метод изотопной стратиграфии.

Курбинская свита была выделена в Удино-Витимской зоне первоначально как позднепротерозойская. Свита распространена в юго-западной части Витимского плоскогорья на Курбино-Онинском водоразделе и слагает тектонические пластины (площадью от 0.5 до 500 км^2) среди гранитоидов витимканского комплекса. Наиболее крупные выходы отложений курбинской свиты развиты в бассейнах рек Ямбуй, Абага, Атха, Курба и Уда. В составе свиты преобладают белые и темно-серые известняки и доломиты с горизонтами карбонатных брекчий и конгломератов. В виде линз и прослоев присутствуют кварц-серицитовые, кварц-полевошпат-серицитовые, кварц-карбонатные, эпидот-биотит-карбонатные и эпидот-биотитовые сланцы, кварц-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты.

Наиболее полный разрез курбинской свиты мощностью до 2000 м расположен в бассейне р. Атха в ядре крупной антиклинали. В настоящее время возраст курбинской свиты по комплексу археоциат определяется в пределах томмотский (верхи) - атдабанский ярусы нижнего кембрия (Далматов, 1980; Ветлужских, 2011). Соотношения курбинской свиты с подстилающими отложениями венда неизвестны.

Хемостратиграфическое изучение карбонатных пород курбинской свиты проведено в бассейне р. Атха (левый приток р.Курба). В этом разрезе отложения курбинской свиты (1500–2000 м) расчленены на три комплекса - терригенный, карбонатный и терригенно-карбонатный. Карбонатные породы представлены светло-серыми и белыми доломитами и известняками, часто мраморизованными, с маломощными линзами кварц-полевошпат-серицитовых сланцев (до 50 м). Наряду с органическими остатками раннего кембрия, встречены трилобиты (верхний кембрий -поздний силур) и другие органические остатки, указывающие на позднепалезойский возраст. Поэтому в бассейне р. Атха, возможно, тектонически(?) совмещены разновозрастные отложения, которые пока не расчленены.

Среди 12-ти изученных образцов четыре представлены известняками (Mg/Ca = 0.02-0.06), остальные восемь - известковистыми доломитами (Mg/Ca = 0.47-0.54). Содержания Mn и Fe в известняках невысокие 80-135 и 250-3600 мкг/г, соответственно, а в известковистых доломитах повышается до 140-220 и 650-1720 мкг/г, соответственно. Концентрация Sr в известняках значительно выше, чем в известковистых доломитах 240-590 против 60-83 мкг/г. Значения $\delta^{13}C$ в известняках и доломитах заключены в одинаковых пределах -1.8...0.1‰ PDB и -1.3...-0.3‰ PDB. Значение $\delta^{18}O$ в известняках значительно ниже, чем в доломитах -30.6...-18.9‰ PDB против -10.1...-7.0‰ PDB. Очень низкие значения $\delta^{18}O$ в известняках указывают на высокотемпературную перекристаллизацию карбонатных пород, вероятно при метаморфизме. Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в двух образцах известняков попадают в интервал 0.70848-0.70890.

Два образца известняков удовлетворяют геохимическим критериям отбора для хемостратиграфической реконструкции известняков (Кузнецов и др., 2014, 2018). Полученная Sr-изотопная характеристика известняков (0.70848-0.70890) предполагает, что известковые осадки накапливались в интервале 530-520 млн. лет назад (рис. 1). Этот возрастной интервал

захватывает верхи томмотского, атдабанский и ботомский яруса. В целом, Sr-хемостратиграфическая характеристика известняков совпадает с раннекембрийским возрастом ископаемых археоциат курбинской свиты (Ветлужских, 2011). С-изотопная характеристика (-1.8...0.1‰ PDB) карбонатных пород кубинской свиты также согласуется с раннекембрийским возрастом отложений, для которых величины $\delta^{13}C$ лежат в интервале от –2 до +2‰ PDB (Guo et al., 2005).

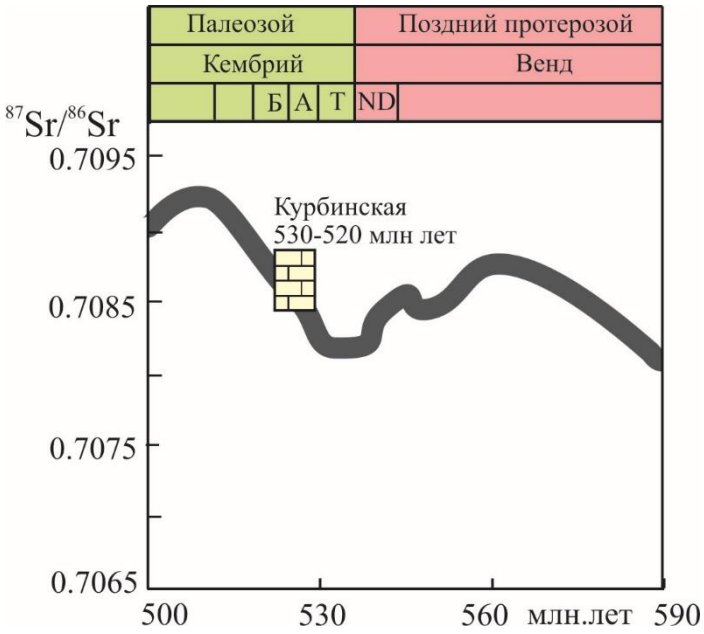


Рис. 1. Сравнение значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках курбинской свиты с кривой вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в позднерифейском и раннекембрийском океанах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00986).

Список литературы

1. Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области. Дисс. канд. геол.-мин. наук: 25.00.02. - Новосибирск, 2011 - 202 с.
2. Далматов Б.А. О возрасте терригенно-карбонатных отложений бассейна Турки // Проблемы возраста геологических образований Юго-Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. Иркутск ВостСибНИИГГиМС, 1980. С. 116-117.
3. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. С. 3-25.
4. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3-23.
5. Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западной Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63-84.
6. Guo Q.J., Strauss H., Liu C.Q., Zhao Y.L., Pi D.H., Fu P.Q., Zhu L.J., Yang R.D. Carbon and oxygen isotopic composition of Lower to Middle Cambrian sediments at Taijiang, Guizhou Province, China // Geol. Mag. 2005. V. 142. № 6. P. 723–733.

Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива

Смирнова Ю.Н., Смирнов Ю.В.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, smirnova@ascnet.ru

Аргунский континентальный массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса. В качестве фундамента массива традиционно рассматриваются условно раннедокембрийские метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации комплексы (Петрук, Козлов, 2009; Ханчук, 2006 и др.). Однако полученные в настоящее время геохронологические данные свидетельствуют о том, что протолиты наиболее известных метаморфических комплексов Аргунского массива, ранее относимых к архею или раннему протерозою, имеют возраст не древнее позднего протерозоя (Котов и др., 2013; Sorokin et al., 2019; Tang et al., 2013; Zhou et al., 2011). Для уточнения докембрийской истории формирования Аргунского континентального массива нами были изучены осадочные породы условно верхнерифейской даурской серии, которые, возможно, являются одними из наиболее древних образований этого континентального массива. Согласно (Шивохин и др., 2010) в составе даурской серии выделяются (снизу вверх) урулюнгуйская, дырбылкейская и нортуйская свиты.

Урулюнгуйская свита сложена дресвяниками, осадочными брекчиями, конгломерато-брекчиями, конгломератами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и гравелитами. В верхней части разреза установлены тонкообломочные породы с горизонтами карбонатных пород. Общая мощность отложений урулюнгуйской свиты оценивается в 2670 м.

В составе дырбылкейской свиты преобладают доломиты и известняки, которые переслаиваются с пачками гравелитов, песчаников, алевролитов, кварц-серицитовых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев. Мощность свиты составляет 5000 м. Среди органических остатков в составе дырбылкейской свиты установлены водоросли *Girvanella* (?), *Panomnienella, Shanganella*, строматолиты *Conophyton metula* Kir. и микрофитолиты *Osagia grandis* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites consuetus* Yak., *V. flexuosus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. horridus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur.

Нортуйская свита сложена в основании разреза песчаниками кварцевого и аркозового состава, переслаивающимися с алевролитами. Завершает разрез свиты известняки и известковистые доломиты. Мощность свиты составляет 2000 м. Свита охарактеризована остатками водорослей *Renalcis? sp*. и *Subtifloria sp.*, микрофитолитов *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Osagia nimia* Z. Zhur., *O. minuta* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl.

Возраст даурской серии принят условно позднерифейским (Шивохин и др., 2010). В то же время некоторые фрагменты разреза вполне сопоставимы с вендскими и кембрийскими стратонами.

В этой связи для уточнения времени накопления терригенных пород даурской серии нами были проведены U–Pb изотопные исследования зерен детритовых цирконов из песчаников урулюнгуйской и дырбылкейской свит.

Из песчаника урулюнгуйской свиты (обр. Ю-112) было выделено 117 зерен детритовых цирконов. Конкордантные оценки возраста получены для 98 зерен. Они находятся в интервалах 3112–2502, 2449–1692 и 1381–877 млн лет. На кривой относительной вероятности возрастов детритовых цирконов выделяются пики 2823, 2763, 2578, 2514, 2072, 2005, 1915, 1844, 899 млн лет, а наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 877±5 млн лет.

Среди детритовых цирконов (118 зерен), выделенных из песчаника дырбылкейской свиты (обр. Ю-115-2), присутствуют 104 зерна этого минерала с конкордантными оценками возраста. Значения цирконов находятся в интервалах 2746–2565, 2311–1787, 1505–732 млн лет. На кривой относительной вероятности возрастов детритовых цирконов выделяются пики 2728, 2074, 1970, 1036, 893, 771 млн лет. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 732±9 млн лет.

Проведенные исследования позволили установить, что наиболее молодые детритовые цирконы из песчаников урулюнгуйской и дырбылкейской свит имеют возраст 899 и 771 млн лет, соответственно. Эти данные определяют нижнюю возрастную границу формирования даурской серии как позднерифейскую, что согласуется с существующими представлениями (Шивохин и др., 2010).

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 20-05-00195).

Список литературы

1. Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сковитина Т.М. и др. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. Т. 5. С. 48-60.
2. Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
3. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
4. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист M-50. Третье поколение / Под ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
5. Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L. et al. Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: evidence from U–Th–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ data // Lithos. 2019. V. 332-333. P. 340-354.
6. Tang J., Xu W.L., Wang F. et al. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precambr. Res. 2013. V. 224. P. 597-611.
7. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z. et al. Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // Tectonophysics. 2011. V. 499. P. 105-117.

Формы миграции и осаждения химических элементов в водах Обского болота (Западная Сибирь)

Солдатова Е.А.[1], Сидкина Е.С.[1], Савичев О.Г.[2], Иванова И.С.[3]

[1] Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, sea@geokhi.ru

[2] Национальный исследовательский Томский политехнический университет

[3] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Томский филиал

Современные методы и подходы к обработке геохимической информации, в частности метод математического моделирования помогают более полно изучить природно-антропогенные экосистемы. Например, оценить формы миграции и осаждения химических элементов. Этот вопрос не теряет своей актуальности в связи с оценкой экологического состояния природных объектов и рисков от потребления природных вод для здоровья человека. Целью исследования является изучение форм миграции и осаждения элементов в водах Обского болота, на участке которого происходит сброс коммунально-бытовых сточных вод.

Евтрофное Обское болото расположено в Томской области на левобережье р. Обь в ее долине. Оно характеризуется длиной около 104 км, шириной 1,5–7,0 км и мощностью торфяной залежи в среднем около 3,2 м. Максимальная мощность торфяной залежи Обского болота составляет 6 м. Торфа относятся к низинному типу со степенью разложения 34 % и зольностью 28–29 % (Задуницкий и др., 1971). В качестве объектов исследования выбраны два участка (рис. 1). Один из участков, близ с. Мельниково, рассматривается как антропогенно нарушенный, здесь производится сброс сточных вод ЖКХ (ОБ4, ОБ5), другой, у с. Нащеково, выше по уклону р. Обь, – как условно фоновый (ОБ1, ОБ2, ОБ3).

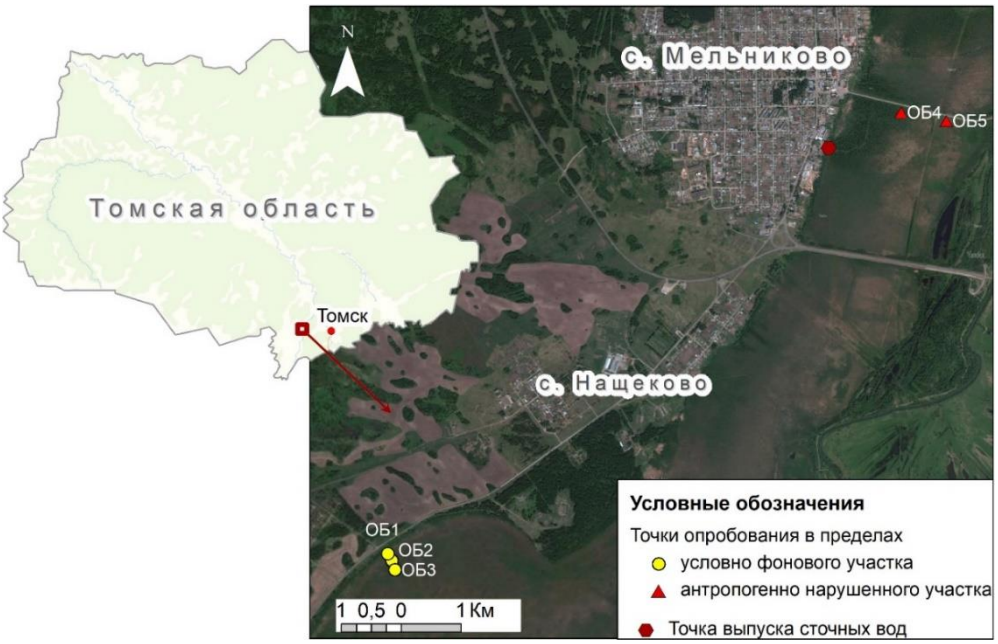


Рис. 1. Положение района исследований и точек отбора проб

Методика. Определение химического состава проб воды произведено в Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Томского политехнического университета, методика отбора проб и химического анализа описана в работе Савичева и др. (2018).

Для оценки форм нахождения металлов рассчитывался равновесный состав многокомпонентных систем, соответствующих химическому составу изучаемых вод при стандартных температуре и давлении (298.15 К, 1 бар). Расчет комплексообразования осуществлен в программном комплексе Hydrogeo. Поскольку важную роль в миграции химических элементов в болотных водах обычно играет органическое вещество, для учета комплексообразования химических элементов с органическими лигандами база данных программного комплекса Hydrogeo (разработчик М.Б. Букаты, ТПУ) была дополнена

свободными энергиями образования комплексов металлов с гуминовыми (ГК) и фульвовыми (ФК) кислотами. В качестве параметров элементарных процессов в ПК Hydrogeo рассматриваются мольные изменения термодинамических параметров, термодинамические константы комплексообразования и произведения активностей компонентов раствора, участвующих в реакции, получаемые в соответствии с законом действующих масс. Расчет модели комплексообразования проводится по формулам равновесной термодинамики на основе гипотезы о его внутренне равновесном состоянии (Букаты, 2008).

В качестве базовых ионов в систему были включены H^+, Na^+, Mg^{2+}, Al^{3+}, K^+, Ca^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{3+}, Sr^{2+}, Sc^{3+}, Ce^{3+}, La^{3+}, Hg^{2+}, OH^-, AsO_4^{3-}, Cl^-, SO_4^{2-}, F^-, Hu^-, Fu^{2-}, HCO_3^-, H_2O. Расчет выполнялся при заданных параметрах pH и Eh. Совместно с расчетом форм нахождения химических элементов для вод Обского болота было проведено моделирование осаждения минералов из воды. Для этого был использована функция «Растворение-осаждение» ПК Hydrogeo. За исходную породу была принята «пустая» порода с набором потенциально возможных для образования минералов.

Результаты и обсуждение. Моделирование форм миграции металлов показало, что щелочные и щелочноземельные металлы (Ca, Mg, Na, K, Sr) мигрируют преимущественно в простой ионной форме (рис. 2).

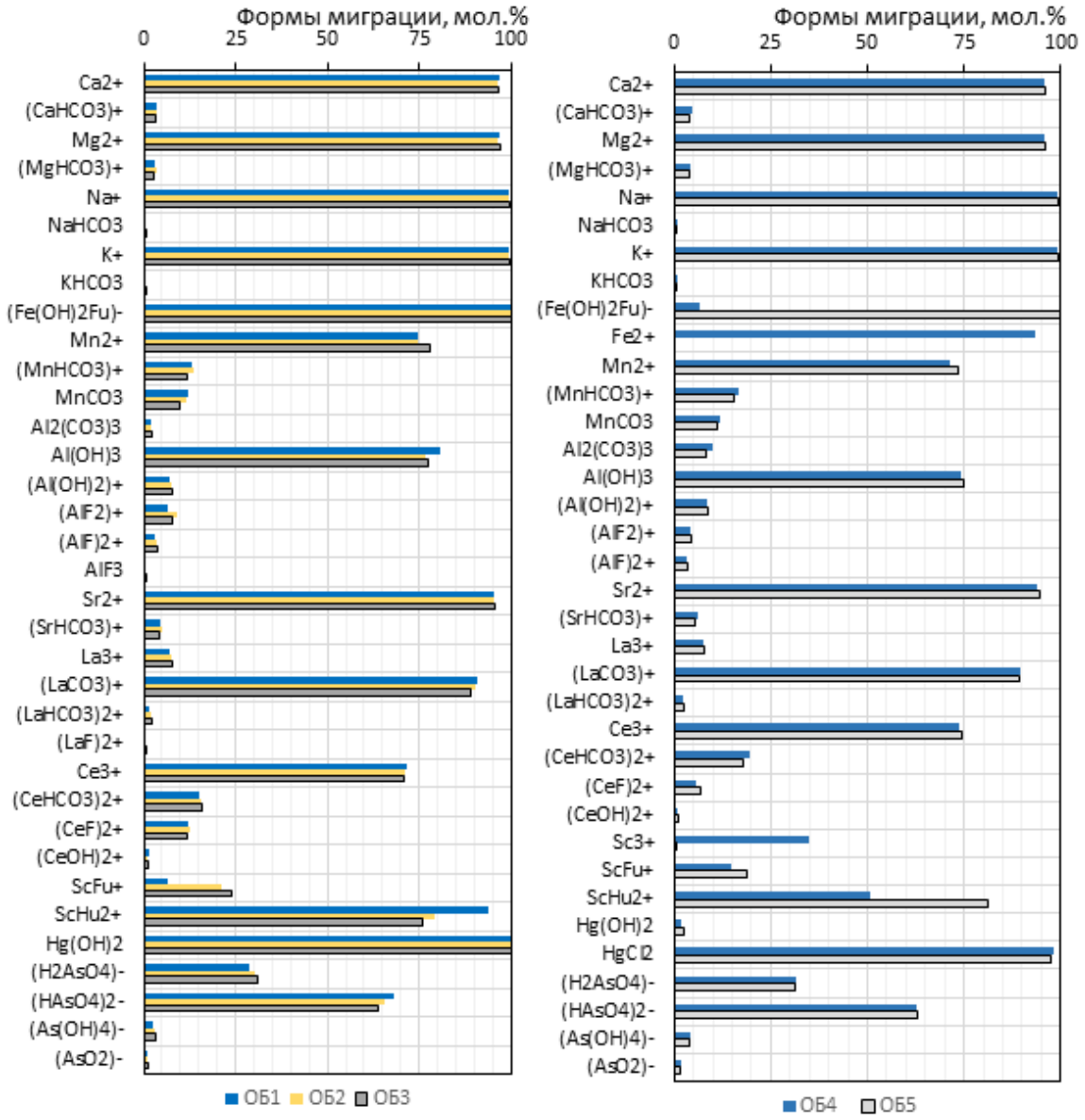


Рис. 2. Распределение металлов по формам миграции в водах а) фонового и б) антропогенно нарушенного участков Обского болота (*показаны только формы, содержащиеся в количестве более 1 мол.% от общего содержания всех форм миграции данного металла*).

Это связано с особенностями строения их электронных оболочек (Левшина, 2015), а также с достаточно низкой минерализацией исследуемых вод: если посмотреть зависимость содержаний простых ионов упомянутых металлов от минерализации, то явно проявляется снижение их относительных содержания (в % от общего содержания комплексов данного металла) с ростом минерализации (рис. 3а), и соответственно рост относительных содержаний других форм миграции. Такая же закономерность наблюдается для Mn, однако в случае с Mn процентное содержание карбонатных и гидрокарбонатных комплексов суммарно достигает почти 30%, что существенно выше, чем содержания аналогичных форм миграции щелочных и щелочноземельных металлов. Следует отметить, что увеличение концентрации HCO_3^-, отобранных в пределах антропогенно нарушенного участка (ОБ4, ОБ5), приводит к возрастанию роли комплексообразования с неорганическими лигандами CO_3^{2-} и HCO_3^-, что справедливо не только для вышеупомянутых металлов, но и для Al и Ce (рис. 2).

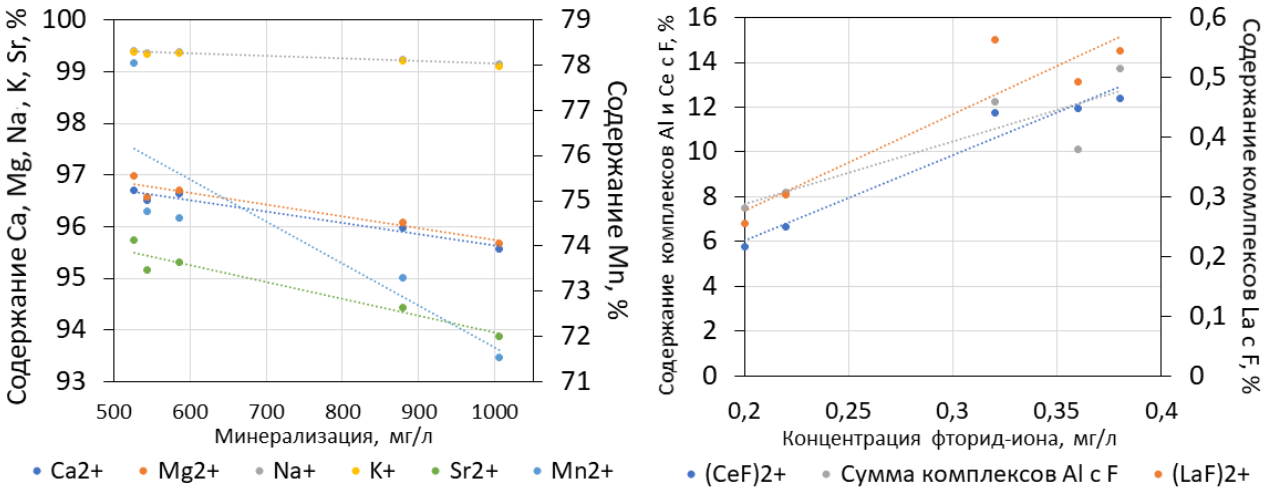


Рис. 3. Зависимость а) простых катионов Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Sr^{2+}, Mn^{2+} от минерализации и б) содержания комплексов Al, La, Ce с F^- от концентрации F^- в водах Обского болота.

Алюминий мигрирует преимущественно в форме гидроксокомплексов, также присутствуют комплексы с CO_3^{2-} и F^-, содержание последних зависит от концентрации гидрокарбонат-иона и иона фтора в изучаемых водах (рис. 3б). Поэтому в водах в пределах антропогенно нарушенного участка (рис. 2б) возрастает относительное содержание комплекса $Al_2(CO_3)_3$ и уменьшается содержание комплексов с фторид-ионом по сравнению с водами, отобранными близ с. Нащеково (условно фоновый участок) (рис. 2а). Это согласуется с данными о способности Al к образованию комплексов, полученными Lee (1985) и Courtign et al. (1990), но показывает, что в щелочных условиях уменьшается роль комплексов с F^-, а также что в присутствии железа, которое в конкурентом ряду комплексообразования с гумусовыми веществами в данном случае стоит выше Al и препятствует образованию органоминеральных комплексов с Al, доля гидроксокомплексов при миграции Al будет оставаться высокой.

Практически все органическое вещество связывается в данном случае со Fe и Sc, при этом в водах, характеризующихся окислительной обстановкой относительное содержание комплексов Fe и Sc с гумусовыми веществами достигает 100%, и только в водах с восстановительной обстановкой (ОБ4) их относительное содержание снижается. При этом абсолютное содержание комплексов Sc и Fe с гумусовыми веществами остается на прежнем уровне. Это происходит за счет того, что под влиянием окислительно-восстановительной обстановки в этой точке железо и скандий накапливаются в форме простых ионов Fe^{2+} и Sc^{3+}. Также восстановительная обстановка препятствует выпадению из раствора гидроокислов Fe при сравнительно высоких его концентрациях. Следует отметить, что если Fe имеет сильное сродство с ФК: почти все содержащееся в исследуемых водах железо связывается комплексом $Fe(OH)_2Fu^-$ (за исключением пробы ОБ4, которая упоминалась выше, и в которой железо

накапливается в форме Fe^{2+}), то Sc имеет большее сродство с ГК (рис. 4). Более высокую степень сродства с ГК, по сравнению с ФК показывает также Ce.

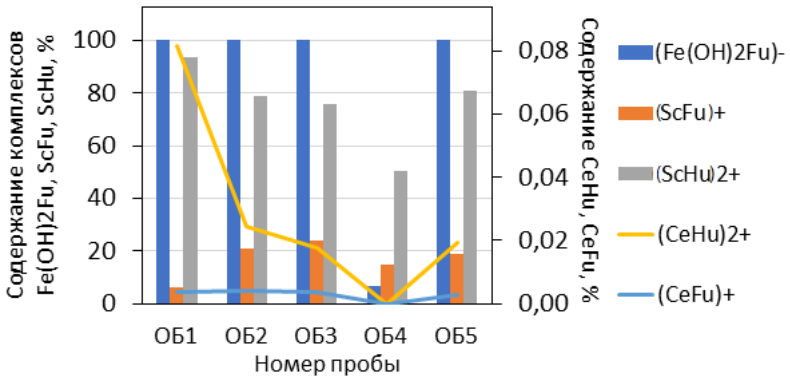


Рис. 4. Содержание комплексов Fe, Sc, Ce с ФК и ГК в водах Обского болота

Тенденция к уменьшению относительного содержания комплексов с F^- в водах антропогенно нарушенного участка проявляется и при миграции La и Ce, которые были включены в модель для того, чтобы предварительно оценить формы миграции лантаноидов в исследуемых водах. Что касается комплексов с карбонат- и гидрокарбонат-ионом, то для La их относительное содержание остается практически неизменным во всех пробах независимо от концентрации гидрокарбонат- и карбонат-иона в исследуемых водах, в то время как для Ce относительное содержание $CeHCO_3^{2+}$ незначительно увеличивается в водах, отобранных в пределах антропогенного участка, т.е. с увеличением концентрации гидрокарбонат-иона. Следует отметить, что основной формой миграции La является комплекс с карбонат-ионом, а для Ce – простой ион Ce^{3+} (рис. 2). В целом полученные данные не противоречат результатам, ранее полученным другими авторами для поверхностных вод (Харитонова и Вах, 2015, Moermond et al., 2001, Tang and Johannesson, 2003), однако обращает на себя внимание повышение доли простого иона при миграции Ce, что должно быть характерно для более кислых вод (Tang and Johannesson, 2003). Полученный результат нельзя объяснить приведенной Харитоновой и Вах (2015) гипотезой об увеличении способности к комплексообразованию от лёгких лантаноидов к тяжелым в пределах одного геохимического типа воды и сходного pH, поскольку и La, и Ce относятся к легким лантаноидам и в данном исследовании показывают разную способность к образованию комплексов. Вопрос моделирования комплексообразования лантаноидов требует дальнейшей проработки.

Ртуть в водах, отобранных в пределах условно фонового участка, мигрирует в форме гидроксокомпекса (рис. 2а), в то время как в водах в пределах антропогенно нарушенного участка превалирует комплекс с ионом Cl^- (рис. 2б), что очевидно связано со значительным повышением концентрации последнего в водах антропогенного участка.

Мышьяк мигрирует в форме комплексов с гидроксил-ионом, кислородом и водородом, при этом распределение мышьяка между возможными формами миграции во всех изученных объектах практически идентично (рис. 2).

Во всех изученных пробах из раствора выпадает схожий набор минералов: доломит, кальцит, магнезит, гиббсит и гетит. Наиболее существенным отличим является повышенная относительно остальных точек опробования масса гетита (2,1 мг/л), выпадающая из воды в точке ОБ5 (антропогенно нарушенный участок), при этом концентрация растворенного в воде Fe сравнительно высокой (2,01 мг/л), очевидно, что достаточно низкое значение Eh (80 мВ) способствует накоплению Fe. Следует отметить, что в точке ОБ4 (антропогенный участок), которая также характеризуется высокой концентрацией железа (2,93 мг/л), осаждению гидроксида железа препятствует восстановительная обстановка, что способствует его накоплению в форме Fe^{2+}.

Благодарности. Моделирование форм миграции и осаждения химических элементов в водах Обского болота проведено за счет средств РНФ (проект № 19-77-00014). Полевые и аналитические исследования вод Обского болота поддержаны РФФИ (проект № 18-55-80015).

Список литературы

1. Букаты М.Б. ПК HydroGEo. Руководство пользователя. Томск, 2008. 64 с.

2. Задуницкий Я.Н., Казакова И.И., Маркова В.Д. Торфяные месторождения Томской области. М.: Геолторфразведка, 1971. 306 с.
3. Левшина С.И. Роль гумусовых кислот в миграции металлов в речных водах Приамурья // Водные ресурсы. 2015. Т.42. №6. С. 635-646.
4. Савичев О.Г., Мазуров А.К., Рудмин М.А., Хващевская А.А., Даулетова А.Б. Изменения химического состава кислотных вытяжек по глубине торфяной залежи внутриболотных экосистем Васюганского болота (Западная Сибирь) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т.329. № 9. С. 101–116.
5. Харитонова Н.А., Вах Е.А. Редкоземельные элементы в поверхностных водах Амурской области. Особенности накопления и фракционирования // Вестник Томского государственного университета. 2015. Т.396. С. 232-244.
6. Courtign E., Vandecasteele C., Dams R. Speciation of aluminium in surface water // Science of the Total Environment. 1990. V.90. P. 191-202.
7. Lee Y.H. Aluminium speciation in different water types // Ecological Bulletins. 1985. V.37. P. 109-119.
8. Moermond C.T.A., Tijink J., Van Wezel A.P., Koelmans A.A. Distribution, speciation, and bioavailability of lanthanides in the Rhine-Meuse Estuary, the Netherlands // Environmental Toxicology and Chemistry. 2001. V.20. №9. P. 1916-1926.
9. Tang J., Johannesson K.H. Speciation of rare earth elements in natural terrestrial waters: Assessing the role of dissolved organic matter from the modeling approach // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. V.67. №13. P. 2321-2339.

Благороднометалльная минерализация в рудах дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала

Степанов С.Ю.[1], Паламарчук Р.С.[1], Петров С.В.[2], Михайлов В.В.[1]

[1] *Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Stepanov-1@yandex.ru*

[2] *Санкт-Петербургский государственный университет*

Введение. Платиноносный пояс Урала представляет собой сложную структуру, в которой пространственно, и часто генетически, сопряжены интрузивные массивы и вулканические толщи (Иванов, 1997). Преобладающий процент среди интрузивных комплексов Платиноносного пояса Урала приходится на дунит-клинопироксенит-габбровые интрузивы. При этом клинопироксенит-дунитовые массивы могут быть обособлены от габброидов, а различные разновидности габбро могут формировать отдельные крупные плутоны.

За более чем двухсотлетнюю историю изучения Платиноносного пояса Урала, начавшуюся с исследования россыпных объектов, практически во всех породах дунит-клинопироксенит-габбровой формации были установлены рудные месторождения и проявления платиноидов. В пироксенитах и габбро платиноидная минерализация часто сопровождается повышенными концентрациями золота. Все эти месторождения имеют различный промышленный потенциал. Например, в ближайшее десятилетие хромит-платиновые руды, обнаруженные в дунитах, навряд ли могут стать предметом промышленной отработки. В то же время медные руды с повышенными содержаниями благородных металлов, прежде всего палладия и золота, активно разрабатываются на Волковском месторождении. При этом минералы благородных металлов, обычно не имеющие промышленного значения, могут быть ценным источником генетической информации, положенной в основу осознания эволюции петро- и рудогенеза в интрузивах дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Главная цель исследований – на основании изучения минералов благородных металлов оценить эволюцию процессов петро- и рудогенеза в интрузивных комплексах дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Для этого были изучены рудные концентраты, полученные при гравитационном обогащении проб хромититов, дунитов, верлитов, клинопироксенитов, оливиновых и амфиболовых габбро. Пробы были отобраны в результате систематических исследований, проводимых на протяжении пяти лет, в пределах Нижнетагильского, Светлоборского, Каменушенского, Павдинского, Серебрянского и многих других массивов Платиноносного пояса Урала.

Результаты. Изучение минералов благородных металлов было проведено для дунитов, клинопироксенит и габброидов. В дунитах основное внимание было уделено хромит-платиновому оруденению. В клинопироксенитах изучались, как большинство разновидностей этих пород (роговообманковые, флогопитовые, оливинсодержащие и др. клинопироксениты), так и вкрапленные сульфидные руды. В габбро были детально исследованы вкрапленные халькопирит-борнитовые руды.

По результатам изучения более 200 рудных концентратов в дунитах и хромититах было установлено преобладание Pt-Fe интерметаллидов (изоферроплатина и железистая платина) над другими минералами платиновой группы (МПГ). В этих интерметаллидах диагностировано большее количество разнообразных включений. Среди них преобладают Os-Ir-(Ru) интерметаллиды. В изоферроплатине и железистой платине практически повсеместно обнаруживается распад иридия. Часто встречаются отдельные довольно крупные скопления самородного иридия. Столь же широко распространены пластинчатые кристаллы осмия, обычно содержащего значительную примесь иридия и редко рутения. Среди включений необходимо отметить минералы изоморфных рядов кашинит-бауит и лаурит-эрликманит. Относительно редко встречаются сульфиды и арсениды элементов платиновой группы. В дунитах и хромититах, особенно в крупных дунитовых массивах, где дуниты фрагментарно сильно серпентинизированы, по первичным изофероплатине и железистой платине получили развитие вторичные МПГ (минералы ряда тетраферроплатина–туламинит и др.). В редких случаях включения в Pt-Fe интерметаллидах также подвергаются замещению вторичными минералами.

Изучение рудных концентратов, полученных при гравитационном обогащении проб клинопироксенитов и исследование этих пород в полированных шлифах (рис.1) позволили установить в качестве включений в породообразующих силикатах, магнетите и сульфидах: меренскиит, стибиопалладинит котульскит, лафламеит, сопчеит, темагамит, гессит и электрум. Преобладающее большинство зёрен этих минералов встречается в виде микровключений в борните и реже халькопирите. Таким образом в клинопироксенитах зональных массивов ППУ минералы палладия отчётливо преобладают над минералами платины.

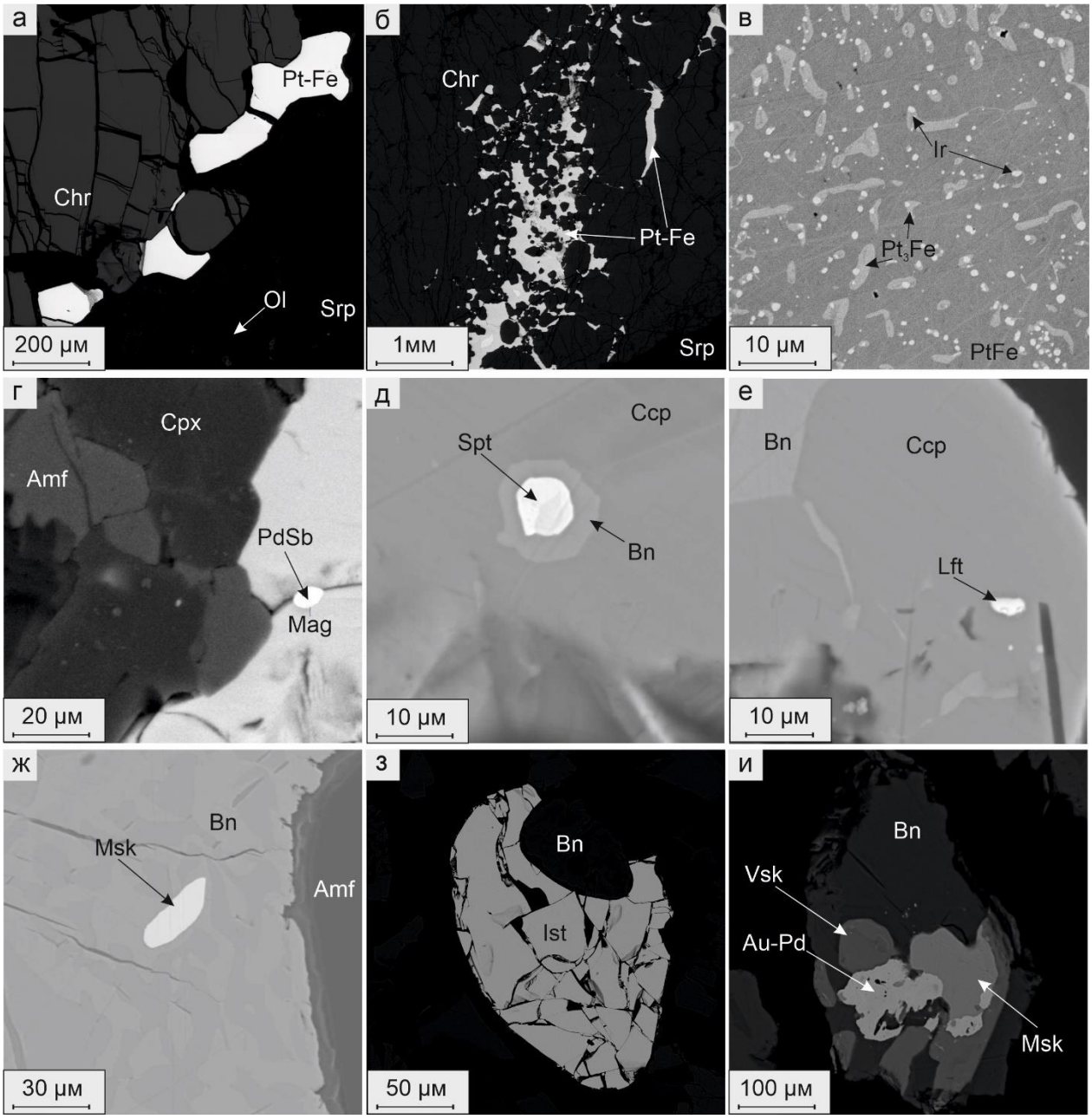


Рис. 1. Минералы платиновой группы из пород и руд зональных дунит-клинопироксенит-габбровых интрузивов: а–в – из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов; г – из магнетитовых роговообманковых клинопироксенитов Светлоборского массива, д, е – из оливиновых клинопироксенитов, обогащённых борнитом и халькопиритом; ж–и – из борнитовых руд в габбро Серебрянского камня. Условные обозначения минералов: Pt-Fe – железо-платиновые интерметаллиды, Pt_3Fe – изоферроплатина, PtFe – тетраферроплатина, Ir – иридий; Chr – хромит, Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Amf – амфибол, Mag – магнетит, PdSb – стибиопалладинит, Ccp – халькопирит, Bn – борнит, Spt – сопчеит, Lft – лафламеит, Msk – меренскиит, Ist – изомертьерит, Vsk – высоцкит, Au-Pd – палладийсодержащее золото.

В габбро Серебрянского массива, а также в связанных с ними халькопирит-борнитовыми рудах, и в медно-титаномагнетитовых рудах Волковского месторождения, как и в

клинопироксенитах минералы палладия преобладают над минералами платины и довольно широко распространено самородное золото. При этом среди минералов платиновой группы преобладают теллуриды и сульфиды. Среди минералов платиновой группы в сульфидных рудах из габбровых массивов были установлены: меренскиит, высоцкит, соболевскит, боровскит, арсенопалладинит, изомертьерит и целый ряд соединений не имеющих собственных названий. Относительно редко в халькопирит-борнитовых рудах из габбро Серебрянского камня встречаются интерметаллиды: бортниковит, Cu-Pd-Pt сплавы. Важной спецификой сульфидных руд в габбро Серебрянского и Волковского массивов является широкое распространение самородного золота с различным содержанием серебра и редко незначительной примесью меди.

Обсуждение результатов и выводы. Минералы платиновой группы в породах зональных дунит-клинопироксенит-габбровых интрузивах изучены с разной детальностью. Наибольшее внимание было уделено исследованию платиновой минерализации, связанной с дунитами и хромититами. С меньшей степенью детальности изучены минералы платиной группы в комплексных рудах Волковского типа (Мурзин и др., 1988; Аникина, Алексеев, 2010; Михайлов и др., 2018 и др.). Единичные и отрывочные сведения приводятся о минералах платиновой группы в клинопироксенитах (Волченко, 1969). Детально описана лишь платиноидная минерализация в пироксенитах Баронского рудопроявления (Zaccarini et al., 2004). Анализ работ предшественников позволяет сделать вывод, что изученная при выполнении данного исследования совокупность проб, впервые охватывает платиноидная минерализацию во всех породах дунит-клинопироксенит-габбровых массивов. При этом охарактеризованы минералы платиновой группы как с давно известных рудных объектов, так и из малоизученных или новых рудопроявлений.

При сравнении наборов минералов платиновой группы в дунитах, клинопироксенитах и габбро зональных комплексов Платиноносного пояса Урала, прежде всего, обращает на себя внимание контрастное отличие минерализации дунитов от других пород. В дунитах и хромититах преобладают Pt-Fe интерметаллиды. Их широкое распространение наряду с повышенным распространением иридиевых минералов (в том числе самородного иридия) обуславливают Ir-Pt геохимическую специфику, характерную для дунитов из зональных массивов Урало-Аляскинского типа (Малич и др., 2013; Tessalina et al., 2015; Степанов и др., 2020). Тем временем в клинопироксенитах и габбро среди МПГ наибольшее распространение имеют минералы палладия с преобладанием сульфидов и теллуридов. В этих породах благороднометалльная минерализация пространственно и генетически сопряжена с сульфидами (борнитом и реже халькопиритом).

Значительные различия парагенезисов минералов платиновой группы в дунитах по сравнению с клинопироксенитами и габбро позволяет предположить различное влияние раннемагматических и позднемагматических процессов на становление рудной минерализации. В дунитах широкое распространение имеют относительно высокотемпературные ассоциации МПГ. Генетические особенности индивидов этих минералов и закономерности их сонахождения с другими рудными и силикатными минералами (Козлов и др., 2019; Степанов и др., 2020) позволили сделать вывод о ведущей роли раннемагматических процессов в становлении платиноидной минерализации, что согласуется с результатами других исследователей (Толстых, 2011; Johan, 2002). Особенности распространения халькопирит-борнитовой минерализации, обычно содержащей повышенные концентрации МПГ, в клинопироксенитах и габбро, взаимоотношения сульфидных агрегатов с силикатной матрицей позволяют предположить определяющую роль позднемагматических процессов в развитии благороднометалльной минерализации в этих породах.

В последнее время появились представления об отсутствии генетической связи между клинопироксенит-дунитовыми массивами и габбровыми плутонами в пределах Платиноносного пояса Урала (Ефимов, 2009; Малич и др., 2013; Tessalina et al., 2015). Однако установленные закономерности проявления благороднометалльной минерализации скорее свидетельствует об отсутствии генетической связи между дунитами и клинопироксенитами,

но это предположение противоречит особенностям геологического строения как отдельных клинопироксенит-дунитовых массивов, так и дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов. Закономерности распространения клинопироксенитов и габбро в пределах Качканарского и Конжаковского массивов позволяют предположить генетическую связь этих пород, что косвенно может подтверждаться схожими ассоциациями МПГ в этих породах, а также аналогичными процессами развития благороднометалльной минерализации и как следствие благороднометалльной геохимической специфики. В заключение, необходимо отметить, что закономерности распространения минералов благородных металлов в дунитах, клинопироксенитах и габбро Платиноносного пояса Урала позволяют говорить о генетическом единстве этих пород с однонаправленной эволюцией рудообразования. При этом в дунитах формирование МПГ происходило преимущественно на магматическом этапе, а в клинопироксенитах и габбро формирование благороднометалльной минерализации было связано с позднемагматическими процессами.

Список литературы

1. Аникина Е.В., Алексеев А.В. Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера. 2010. №5. С.75-100.
2. Волченко Ю.А. Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) // Труды института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. 1969. С. 180-188.
3. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: современное состояние представлений о геологии, природе и истории формирования уникального российского объекта // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург, 2009. Т.1. С.176-179.
4. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
5. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Кнауф В.В., Мейзел Т. Минералого-геохимические ассоциации платиноидов дунит-гацбургитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов // Ежегодник-2012, Тр. ИГГ УрО РАН, Вып. 160. 2013. С. 255-260.
6. Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А. Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале // Доклады АН СССР. 1988. Т. 300. №5. С. 1200-1202.
7. Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Козлов А.В., Петров С.В., Шиловских В.В. Эволюция платиноидной минерализации в интрузивных комплексах дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала // Металлогения древних и современных океанов. 2020. С. 124-128.
8. Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775-793.
9. Johan Z. Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // The geology, geochemistry and mineral beneficiation of platinum-group elements (Cabri l.J. ed.). Special volume 54. Canadian Institute of mining, metallurgy and petroleum. 2002. P. 669-719.
10. Tessalina, S.G., Malitch, K.N., Auge, T., Puchkov, V.N., Belousova, E., McInnes, B.I.A., 2015. Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite–dunite massif, Uralian Platinum Belt, Russia: Insights from PGE and Os isotope systematics. J. Petrol. 2015. V. 56. №12. P. 2295-2318.

Геохронология метаморфизованных интрузивных базитов Беломорского подвижного пояса

Суханова М.А.[1,2], Сальникова Е.Б[1]., Степанова А.В.[3]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, mariia.sukhanova.01@mail.ru
[2]Институт наук о Земле СПбГУ
[3]Институт геологии КарНЦ РАН

В ходе метаморфических преобразований изменениям подвержены не только породообразующие минералы, но и акцессорные фазы горных пород. Так, например, в условиях амфиболитовой фации бадделеит (ZrO_2) в базитах часто замещается цирконом ($ZrSiO_4$). В результате образуются агрегаты, состоящие из бадделеитового ядра и поликристаллической оболочки, сложенной цирконом. Соотношение размера ядра и толщины оболочки может быть очень разным: встречаются и зерна с очень тонкой субмикронной оболочкой, и зерна, практически полностью состоящие из поликристаллического циркона (Heaman, LeCheminant, 1993; Davidson, van Breemen, 1988). В этом случае возраст бадделеита соответствует возрасту кристаллизации породы, а возраст циркона – возрасту метаморфизма. Следовательно, получение информации о возрасте каждой фазы кристаллов позволило бы расшифровать историю формирования и преобразования базитов.

Как правило, для получения информации о возрасте полифазных акцессорных минералов-геохронометров используются локальные U-Th-Pb исследования (SIMS, LA-ICP-MS). Однако, как известно, ограничением этих методов является низкая, относительно метода ID-TIMS, точность, особенно для цирконов с низким содержанием U.

Нами был проведен ряд экспериментов, направленных на «химическое» разделение бадделеита и циркона в композитных зернах, и их последующие U-Pb исследования. Для проведения экспериментов была выбрана проба габброноритов Амбарнского массива, расположенного в центральной части Беломорского подвижного пояса. Тела оливиновых габброноритов прорывают тоналитовые гнейсы фундамента и совместно с ними участвуют в преобразованиях в условиях амфиболитовой фации (Степанова и др., 2019).

С помощью водной методики (Söderlund, Johansson, 2002) из пегматоидного габбронорита было выделено более 150 зерен циркона и бадделеита размером 30-150 мкм. Из них два зерна бадделеита однородны и обладают хорошей сохранностью, в то время как на остальных зернах присутствуют оболочки различной мощности. U-Pb возраст проанализированных единичных зерен бадделеита составляет 2411±6 млн лет и соответствует возрасту кристаллизации габброноритов.

С целью оценки возраста метаморфических преобразований для экспериментов по «химическому» разделению разных фаз были выбраны зерна с оболочками максимального размера (по 5-12 зерен для каждого эксперимента). Метод разделения основан на различной скорости химического разложения бадделеита и циркона в HF. Были проведены четыре серии экспериментов с различной температурой (110°C и 220°C) и временем (30 и 60 минут) экспозиции в HF. Аликвоты выщелоков и нерастворенные остатки далее анализировались в соответствии с модифицированной методикой Т.Е. Кроу (1973), использовался ^{235}U-^{202}Pb трассер. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом и динамическом режимах при помощи счетчика ионов.

В результате экспериментов обнаружилось, что при температуре 220°C даже в течение 30 минут происходило практически полное разложение кристаллов, и лишь субмикронные фрагменты оболочек визуализировались. При температуре 110°C оболочки в целом сохранили форму, а в некоторых случаях сохранялись и ядра бадделеита.

Экспериментальные точки, соответствующие изотопному составу проанализированных выщелоков (220°C, 60 минут; 110°C, 60 минут) и остатка (110°C, 30 минут) после обработки плавиковой кислотой, аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2442±28 млн лет, а нижнее пересечение отвечает возрасту 1893±35 млн лет (СКВО=0.54). Величина возраста, определяемого верхним пересечением дискордии, в пределах ошибки совпадает со значением возраста бадделеита из изученных

габброноритов. Возраст, соответствующий нижнему пересечению близок к возрасту раннепротерозойского метаморфизма, проявленного в пределах Беломорского подвижного пояса (Слабунов и др., 2016).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437) и темы НИР АААА-А18-118020290085-4 ИГ КарНЦ РАН.

Список литературы

11. Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А., Жанг Л., Кевлич В.И. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН. 2016.Т. 467. № 1. С. 71–74.
12. Степанова, А.В., Егорова, С.В., Бабарина, И.И., Азимов, П.Я., Степанов, В.С., Ларионов, А.Н. Интрузивные базиты с возрастом 2.22 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита — геохронология, геохимия, тектонические следствия // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург. 2019. С. 219–220.
13. Davidson A., van Breemen O. Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: implications for geochronology // Contrib. to Mineral. Petrol. 1988. Vol. 100, № 3. P. 291–299.
14. Heaman L.M., LeCheminant A.N. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO2) // Chem. Geol. 1993. Vol. 110, № 1–3. P. 95–126.
15. Krogh T.E. (1973) Low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim Cosmochim,1973 Vol 37 №3 P. 485–494
16. Soderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO_2). 2002. P. 1–7.

Геохимические особенности пород габброидного массива Корпиярви (Южная Карелия)

Тагирова А.Р.[1], Алфимова Н.А.[1], Матреничев Н.В.[2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, tagirova_ar@mail.ru

[2]ООО «Среднеуральское поисковое бюро»

В рамках картировочных работ по ГДП на листе P-36-XIV в районе оз. Корпиярви (Южная Карелия) были вскрыты массивы интрузивных пород основного состава, в которых при первичном описании керна была установлена пирит-пирротиновая рудная минерализация.

Целью данной работы являлась геолого-геохимическая характеристика габброидов массива Корпиярви и установление их принадлежности к одному из известных комплексов пород габбро-долеритового состава, развитых в районе работ.

Фактическим материалом послужили образцы керна из скважины № 4, отобранные при буровых работах в 2018 г. в ходе комплекса работ «ГДП-200», выполненных компанией ГГУП «СФ «Минерал».

Состав пород определялся методами РФА, полуколичественного спектрального анализа и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (редкоземельные элементы), выполненных в аналитической лаборатории ВСЕГЕИ им. А. П. Карпинского.

В результате петрографических исследований было установлено, что массив сложен метагаббро до амфиболитов, имеющими свежий облик, однако подверженными интенсивным процессам амфиболитизации, эпидотизации и хлоритизации. Изученные породы представляют собой полнокристаллические породы темно-серого цвета в основном массивной текстуры, в некоторых интервалах рассланцованные в различной степени. Состоят в основном из кальциевого амфибола (феррочермакита и железистой роговой обманки) и кислых плагиоклазов (альбита и олигоклаза), из второстепенных минералов – эпидот, хлорит (ряда шамозит – клинохлор), кварц, биотит. Зернистость пород меняется с переходами разностей от мелко до крупнозернистых.

На классификационной бинарной TAC-диаграмме фигуративные точки составов пород попадают в поля габбро, габбро-диоритов и диоритов. На диаграмме AFM (рис. 1) точки составов пород формируют компактное поле, положение которого позволяет определить метагабброиды как породы толеитовой серии повышенной железистости, или Fe-толеиты. Они имеют относительно высокую магнезиальность (Mg# от 0,44 до 0,74, в среднем 0,56). Для них характерна небольшая дифференцированность по кремнезему – от 45 до 55%, сумме щелочей – от 2,5 до 4,5% и MgO – от 2 до 6%. По содержанию Al_2O_3 породы можно отнести к умеренно глиноземистым с вариациями коэффициента глиноземистости от 0,5 до 1,5.

Значительные вариации наблюдаются для оксидов титана (от 0,9 до 3%), железа (от 12 до 23%), для которых характерно уменьшение содержаний вверх по скважине, и кальция (от 6 до 13%), для которого характерно увеличение содержаний в том же направлении.

Метагабброидам по разрезу свойственна в целом одинаковая степень фракционированности лантаноидов. Кривая распределения РЗЭ, нормированных к примитивной мантии (рис. 2), в породах массива характеризуется плавным наклоном. La/Yb_n отношение составляет от 2,9 до 4,5.

Стоит отметить схожесть кривых распределения РЗЭ для пород массива и E-MORB, однако породы массива более деплетированны тяжелыми редкоземельными элементами. La/Sm отношения для габброидов варьируют от 1.7 до 3.0, La/Nb – от 0.7 до 1.8, что также может свидетельствовать о том, что магмы происходят из обогащенного источника (Condie, 2016).

В пределах листа P-36-XIV в настоящее время выделяются три комплекса основных интрузивных пород (по материалам отчета о геол. съемке на листе P-36-XIV):

1. Позднелопийский Тулосозерский комплекс габбро-диорит (эндербит) – плагиогранитовый, породы которого распространены в восточной части листа.
2. Людиковийский соанлахтинский субвулканический комплекс габбро-долеритов, распространенных в юго-западной части на границе Карельского массива с аккреционным комплексом Свекофеннид.

3. Людиковийский габбро-долеритовый гипабиссальный комплекс, породы которого широко развиты по всей площади.

Для изученного по керну скважины №4 массива Корпиярви не установлено геологических взаимоотношений с вмещающими породами, поэтому одной из итоговых задач было уточнение принадлежности массива Корпиярви к одному из перечисленных комплексов по петрологическим и геохимическим признакам.

Из описанных в районе работ наиболее вероятным геологическим аналогом для изученных пород представляются породы габбро-долеритового гипабиссального комплекса, отнесенные на предыдущем этапе работ к единому, людиковийскому возрасту (по материалам отчета ГГУП «СФ «Минерал»). Они сложены роговой обманкой (чаще обыкновенной, реже актинолитовой) и плагиоклазом (преимущественно альбитизированным и олигоклазом), содержат мелкие зерна эпидота и биотита. Из акцессорных минералов характерны рудные (магнетит, титаномагнетит, пентландит, титанит, ильменит, пирит, халькопирит, пирротин, рутил). Структура пород в большинстве случаев реликтовая офитовая.

Фигуративные точки химического состава пород этого комплекса образуют ярко выраженный феннерровский тренд дифференциации. Железистые толеиты массива Корпиярви на диаграмме АФМ продолжают этот тренд и находятся в его верхней, наиболее железистой части (рис. 1).

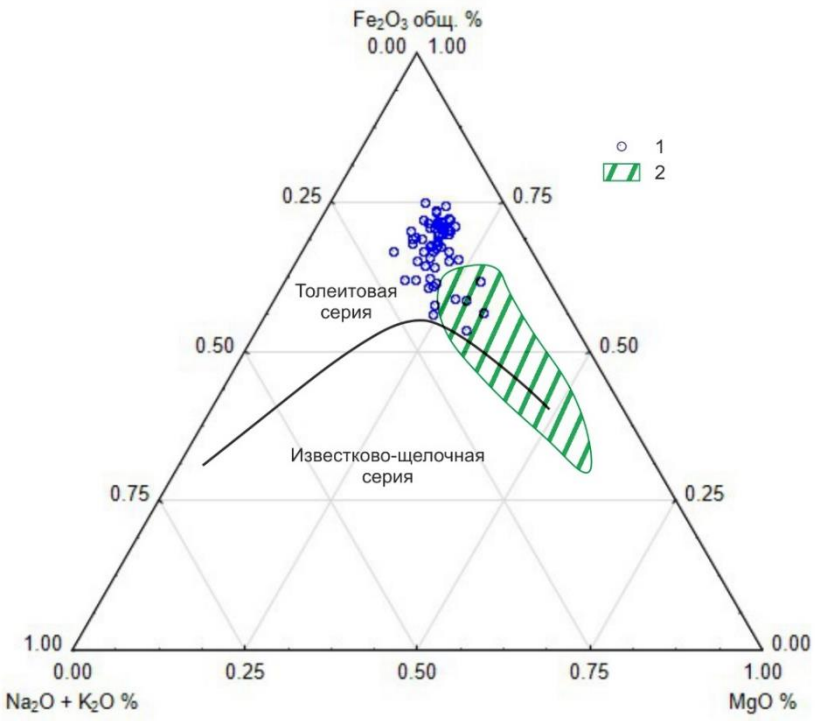


Рис. 1. Классификационная диаграмма AFM по (Wilson, 1989): 1 – габброиды массива Корпиярви, 2 – габбро-долериты гипабиссального комплекса (по материалам отчета о геол. съемке на листе P-36-XIV)

Характер распределения РЗЭ в породах массива Корпиярви схож с таковым для габброидов людиковийского возраста в районе работ. Метадолеритам гипабиссального комплекса свойственна разная степень фракционированности лантаноидов с меняющимися наклонами линий распределения РЗЭ от горизонтальных до слабо наклонных (La_N/Lu_N=0.8-11.4). Породы массива Корпиярви демонстрируют сходный характер распределения РЗЭ с наиболее фракционированными разностями (рис. 2).

Кроме того, породы массива Корпиярви характеризуются широким разбросом Zr/Y (от 2.4 до 24.3), Nb/Th (от 1.5 до 14.5) и Zr/Nb (от 10.5 до 22.4) отношений и небольшой дифференцированностью Nb/Y (от 0.12 до 0.55) отношения, образуя на дискриминационных диаграммах (рис. 3) с породами гипабиссального комплекса единую группу.

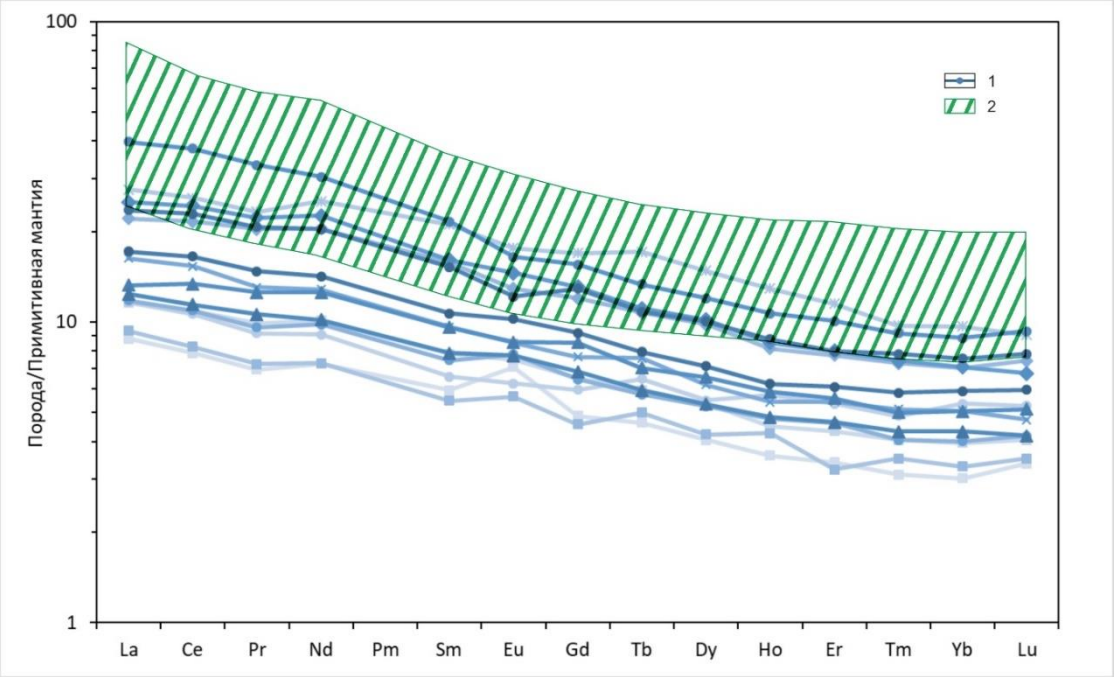


Рис. 2. Диаграмма распределений редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989): 1 – габброиды массива Корпиярви, 2 – габбро-долериты гипабиссального комплекса

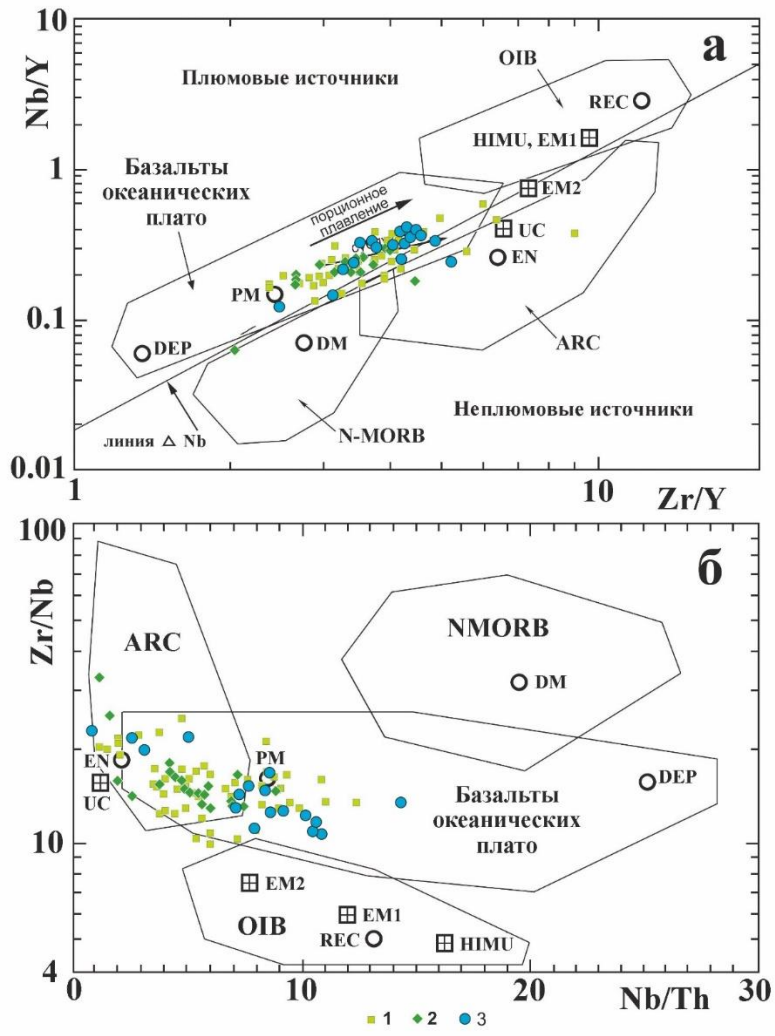


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы Nb/Y–Zr/Y и Zr/Nb–Nb/Th (Condie, 2005).

OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, ARC – базальты островных дуг, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EM1 и EM2 – обогащенная мантия, REC – рециклированный компонент;

1-2 – габбро-долериты гипабиссального комплекса (по материалам отчета о геологической съемке на листе P-36-XIV), 3 – габброиды массива Корпиярви

В литературе приведенные выше значения отношений редких элементов объясняются непосредственным участием плюмовых источников при формировании родоначальных магм (Condie, 2005).

Таким образом, породы массива Корпиярви обнаруживают явное сходство с породами габбро-долеритового гипабиссального комплекса по минеральному составу, петрохимическим и геохимическим характеристикам, что позволяет отнести его к данному комплексу.

Однако то, что габброиды Корпиярви лежат на продолжении феннеровского тренда дифференциации относительно пород комплекса, позволяет предположить единство источника магм, но более позднюю кристаллизацию пород массива Корпиярви.

Список литературы

1. Condie, Kent C. Earth as an Evolving Planetary System (1st Edition). Academic Press, 2005. 350 p.
2. Condie, Kent C. Earth as Evolving Planetary System (3rd Edition). Academic Press, 2016. 430 p.
3. Sun, S.-S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic bas-alts: 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, pp. 313–345.
4. Wilson, M. Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, 1989. 466 p.

Россыпное золото реки Генералка (Свердловская область)

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 и снижения себестоимости добычи с развитием технологий, в ближайшем будущем значение мелких россыпных месторождений возрастет.

Объект исследования – мелкое золото-платиновое россыпное месторождение Генералка. Научные работы по данному месторождению к настоящему времени практически отсутствуют. Известны только единичные работы (Паламарчук и др., 2019), в которых широко освещается минерализация МПГ данной россыпи, однако опубликованных современных научных трудов по золоту не имеется совсем. В этом исследовании основное внимание уделено золотометальной минерализации россыпного месторождения Генералка, цель исследования - определение возможного коренного источника россыпного золота.

Месторождение находится в долине одноименной реки Генералка, протяжённость россыпи до 3 км. В геологическом отношении данная территория принадлежит Тагильской мегазоне Среднего Урала. Река протекает среди измененных вулканитов мариинского комплекса(O_3). Исток реки находится в низине между г. Генеральской, сложенной теми же изменёнными вулканитами, и г. Саранной, сложенной оливиновыми габбро (качканарский комплекс). Примечательно, что гора Генеральская прорвана позднеордовикскими плагиогранитами кривинского комплекса.

Инструменты и методы. Проба была взята из речного разреза – отобрано 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. 2 а-в), проведен рентгеноспектральный микроанализ поверхности этих зёрен (рис. 2 г-е), после этого из зёрен были изготовлены два аншлифа и, таким образом, далее произведён рентгеноспектральный микроанализ внутреннего пространства золотин (рис. 2 ж-и). Из гальки оливинового габбро (качканарский комплекс) и щебня метавулканитов (мариинский комплекс) были изготовлены шлифы (15 штук), которые были проанализированы под бинокуляром в естественном и поляризованном свете. Далее щебень и галька были измельчены в дробилке, из получившихся протолочек была выделена тяжёлая магнитная фракция обеих пород. Из этих фракций изготовлены аншлифы, исследованные методом рудной микроскопии. 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, а также в ходе рентгеноспектрального микроанализа получены изображения BSE поверхности зёрен и их внутреннего пространства после изготовления из них аншлифов. Размер зёрен колеблется в пределах от 0,2 до 1,5 мм при среднем значении 0,6 мм. После изучения фотографий и изображений BSE было выделено две группы золотин, различающихся по окатанности, форме, рельефу и наличию механических примесей на поверхности. Зёрна первой группы имеют достаточно сложную форму и рельеф поверхности, угловатые выступы и выклинивающимися ответвления. Они плохо и среднеокатанные. Среди них встречалось полностью покрытое порами, заполненными кварцем, губчатое золото, а также палочковидное золото и комковидные золотины. Однако в этой группе чаще всего представлены зёрна уплощённой формы, по толщине (менее 0,1 мм), соответствующие плёнкам. В более общем смысле такое золото называют прожилковым (Петровская, 1973). На нём часто встречаются поры, иногда они заполнены кварцем. Исходя из выше описанных признаков, можно предположить, что эти золотины первой группы первоначально росли в прожилках совместно с кварцем и испытали ближний снос. Кроме этого, на поверхности зёрен

согласно рентгеноспектральному микроанализу, помимо кварца, встречается множество механических примесей, представленных глинистыми минералами, гидроксидами железа, эпидотом и плагиоклазом, которые, по данным других исследований, должны исчезать при переносе более чем на 1 км (Townley et al., 2003).

Ко второй группе относятся зёрна, морфология которых свидетельствует о более дальнем переносе – они хорошо окатанные, у некоторых зёрен наблюдаются будто полированные поверхности, что согласно другим исследованиям, происходит при переносе на сотни метров и более чем километр (Townley et al., 2003).

Эти две группы отличаются и по другим признакам. Согласно рентгеноспектральному микроанализу внутреннего состава золотин, проба золота в ядрах разных зёрен варьирует от 620 до 890 и, к тому же, наблюдается бимодальное распределение пробы (рис. 2 к) (учитывалась проба только в ядрах зёрен, т.к. в каймах многих золотин наблюдается повышение пробы до 1000, что связано с выщелачиванием серебра уже в экзогенных условиях). Подобное интерпретируется другими исследователями как разные коренные источники золотин (Grant, 1991). В связи с бимодальным распределением было выделено две группы золотин по пробе: 820-890, которая в работе будет называться высокопробным золотом, и 620-740, будет называться низкопробным, эти группы были сопоставлены по некоторым признакам (таблица 1). Выяснилось, что они отличаются по механическим и химическим примесям. Замечено, что высокопробные золотины на изображениях BSE в шлифах имеют более неправильные и угловатые очертания, а низкопробные более округлые. Отсюда, высокопробные золотины, вероятно, соответствуют вышерассмотренной группе неокатанных и среднеокатанных золотин ближнего переноса, низкопробные – округлым дальнего. Таким образом, имеется две группы зёрен, отличающиеся по степени окатанности, сложности рельефа поверхности, механическим примесям на поверхности и химическим внутри золотин, пробе золота в ядрах зёрен. Эти две группы, вероятно, имеют два различных и разноудаленных коренных источника.

Стоит сопоставить группу низкопробного и высокопробного золота с возможными коренными источниками – пунктами минерализации и рудопроявлениями Au в радиусе первых километров от точки пробоотбора (рис. 1). В пунктах минерализации аляскинского типа (Haeussler, 1995) золото локализуется в жилах и прожилках в породах мариинского комплекса, источником энергии же являются интрузии плагиогранитов кривинского комплекса (Десятниченко, 2005). Ближайший коренной источник этого типа может располагаться в обрамлении горы Генеральская, то есть в непосредственной близости от россыпи – гора Генеральская образована интрузивом плагиогранитов кривинского комплекса, вокруг метавулканиты мариинского комплекса. Предполагается, что это и есть коренной источник плохо окатанных высокопробных зёрен ближнего переноса, среди которых наблюдается множество золотин прожилковой формы. Как показано в таблице (таблица 1), для низкопробного золота характерны более высокие содержания Pd, включения колорадоита и гессита. Такие же черты характерны для волковского и баронского типов золотого оруденения (Сазонов, 2001). В сочетании с лучшей окатанностью низкопробных золотин можно сделать вывод, что эти золотины имеют более дальние коренные источники в виде пунктов минерализации бароноского и волковского типа (вероятно, Нясьминский или Матюшин Увал). Возможно, низкопробные золотины попали в долину реки Генералка через промежуточные коллекторы, например, через долину реки Большая Нясьма. Возможно, имел место перенос с помощь ледника. Возможно, что золото попало в долину Генералки через западные притоки, стекающие с Павдинского массива, хотя здесь до сих пор не найдено пунктов минерализации и снос слишком близкий для образования хорошо окатанных и будто полироованных зёрен, однако такой вариант также нельзя исключать.

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.)	0,8%	0,8%
Pd (сред.)	0,5%	0,7%
Включения	pyr, pl, ap, cal, chp, sph	колорадоит, гессит, петцит

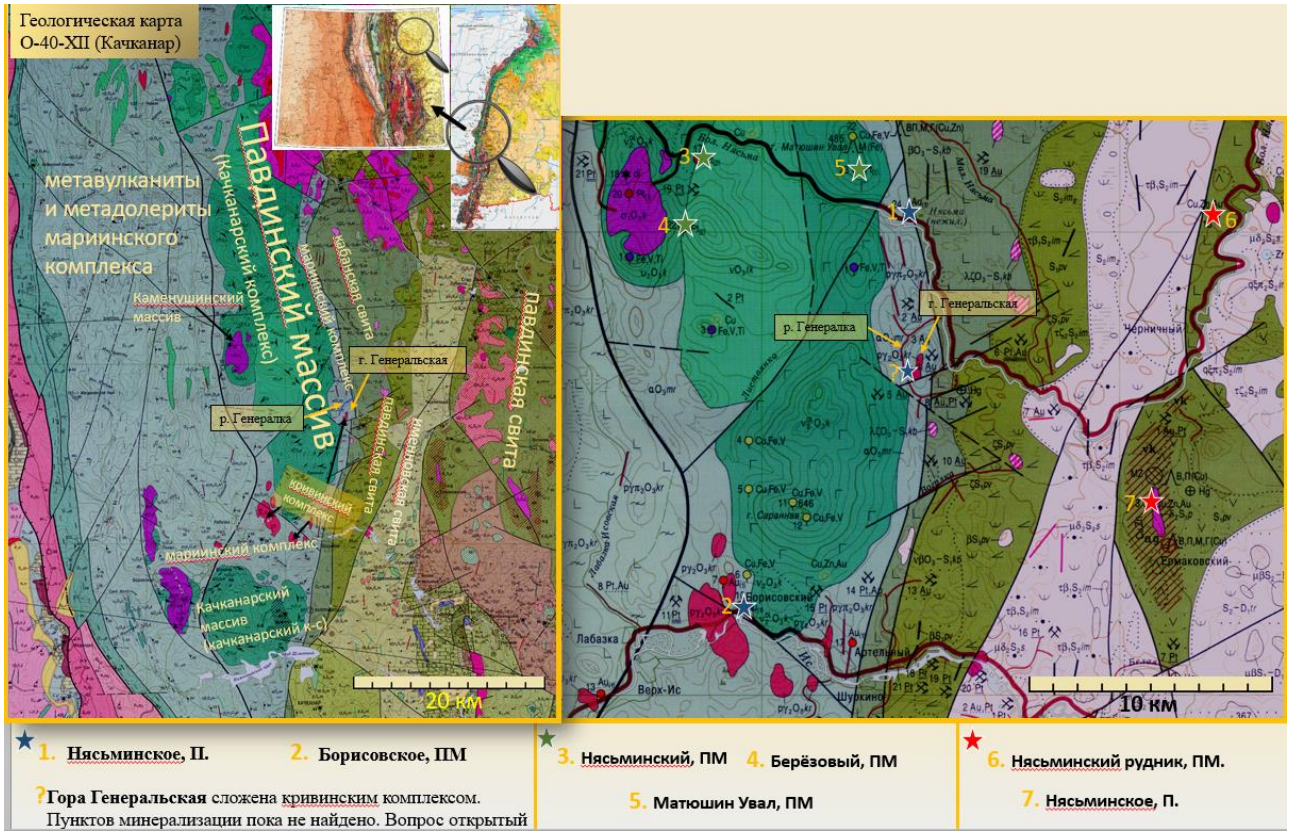


Рис. 1. Геологическая карта и возможные коренные источники золотин.

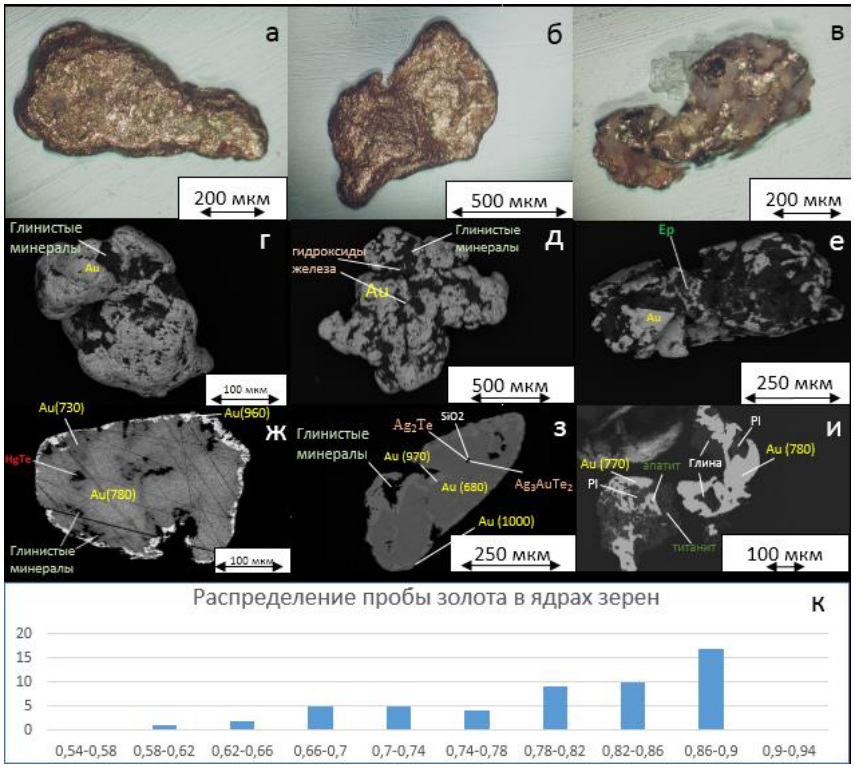


Рис. 2. Морфология и состав зерен самородного золота р. Генералка. Верхний ряд (а-в): фотографии зёрен; 2-ой и 3-ий ряды – изображения BSE (поверхности зёрен и их внутреннего пространства соответсвенно).

Список литературы

5. Буряк В.А. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 148-149 с.
6. Варганов С.Г., Клешнина Ф.В. Отчёт «Составление карты разведанности россыпей золота и платины по району деятельности Исовского прииска, масштаба 1:25 000».
7. Десятниченко Л.И. Государственная геологическая карта РФ Лист О-40-XII (Качканар). Объяснительная записка. ВСЕГЕИ, 2005. 51-55с., 87-89с., 103-104 с.
8. 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.
9. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973.- 347 с.
10. Сазонов В.Н. и др. Месторождения золота Урала. 2-е науч. изд., испр. и доп. Екатеринбург: УГТГА. 2001.
11. Сигов А. П. и др. Отчет о результатах работ по теме: «Геолого-геоморфологические критерии прогнозирования россыпных и рудных месторождений золота Урала» за 1982-1985 тт. 1985.
12. Grant A.H.. The morphology and chemistry of transported gold grains as an exploration tool // Journal of Geochemical Exploration. 1991. №40. Pp. 73-94.
13. 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. 29–38
14. Haeussler P. J. Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska; November 1995. No 11. P. 995 – 998.

Эколого-геохимическая оценка состояния почв водосборной площади и донных осадков озера Дго национального парка «Смоленское Поозерье»

Тиличко Д.Ю.[1], Зеленковский П.С.[1], Цехмистер Е.Н.[1], Хохряков В.Р.[2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет*

[2] *ФГБУ «Национальный парк «Смоленское Поозерье»*

Введение Цели создания любого национального парка в России разнообразны и, на первый взгляд, сложно сочетаются. Например, охрана природных комплексов с одной стороны, и эксплуатация рекреационных ресурсов с другой. Экологическое просвещение и туризм, и мониторинг качества природной среды. Тем не менее, сорок лет развития национальных парков в России показывает, что сочетать, казалось бы, несовместимое –реально. Это возможно в связи с особенностью управления территорией национального парка – наличием функционального деления территории. Именно эта особенность позволяет на территории резервата федерального уровня решать столь разные задачи, как охрана биоразнообразия, мониторинг, рекреация и туризм. Наличие функциональных зон, и комплексный подход, в конечном итоге, позволяют объединять эти разнообразные задачи, а их решение дает важную информацию для выработки управленческих моделей на других ООПТ.

Примером подобной комплексной территории может служить район озера Дго национального парка «Смоленское Поозерье». Озеро Дго имеет ледниковое происхождение, его площадь 234 га, максимальная глубина 15 м, площадь водосбора – почти 14 кв.км. Расположено в понижении живописного валдайского холмисто-моренного рельефа, и имеет рекреационное значение. Памятник природы в пределах национального парка «Смоленское Поозерье» (Кремень А.С., 1977). Вокруг озера оборудовано пять туристических стоянок, в южной части имеются туристические тропы и маршруты, помимо действующих ведется активная разработка новых (Зернов О.И. и др., 2016). Озеро и его водосборная площадь расположены в центральной части национального парка сразу в нескольких функциональных зонах, а значит, влияние человека на разные части одной водной системы сильно разнятся. Южная его часть доступна для туризма и отдыха, рыболовства и пикников на оборудованных стоянках, здесь планируются к созданию несколько экологических троп (Зеленковский и др., 2017;). Район, прилегающий к северной части озера, относится к заповедной зоне и практически недоступен для посещения. На четыре километра длинны озера (с юга на север) меняются четыре категории функциональных зон (от экстенсивного природопользования до особо охраняемой зоны). Таким образом, район озера Дго является сложным объектом, рациональная эксплуатация которого требует комплексного подхода, а главное – четкого контроля антропогенного воздействия. Одним из основных инструментов контроля и прогноза состояния компонентов природной среды является мониторинг. Мониторинговые работы в акватории и водосборной площади озера позволяет оценить, насколько влияет антропогенная деятельность в южной части на весь объект в целом, организовать использование рекреационного ресурса без ущерба для природных комплексов, разработать новые методики оценки качества компонентов окружающей природной среды. В качестве первоочередной задачи при подобных комплексных оценках территории чаще всего выступает оценка состояния почв (контроль состояния водосборной площади) и донных осадков (контроль состояния водоема).

Комплексный эколого-геохимический мониторинг включает в себя определение концентраций в природных компонентах таких важных поллютантов как тяжелые металлы (ТМ), которые служат важными показателями антропогенного воздействия на экосистемы (Зеленковский и др., 2016; Зернов О.И. и др., 2016 Иванюкович, Зеленковский, 2016). Они обладают высокой токсичностью для живых организмов даже при невысоких содержаниях, а также способны к биоаккумуляции.

Материалы и методы. Полевые работы проводились с 2016 года в зимнее и летнее время. Для постановки дальнейших мониторинговых работ производилось опробование и описание почв (с поверхности и описание разрезов), и донных осадков участка исследования (Зеленковский и др., 2017; Терехова и др., 2016-1; Подлипский, 2016).

Опробование почв на территории водосбора оз. Дго проводилось по сети с шагом 500×500 м методом «конверта». Размер пробной площадки и глубина отбора определялись с таким расчетом, чтобы проба представляла собой часть почвы, типичной для генетических горизонтов или слоев данного типа почвы в соответствии с ГОСТ 17.4.3.01-83 «Общие требования к отбору проб» п. 6 и ГОСТ 17.4.4.02-84. Помимо отбора проб почв методом конверта, закладывались почвенные разрезы. Для этого были отмечены территории с различным растительным покровом и, по возможности, на разных подстилающих породах, руководствуясь картой четвертичных отложений территории района озера Дго. Пробы почв из разрезов отбирались через каждые 10 сантиметров и при смене генетических горизонтов. Закладка почвенного разреза и отбор проб проводились в соответствии с ОСТ 56-81-84

Нестратифицированные пробы донных осадков отбирались с лодки дночерпателем Ван Вина по всей площади озера в соответствии с ГОСТ 17.1.5.01-80 «Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность». Кроме того, было отобрано пять стратифицированных колонок мощностью до 1,5 м при помощи пробоотборника ГОИН 1,5. Образцы на анализ отбирались с каждых 10 см колонки или при выраженной смене слоев в соответствии с ГОСТ.

Таким образом, в ходе полевых работ 2016, 2017, 2019 и 2020 годов в районе оз. Дго было отобрано было отобрано более 200 проб, из которых более половины – почвы (поверхностные пробы – 93 шт; разрезы – 28 шт.), а так же донные осадки (донные осадки – 38 шт., Стратифицированные донные осадки – 50 шт.)

Аналитические работы проводились рентгено-флуоресцентным методом на базе ресурсного центра СПбГУ «Геомодель» в соответствии с ГОСТ 33850-2016 «Определение химического состава методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии». Все отобранные пробы исследовались на следующие тяжелые металлы: Pb, Zn, Cu, Ni, Fe, Mn. Данные элементы были выбраны на основе ранее проведенных на данной территории исследований, как наиболее показательные и интерпретируемые для данных компонентов среды (Теплая, 2013)

Обсуждение результатов. Территория национального парка находится под специальным охранным режимом с 1992 года, но до этого она интенсивно использовалась в хозяйственных целях. Поэтому при организации мониторинга важно оценить степень накопленных изменений в окружающей среде за предыдущий период, а также интенсивность воздействия хозяйственных объектов, находящихся на территории исследуемого района. Для определения концентраций химических элементов в ходе комплексного эколого-геохимического исследования были выбраны почвы, как среда, активно участвующая в миграции тяжелых металлов на суше (Терехова и др., 2016-2) и донные осадки, характеризующие состояние водоема.

Почвы НП «Смоленское Поозерье» относятся к южно-таежной подзоне дерново-подзолистых почв прибалтийской провинции. Почвообразующими породами служат преимущественно ледниковые отложения, валунные суглинки, супеси, флювиогляциальные пески, озерно-ледниковые отложения. По данным предыдущих работ в изучаемом районе преобладают супесчаные подзолистые и дерново-подзолистые почвы, с разной степенью оподзоливания и толщиной гумусового горизонта. В большинстве почвенных разрезов наблюдается отчетливое разделение профиля на элювиальный и иллювиальный горизонты (Терехова и др., 2016-1). Гораздо реже встречаются почвы болотно-подзолистого и болотного типов. В ходе работ нами заложены пять почвенных разрезов, по каждому было проведено полное описание и отобраны пробы из каждых 10 см глубины, или при смене генетических горизонтов. Анализируя пять разрезов, было выделено два типа почв, характерные для исследуемой территории: дерново-подзолистые с разной степенью оподзоливания и дерново-подбуры.

По графикам на рис. 1, видно, что в почвенных разрезах четко отслеживается характер распределения микроэлементов по генетическим горизонтам, что характерно для некоторых типов почв. Первый разрез (а) соответствует дерново-подзолистым почвам, в разрезе которых четко прослеживается сочетание элювиального (подзолистого) и иллювиального горизонтов по резкой депрессии в диапазоне глубин от 20 до 40 см и дальнейшего увеличения концентраций

всех элементов в 2-3 раза. Во втором разрезе (б) представлены дерново-подбуры. По графику распределения железа четко выделяется присутствие альфегумусового горизонта (концентрация железа вырастает от 30000 до 50000 мг/кг), что также подтверждается и его ярко-охристо-коричневой окраской. Стоит также отметить, что подобная динамика микроэлементов с глубиной, а также их абсолютные значения по каждому типу почв соответствуют естественным законам; влияние антропогенного фактора здесь минимально.

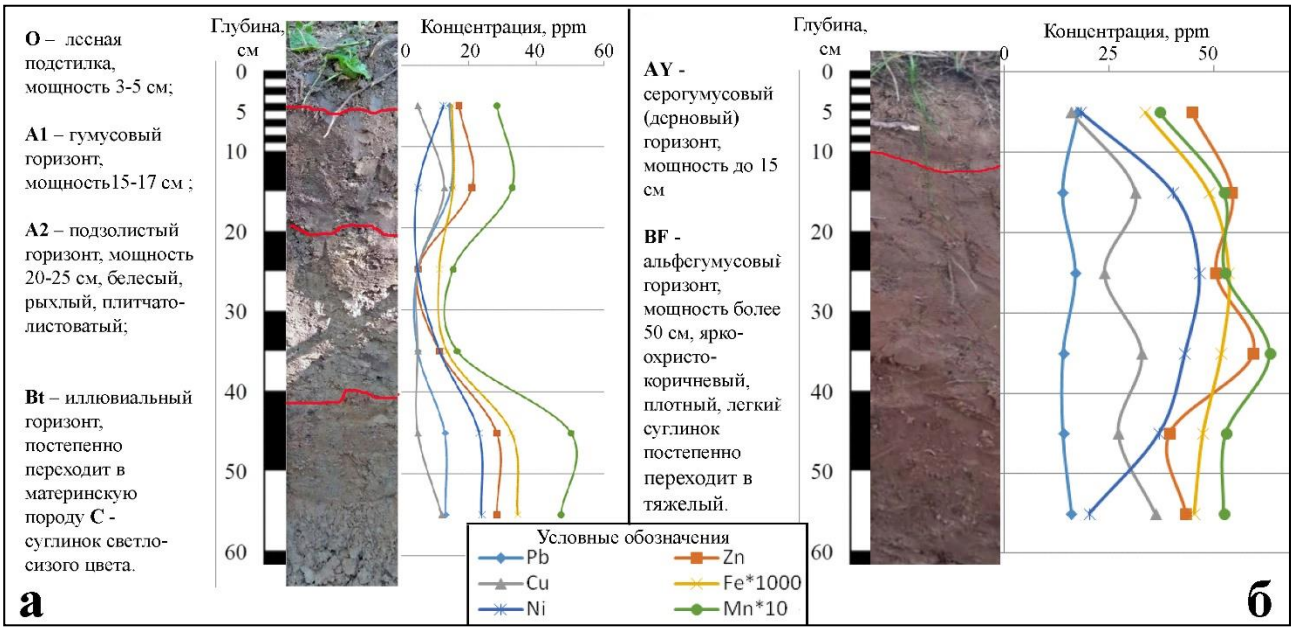


Рис. 1. Геохимические особенности почв района оз. Дго

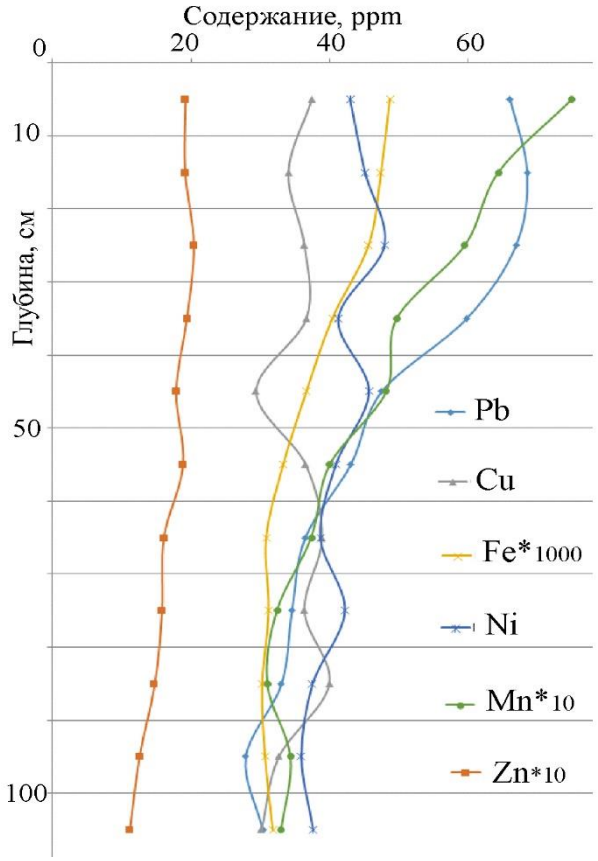
Анализ результатов содержания тяжелых металлов в поверхностных пробах по всей площади показал, что закон распределения выборки близок к логнормальному для каждого из элементов, что говорит о естественной природе источников данных элементов в почвы. Однако были зафиксированы отдельные точки, в которых содержания Zn и Cu более чем в 4 раза превышают фоновые значения для почв национального парка. По коэффициентам вариаций видно, что, выборки значений концентраций металлов неоднородны (63 и 88 % соответственно). Максимальные превышения единичны и характерны для юго-восточной части района исследования, где находятся населенные пункты (Рыковщина и Булохи) и более густая дорожная сеть. Однако были зафиксированы точки со значительным превышением и в северо-западной части территории обследования, в районе заброшенных поселений Жуковщина и Заозерье.

По итогам изучения состояния почв района оз. Дго, можно сделать вывод, что в целом содержания микроэлементов соответствует фоновым значениям независимо от функциональной зоны, к которой относится точка наблюдения. Зафиксированные геохимические аномалия локальны, они не имеют площадного распространения, хотя и четко приурочены к действующим, или бывшим селитебным зонам.

Одной из важнейших сред, описывающих комплексное состояние природного объекта, являются донные отложения. Донные отложения – это «конечное депо» миграции многих поллютантов и являются интегральным показателем состояния объекта. Поэтому они идеально подходят для первичной оценки эколого-геохимического состояния водного объекта (Терехова и др., 2016-1; Терехова и др., 2016-2) и мониторинга его состояния.

По нашим наблюдениям, содержания тяжелых металлов в донных осадках оз. Дго оказались невысокими, а незначительные повышения показателей приурочены к наиболее глубоким частям бассейна, где распространены илистые, существенно органические осадки.

Изучение стратифицированных колонок донных осадков в настоящей работе использовалось для определения фоновых концентраций тяжелых металлов, поскольку в геохимическом профиле чаще всего фиксируется усиливающаяся динамика антропогенной деятельности в регионе. Было выделено два различных типа донных осадков: монотонно илистые и слоистые (переслаивание глинистых и песчаных слоев), для которых были выявлены и различные закономерности распределения микроэлементов.



Основную часть осадков составляет первый тип – илистый. Данный тип осадка характеризует четко выраженная тенденция к уменьшению и затем постепенного выравнивания концентрации каждого из исследуемых элементов с глубиной (рис. 2).

Это классический пример увеличивающегося антропогенного следа. Подобный геохимических профиль говорит о том, что влияние антропогенного фактора в последние десятилетия растет (концентрации некоторых элементов выросли почти в 2 раза). В качестве фоновых концентраций были взяты усредненные концентрации ниже 40–50 см колонки, где концентрации тяжелых металлов становятся неизменными с глубиной. При этом стоит отметить значительные содержания некоторых элементов (в частности цинка), что объясняется высокой аккумулятивной способностью осадков с повышенным содержанием органики.

Рис. 2. Содержания тяжелых металлов в илистом осадке.

Второй тип донных осадков – песчано-глинистые. В данном случае концентрации элементов находятся на минимальном уровне без каких-либо закономерных изменений с глубиной. Так, в илистом осадке все значения содержаний находятся в пределах 30-80 ppm, а содержание цинка колеблется около 200 ppm. В песчано-глинистом осадке все значения находятся в диапазоне 10-30 ppm, при незначительной флуктуации. В дальнейшем необходимо учитывать тип осадка при ведении мониторинговых работ и определении фоновых значений поллютантов в данной среде.

Выводы.

1. По итогам исследования эколого-геохимической обстановки, можно сделать вывод, что антропогенная нагрузка на компоненты природной среды является невысокой и локальной и не связана с функциональным делением территории (выявлены единичные превышения содержаний тяжелых металлов в почвах в районе поселков). Это свидетельствует о том, что в настоящий момент использование рекреационных ресурсов в районе не влечет за собой значительных изменений природных комплексов.
2. Повышенные концентрации тяжелых металлов в почвах были обнаружены в том числе и на участках заброшенных селитебных зон, что свидетельствует о важной роли остаточного влияния антропогенного фактора на данный компонент среды.
3. В целом, закон распределения исследуемых микроэлементов в почвах близок к логнормальному, что говорит о естественной природе поступления основной массы данных элементов в почвы.

4. В результате анализа состава стратифицированных донных отложений были определено, что содержание тяжелых металлов снижается с глубиной у илистых осадков и не меняется с глубиной у песчано-глинистых осадков. Также, анализируя данные о составе илистых осадков, были определены фоновые значения содержания тяжелых металлов в донных осадках на интервале осадков, где отсутствует влияние антропогенного фактора. Концентрации всех исследуемых тяжелых металлов в донных осадках не превышают фоновые более чем в 2 раза, что говорит о минимальном воздействии человека на данный компонент среды.

5. В донных осадках тех участков, которые могли испытывать антропогенную нагрузку в зонах рекреационной и экстенсивного природопользования (стоянки вокруг озера, туристические тропы и маршруты), содержание тяжелых металлов оказалось минимальным. В тоже время, наиболее высокие валовые содержания тяжелых металлов связаны с илистыми, существенно органическими донными осадками глубоководных участков озера.

Список литературы

1. Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Проблемы регулирования деятельности хозяйствующих субъектов при разработке месторождений полезных ископаемых в границах особо охраняемых природных территорий // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2016. № 3. С. 60-74.
2. Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Терехова А.В., Зернов О.И., Гузев В.Е., Копылова В.И., Ефремова У.С. Создание комплексной экологической тропы в национальном парке «Смоленское Поозерье» // В сборнике: ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ОСВОЕНИЯ НЕДР Труды XXI Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых учёных, посвященного 130-летию со дня рождения профессора М.И. Кучина. 2017. С. 738-740.
3. Зернов О.И., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Методика комплексной эколого-геологической съемки территории части водосборной площади озера Дго (национальный парк «Смоленское Поозерье») // В книге: Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России Материалы XXVII молодёжной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. 2016. С. 162-164.
4. Иванюкович Г.А., Зеленковский П.С Статистический анализ результатов оценки химического загрязнения грунтов и донных отложений на примере территории Санкт-Петербурга // Инженерные изыскания. 2016. № 9. С. 24-29.
5. Кремень А.С. Озера Смоленской области // Комплексные и отраслевые географические исследования для целей народного хозяйства. – Смоленск, 1977.
6. Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Кононова Л.А., Хохряков В.Р. Эколого-геохимическая оценка состояния компонентов природной среды особо охраняемых природных территорий на примере национального парка «Смоленское Поозерье» / Материалы XVII межвузовской молодежной научной конференции «Экологические проблемы недропользования». СПб.: Изд-во СПбГУ, 2017, с. 59-67.
7. Теплая Г.А. Тяжелые металлы как фактор загрязнения окружающей среды (обзор литературы) // Астраханский вестник экологического образования. №1 2013. С. 182-192.
8. Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р., Геохимия Почв НП «Смоленское Поозерье» // Тезисы докладов Восьмого Молодежного Конгресса по итогам практик. Разведка и добыча горючих ископаемых, геология, география, экология, учебные практики, нефтехимия, Москва, 2016, с. 205 – 207.
9. Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Разработка сети пробоотбора для комплексного эколого-геологического мониторинга территории национального парка «Смоленское Поозерье» // Природа и общество: в поисках гармонии. 2016. № 2. С. 150-155.
10. Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Определение фоновых содержаний тяжелых металлов в почвах и донных осадках центральной части национального парка «Смоленское Поозерье» // В сборнике: ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ Материалы семнадцатой международной молодежной научной конференции. 2017. С. 67-74.

Метод многоканального анализа поверхностных волн (MASW) в инженерных изысканиях

Токарев В.А.
Санкт-Петербургский государственный университет, tokvlad7@gmail.com

Введение. 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.

Теоретические основы MASW. 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 (рис. 1), то есть зависимость фазовой скорости (Vфаз) распространения волны от ее частоты. Это явление лежит в основе метода многоканального анализа поверхностных волн (Бондарев В.И., 2007; Ясницкий и др., 2012).

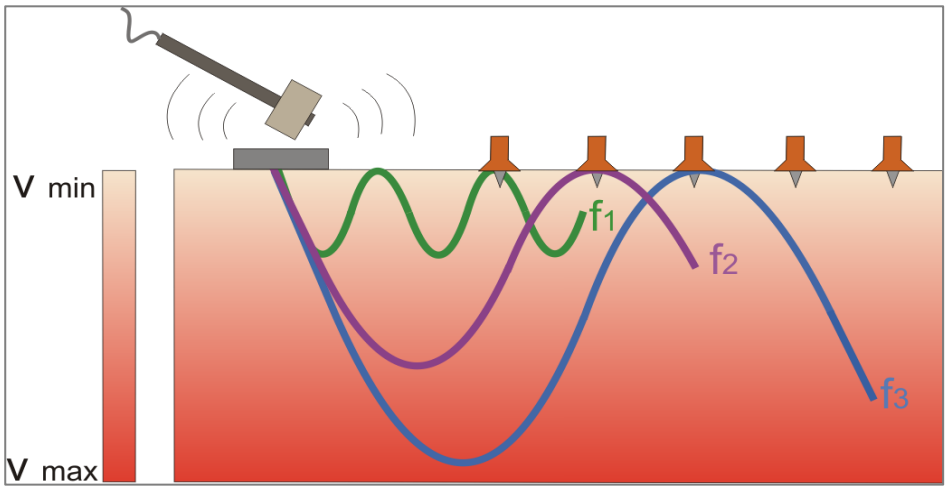


Рис.2. Дисперсия волн Рэлея в неоднородной среде (Ермаков А.П. и др., 2014).

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. Пример приведен на рисунке 2.

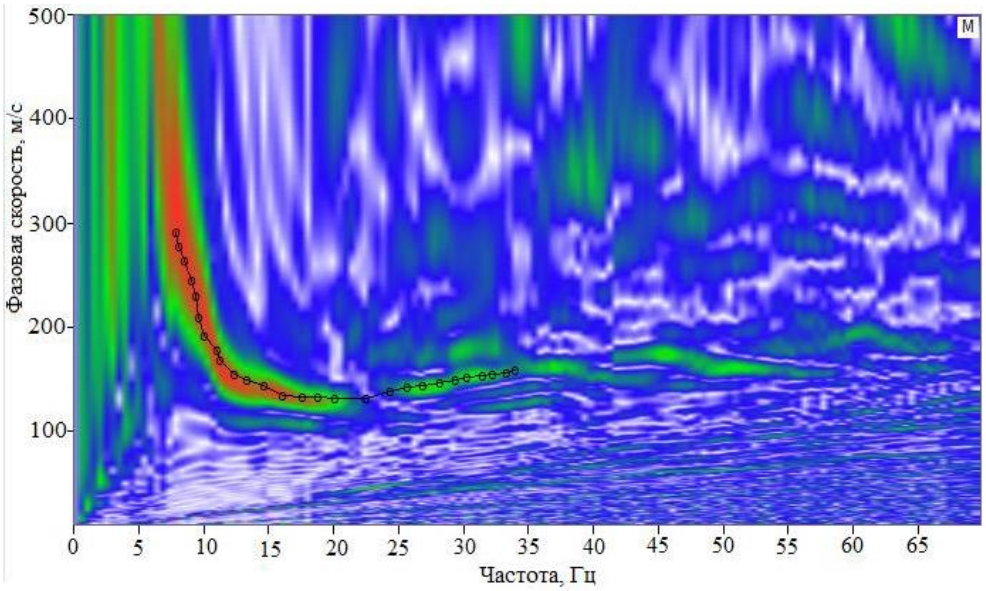


Рис. 2. Дисперсионное изображение и пропикированная по максимумам амплитуд кривая (Ясницкий и др., 2012).

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).

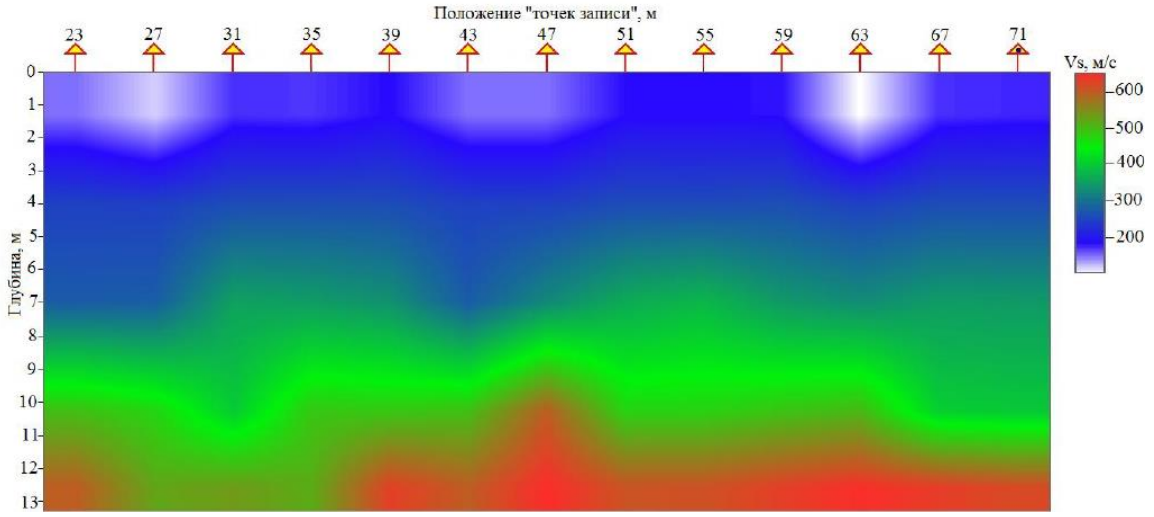


Рис. 3. Профиль поперечных скоростей, построенный по методу MASW (Ясницкий и др., 2012).

Особенности применения MASW. 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 Н.Н., 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.

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.

Список литературы

1. 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.
2. Бондарев В.И. Сейсморазведка: Учебник для вузов. Тверь: Издательство УГГУ, 2007. 690 с.
3. Горяинов Н.Н. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. Москва: Издательсвто Недра, 1992. 264 с.
4. Ермаков А.П., Ли В.О., Гриневский А.С. Сейсморазведка: Пособие по сейсморазведочной практике для студентов геофизических специальностей. Москва: Издательство КДУ, 2014. 178 с.
5. 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.

Применение ПО Thixomet и компьютерной рентгеновской микротомографии при изучении сульфидных медно-никелевых руд

Толкунова А.В., Дурягина А.М., Таловина И.В.

Санкт-Петербургский горный университет, alexandratolkunova@yandex.ru

Аннотация. В работе приведены примеры использования ПО Thixomet PRO и компьютерной микротомографии для анализа петрографических и морфологических характеристик рудных и породообразующих минералов на примере проб медно-никелевых руд. Проведенные исследования свидетельствуют о широких возможностях методов при решении научных и практических задач, связанных с оценкой содержания в них рудных минералов. В результате исследования были выявлены закономерности, среди которых: содержание рудных минералов во всех скважинах закономерно возрастает с увеличением сферичности, сферичность рудных агрегатов находится в обратной зависимости от их объема.

Application of Thixomet SOFTWARE and computer x-ray microtomography in the study of copper-nickel sulfide ores.

A.V. Tolkunova, A.M. Duryagina, I.V. Talovina. Saint-Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia

Abstract. After the researching of petrographic and morphological chatacteristics of copper-nickel group of minerals and their host rocks using Thixomet PRO software and computed tomography it was carried out indication of wide possibilities of methods in solving scientific and practical problems connected with the assessment of the content of ore minerals. The result of the research is the identification of such regularities: the content of ore minerals in all wells 1naturally increases with an increase in sphericity, the sphericity of ore aggregates is inversely related to their volume.

Введение. Изучение структурно-текстурных особенностей горных пород является основой для выяснения происхождения горных пород, выявления закономерностей распределения в них рудного материала. Внедрение новых методов исследований позволяют сконцентрировать внимание на выявление статистической зависимости между изменением петрографических характеристик породы и ее рудоносностью.

В классической петрографии используется оптическая микроскопия, однако этот метод имеет некоторые ограничения такие как: неточность в описании объемных параметров структур и текстур, а также невысокое разрешение изображения. Изучение ориентировки минеральных зерен в шлифах по трем плоскостям не дает полной информации о закономерностях их расположения в пространстве.

В случаях затруднения или невозможности определения закономерностей распределения рудных зерен стоит прибегать к построению математических моделей, что и делает актуальным применение новых программ в данной области исследования.

Программа Tixomet PRO позволяет математически рассчитать морфоструктурные параметры минеральных зерен. ПО Tixomet PRO уже зарекомендовало себя в металлографии, в области геологии её использование ограничивалось применением в инженерной геологии: изучением гранулометрического состава и пористости пород. (ООО «Тиксомет», 2016)

Компьютерная рентгеновская микротомография является неразрушающим методом, который позволяет создать 3D визуализацию внутренней структуры объектов позволяет проследить пространственное распределение зерен в образцах горных породах, не разрушая их, а также не затрачивает большого количества времени. Данный метод уже порядка 20 лет используется в нефтегазовой геологии, и всё ещё является относительно молодым в исследовании твёрдых полезных ископаемых (Дурягина и др., 2017).

Методика. Первоначальный этап включал изготовление из 30 образцов ориентированных прозрачных петрографических шлифов по 3 скважинам по взаимно-перпендикулярным срезам, а также подготовка оставшихся частей керна для 3D компьютерной томографии. Вторым этапом являлось классическое описание минерального состава, структуры, текстуры горных пород под оптическим микроскопом. Третий этап – основной: лабораторные исследования, в которых для достижения поставленных целей были проведены количественные измерения структурных характеристик при помощи

программного обеспечения Thixomet PRO. Исследование этих характеристик позволит нам выявить зависимость между количественными характеристиками и содержанием рудного компонента относительно зерен породообразующих минералов (Радько, 2014; Stephen J. Barnes и др., 2019).

Трансляция в программу производилась с оптического поляризационного микроскопа исследовательского класса Axio Imager A2m (Zeiss). Особенностью ПО Thixomet PRO является возможность склейки фотоснимков участков шлифа, транслируемых с камеры, в панораму необходимого масштаба в режиме реального времени.

Процесс выделения в ПО Thixomet PRO рудных минералов достаточно прост: настраивается базовый модуль, отвечающий за разделение объектов, находящихся вплотную друг к другу – иначе стандарт слипшихся зерен, создается диапазон по яркости в окне цветовой гистограммы, который автоматически выделяет все соответствующие ему пиксели в изображении шлифа и определяет границы зерен (в шлифе без анализатора). Существует также гистограмма по свойствам, она разбивает все выделенные зерна по классам по определённому признаку (площадь, периметр, диаметр и т.д.), и окрашивает их в соответствии с принадлежностью к классу (рис. 1). При помощи данной гистограммы производится контроль выделенных зерен. Вызывается настраиваемый отчёт, который может быть оформлен как в текстовом документе, так и в табличной форме. В нем приводится количественная характеристика площади, выпуклой площади, периметра, выпуклого периметра, мин. диаметра, сред. диаметра, макс. диаметра, длины, ширины (2 типы), фактора формы (2 типов), сплошности, вытянутости (3 типов), анизотропии, неровности края, средней хорды, среднего уровня серого, а также некоторые статистические характеристики: среднее значение, доверительный интервал, стандартное отклонение, абсолютная погрешность, коэффициент вариации, мода и медиана.

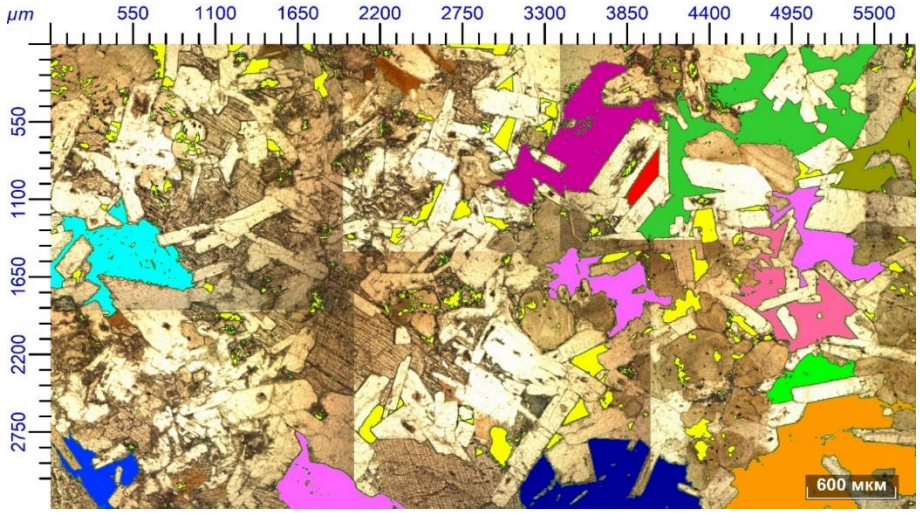


Рис.1. Визуализация распределения рудных минералов (Шлиф ВФ 69/1762,4)

Для нерудных минералов процесс усложняется: здесь большую роль начинает играть человеческий фактор. Поскольку зерна одного и того же минерала в шлифе могут сильно отличаться по внешним признакам, то используется выделение вручную при помощи специальных кнопок на панели инструментов. Изучение нерудных минералов делает данный метод более энергозатратным, однако может сильно помочь при выявлении закономерностей образования наиболее сконцентрированных участков рудопроявления в зависимости от его расположения в породе.

Использование рентгеновской компьютерной томографии заключается в визуализации внутренней трехмерной структуры образцов (рис. 2), их качественное описание и вычисление морфометрических свойств (более ограниченно нежели в ПО Thixomet), таких как: распределение по объему, площади поверхности, диаметр и сферичность. Принципы работы

компьютерного томографа подробно описаны в многочисленных публикациях (Разина и др., 2013).

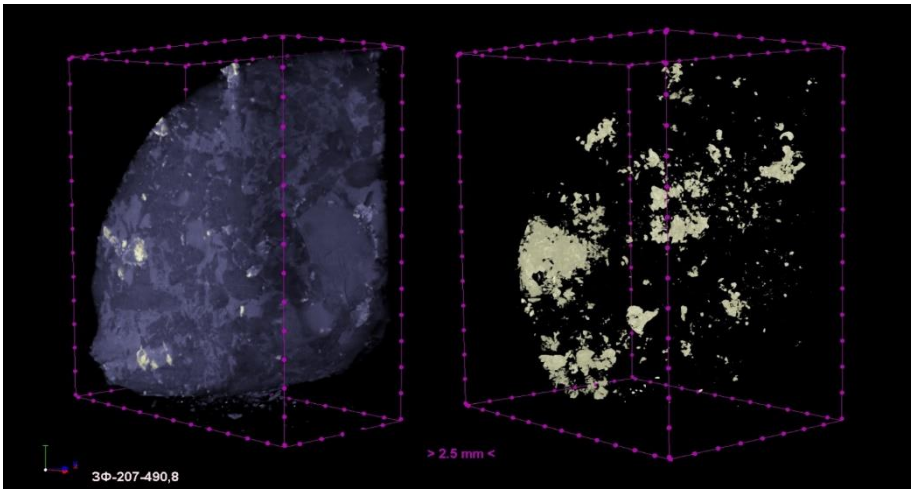


Рис. 2. Визуализация отсканированного образца и распределения рудных минералов

Суть метода заключается в понижении мощности рентгеновского излучения при его прохождении сквозь некоторый объем вещества за счет фотоэлектрического поглощения рентгеновского излучения, величина которого зависит от атомного номера элемента, которая фиксируется созданием теневой проекции – графического файла, в котором каждый пиксель содержит информацию о величине поглощения в данной точке.

Нами был использован томограф на базе нового микрофокусного источника рентгеновского излучения высокой мощности 130 кВ - SkyScan 1173. Проведенные съемки включали для каждого образца от 800 до 1000 сечений, из которых при помощи пакета программ компании SkyScan производился пересчет рентгенограмм в плотностные сечения, отображающие строение отсканированных образцов. Благодаря высокой разрешающей способности томографа при проведении данных исследований возможно с высокой точностью диагностировать не только компактные скопления зерен, но и отдельные зерна. Для рудной минерализации был также выполнен статистический анализ их формы и размера.

Несомненным достоинством микротомографического метода является возможность 2D- и 3D-визуализации данных при помощи специализированных программ CTvox и CTan (Bruker, Бельгия), которые помогают проанализировать не только размеры зерен и их агрегатов, но и их распределение в общем объеме породы и взаимоотношения друг с другом.

Обсуждение результатов. В качестве объекта исследований были использованы образцы наиболее типичных для России медно-никелевых сульфидных руд.

По результату исследования структурно-текстурных особенностей пород в шлифах были выделены группы базальта, (измененного, оливинового) габбро-долерита, (биотитсодержащего) габбро, лейкогаббро, троктолиты. По каждому шлифу были созданы и проанализированы отчеты в ПО Thixomet PRO, при помощи построения графиков были рассмотрены зависимости распределения. По результатам данных анализов были выявлены такие зависимости от горных пород:

в базальтах размеры рудных зерен маленькие (площадь=50 000 мкм^2), зерна максимально вытянутые (длина=40-50 д.ед.), с максимально неровными границами (неровность=2,1-2,2) и минимальным расстоянием между зернами (200 мкм), форма зерен неправильная;

в габбро-долеритах размеры рудных зерен обладают максимальными размерами (площадь=150 000 мкм^2), имеют неправильную (далекую от круга), вытянутую форму (длина=25-30 д.ед.), неровные края (неровность =1,9) и большое расстояние между зернами (350 мкм);

в габбро размеры рудных зерен маленькие (площадь=100 000 мкм^2), зерна удлиненные (длина=20 д.ед.), с наиболее изометричными границами (неровность =1,85), и максимальным расстоянием между зернами (400 мкм); форма зерен неправильная;

в лейкогаббро рудные минералы средние по размеру (площадь=100 000 мкм^2), неправильной, максимально удлиненной формы (длина=25 д.ед.), с изрезанными неровными краями (неровность =1,95). Рудные минералы располагаются далеко друг от друга (425 мкм);

в троколитах рудные минералы минимальные по размеру (площадь=50 000 мкм^2), неправильной, удлиненной формы (длина=30-40 д.ед.), с изрезанными неровными краями (неровность =1,7). Рудные минералы располагаются близко друг к другу (350 мкм).

По результатам компьютерной микротомографии, содержание рудных минералов во всех скважинах закономерно возрастает с увеличением сферичности рудных агрегатов, заметное исключение составляет только одна проба, в которой зафиксировано аномально высокое содержание. Сферичность рудных агрегатов находится в обратной зависимости от их объема, что полностью соответствует результатам оптико-микроскопического изучения, которые показывают, что наиболее крупные агрегаты и сростки рудных минералов принадлежат сложноветвящимся скелетным кристаллам пирита, не несущего, как правило, медно-никелевого оруденения.

Также с помощью компьютерной томографии были выделены зерна минералов платиновой группы, что может вызывать промышленный интерес. Томограф позволяет получить реальную картину распределения наиболее плотных фаз в масштабе от нескольких сантиметров, вплоть до разрешения 15-20 микрон. По данным микротомографии в исследованных образцах было выделено четыре рентгеноконтрастные фазовые ассоциации: плагиоклаз, клинопироксен, сульфиды и платиноиды.

Заключение. В результате работ были проанализированы 30 образцов сульфидных медно-никелевых руд. Было изучено распределение площади, периметра, сферичности, вытянутости зерен, их неровности края, среднего расстояния между зернами по каждому рудному и породообразующему минералу с помощью ПО Thixomet PRO, а также морфометрические параметры методом компьютерной томографии, наиболее информативными из которых оказались объем, площадь поверхности, диаметр и сферичность агрегатов и кластеров рудных минералов.

Проведенные исследования свидетельствуют о широких возможностях методов при решении научных и практических задач, связанных с оценкой содержания в них рудных минералов, анализом гранулометрического состава и пространственного распределения их зерен. Широкие возможности 3D-визуализации полученных микротомографией данных при незначительных временных затратах, быстрота и недеструктивность метода являются несомненным достоинством рентгеновской микротомографии, позволяющей использовать этот метод в широком диапазоне исследований, и прекрасно дополняющий оптические измерения, проведенные ПО Thixomet PRO.

Список литературы

1. Дурягина А.М., Таловина И.В., Штырляева А.А., Попов О.А. Применение компьютерной рентгеновской микротомографии для изучения технологических свойств горных пород // Высокие технологии в современной науке и технике (ВТСНТ-2017). Томск, 2017. С. 244-245.
2. Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. Норильск. 2014, 220 с.
3. Разина И.С., Семенова С.Г., Саттаров А.Г., Мусин И.Н. Применение микротомографии для исследования новых материалов // Вестник Казанского технологического университета. 2013. Т. 16. №19. С. 163-169.
4. ООО «Тиксомет». Пошаговое руководство Thixomet PRO_MET. Санкт-Петербург, 2016. С. 179-193.
5. Stephen J. Barnes, Margaux Le Vaillant, Belinda Godel, C. Michael Lesher. Droplets and Bubbles: Solidifaction of Sulphide-rich Vapour-saturated Orthocumulates in the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-PGE Ore-bearing Intrusions // Journal Petrology. 2019. P.1-31.

Оливин в метабазитах Келейногубского массива Беломорской провинции: состав, морфология и условия формирования

Устинова В.В., Егорова С.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, vikaystinova@yandex.ru; egorova_sv@krc.karelia.ru

Расшифровка истории кристаллизации и генезиса первичных расплавов для раннедокембрийских базитов, часто затруднена, так как во многих случаях породы интенсивно метаморфизованы. Тем не менее, в случае сохранности первичных магматических минералов петрогенетические исследования возможны и для докембрийских базитов (Ерофеева, 2020). Одним из важнейших минералов в определении генезиса пород основного состава является оливин. Этот минерал может сохранять информацию об эволюции первичных расплавов, в том числе о самых ранних этапах их кристаллизации (Sobolev et al., 2005, Ерофеева и др., 2020). При этом индикаторами для расшифровки являются вариации состава оливина, их структурная позиция в породах и состав включений.

Интрузивные базиты Беломорского подвижного пояса испытали высокобарный метаморфизм, поэтому расшифровка истории их формирования является особенно сложной задачей. Вместе с тем, достаточно часто интрузии базитов даже небольшого размера сохраняют в центральных частях тел породы с реликтами первичных магматических структур и минералов, в том числе оливина. С другой стороны, оливин в базитах Беломорской провинции встречается и в полностью перекристаллизованных и тектонически переработанных метабазитах и метаультрабазитах.

Оценка возможности использования оливина как петрогенетического индикатора в базитах Беломорской провинции проводилась на примере Келейногубского массива, расположенного в центральной части Беломорской провинции к югу от озера Лоухское. Породы массива варьируют по составу от оливинсодержащих габброноритов до оливиновых вебстеритов (Колонских, 2009). Краевые части массива сложены среднезернистыми, амфиболизированными и слабо рассланцованными ультрамафитами, не сохраняющими реликтов первичных структур. В контактовых зонах массива не установлены признаки наличия зон закалки, а породы краевых частей тел рассланцованы субсогласно с гнейсовидностью вмещающих гнейсов. Среди метаморфических минералов в породах краевых частей интрузива установлены амфибол, оливин, орто- и клинопироксен. Несмотря на метаморфические преобразования, в породах краевых частей сохраняются реликты магматических минералов: ортопироксена и клинопироксена. Породы центральной части массива в меньшей степени подвергались метаморфическим преобразованиям: в них сохраняются реликтовые первично-магматические минералы и структуры. Магматические минералы в породах центральной части тела представлены ортопироксеном, авгитом, оливином и хромшпинелью, реже сохраняется плагиоклаз. Кроме того, в породах центра тела хорошо проявлены коронарные структуры, сложенные ортопироксеном, диопсидом, амфиболом и гранатом. Оценка условий метаморфических преобразований пород Келейногубского массива с использованием методов классической термобарометрии (Powell,1985; Wells, 1977, 1979) предполагает, что формирование Opx-Di кайм происходило при T=730-810°C, а Grt-Hbl при T=615-680°C и P=10-12 кбар.

Одними из главных минералов пород Келейногубского массива является оливин, который встречается как в породах центральной части тела, так и в краевой. Его содержание в породах тела существенно варьирует и достигает более 40 об. %. Проведенные исследования позволили выделить несколько типов зерен оливина:

1) Ol_1 формирует включения в крупных зернах реликтового магматического ортопироксена в породах центральной и краевых частей тела. Ol_1 варьирует по составу от Fo_{81} до Fo_{73} и формирует мелкие округлые незональные зерна. Иногда содержит включения хромшпинели. Содержание Fo в Ol_1 не зависит от магнезиальности породы, при этом наблюдается четкая положительная корреляция с магнезиальностью ортопироксена, в котором заключен данный оливин. Структурная позиция, морфология и состав включений

в Ol_1 позволяют рассматривать его как магматический оливин, сформированный на ранних стадиях кристаллизации пород.

2) Ol_2 представлен относительно крупными, идиоморфными кристаллами состава Fo_{76-79} и установлен только в породах центра тела. Отличительной чертой данных оливинов является присутствие вокруг них коронарных структур, проявленных в виде четырехслойных Opx-Di-Amph-Grt оторочек на границе с плагиоклазом. В пределах всего интрузива данные оливины имеют выдержанный состав, отмечается присутствие в них NiO (0.33-0.74 мас. %).
3) Ol_3 формирует крупные ксеноморфные кристаллы состава Fo_{71-76} и установлен только в породах краевых зон массива. Для Ol_3 характерно содержание MnO=0.3-0.59 мас.%. Коронарные структуры вокруг данных оливинов отсутствуют. Ol_3 часто содержит мелкие включения метаморфических минералов: амфибола, диопсида, ортопироксена, хлор-апатита и ильменита.

Таким образом, в породах Келейногубского интрузива присутствуют три морфологические разновидности оливина. Они близки по содержанию главных элементов, но различаются по содержанию микропримесных элементов. Для реликтового магматического оливина характерно наличие Ni, для метаморфического оливина – Mn. Несмотря на сходство состава оливина краевых частей тел (Fo_{71-76}) и реликтового оливина центральных частей тел (Fo_{79-76}), анализ включений в оливинах показывает, что они формировались в принципиально разных условиях – $Ol_{1,2}$ кристаллизовались из расплава, Ol_3 – сформирован при перекристаллизации пород. Проведенные исследования показывают, что вариации содержаний Fe и Mg в метаморфизованных базитах и гипербазитах не в полной мере отражают условия формирования оливина, в то время как концентрации микропримесных элементов и состав включений являются наиболее показательными и информативными.

Исследования выполнены в рамках реализации государственного задания ИГ КарНЦ РАН (АААА-А18-118020290085-4).

Список литературы

1. Воробьева О.А. Петрография СССР. Серия 3. Породообразующие минералы: Оливин. Издательство АН СССР, Москва-Ленинград, 1938. №1. 57-70 с.
2. Колонских Н.С. Особенности вещественного состава и геохимические поисковые признаки малосульфидной платинометалльной минерализации в базит-гипербазитовых массивах Карело-Кольского региона и полярного Урала. СПб, 2009. 132-136 с.
3. Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В. и др. Фенокристы оливина и пироксена как источники информации о первичном расплаве и его коровой эволюции на примере пикродолеритовых интрузивов с возрастом 2.40 млрд лет Кольско-Норвежского террейна, Северная Фенноскандия // Петрология. 2020. № 4 (28). С. 370–392.
4. Sobolev A. V., Hofmann A.W., Sobolev S. V, Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. // Nature. 2005. № 7033 (434). С. 590–597.
5. Powell R. Geothermometry and geobarometry: a discussion // J. of Geol. Soc. London. 1985. V. 142. P. 29-38.
6. Wells, P. R. A. 1979. Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, Southern West Greenland // Journal of Petrology. 20, P. 187–226.
7. Wells, P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contr. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 62. P.129–139.

Типохимизм циркона редкометальных гранитов Саханайского и Дурулгуевского массивов в Восточном Забайкалье

Ферапонтова С.Ю., Баданина Е.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, st063671@student.spbu.ru

Целью настоящего исследования явилось изучение редкоэлементного и редкоземельного примесного состава циркона из редкометальных гранитов Саханайского и Дурулгуевского массивов. Массивы расположены на территории Саханай-Дурулгуевской рудной зоны Агинского террейна в Восточном Забайкалье. Редкометальные граниты данной территории представлены своеобразным низкофтористым малолитиевым геохимическим типом мусковит-кварц-альбитового парагенезиса с Sn-W редкометальной нагрузкой. По данным гравиметрической съёмки указанные массивы являются эродированными выступами единого интрузива, кровля которого располагается на глубине до 4-5 км от поверхности (Зорин, 1959). Рассматриваемые массивы имеют сходное строение, проявляющееся в традиционной смене порфировидных крупнозернистых биотитовых двуслюдяными и мусковитовыми гранитами (Сырицо, Михайлов, 1989). Эти массивы сопровождаются дочерними массивами-сателлитами, в которых процесс дифференциации завершается образованием мелко- и тонкозернистых пород мусковитового микроклин-альбитового состава, в том числе Жипкошинский шток.

Циркон из 7 представительных проб этих пород, отражающих ряд дифференциатов от биотитовых гранитов до мусковитовых был изучен разными методами минералого-геохимических исследований. Внутреннее строение циркона изучалось под электронным микроскопом в режимах BSE (сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N) и CL (сканирующий электронный микроскоп Zeiss Supra 40VP с системой регистрации катодолюминесценции Gatan MonoCL3+). Микропримесный состав циркона (18 точек) определялся при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) в Ярославле (Cameca IMS-4f, ЯФ ФТИАН РАН).

В изучаемых цирконах можно выделить три зоны от центра к периферии: 1 – ядро; 2 - участок с концентрической зональность, 3 – внешняя кайма.

Сравнивая цирконы из биотитовых гранитов изучаемых массивов, можно отметить следующее. Содержание Hf в них варьирует от 418 до 23738 ppm; Y от 27,93 до 1579 ppm; U от 32,75 до 10468 ppm; Th от 3,73 до 728 ppm. Цирконы биотитовых гранитов сателлита - Жипкошинского штока в отличие от материнского массива характеризуются высокими концентрациями фосфора (до 1455 ppm), урана (до 615 ppm), повышенными ниобия (до 35 ppm) и максимально высокими концентрациями суммы РЗЭ – до 3143 ppm, в основном за счёт тяжёлых РЗЭ.

Изучение цирконов из ряда дифференциатов пород Дурулгуевского массива – биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов показало, что минимальные содержания РЗЭ (20 ppm) обнаружены в цирконах из биотитовых гранитов Дурулгуевского массива. В цирконах из двуслюдяных гранитов вариации суммы и распределения РЗЭ очень широкие. Максимальные концентрации РЗЭ обнаружены в переходной зоне такого циркона (до 3687 ppm), исключительно за счёт тяжёлых РЗЭ.

На диаграмме Hf – (Th + U) – (Y + REE) (Алексеев и др., 2013) большинство точек состава изучаемых цирконов имеют тенденцию к преобладанию Hf в составе элементов примесей, концентрация которого уменьшается от центра зёрен к переходной зоне. Все вариации составов колеблются вдоль ребра Hf - Th+U. Однако вариации содержаний РЗЭ внутри зёрен нивелируют разницу составов циркона из разных типов гранитов.

На диаграмме в координатах H2O+F – Li+Cs положение точек состава цирконов Саханайского массива отражает отсутствие сколь-либо выраженной редкометальной специализации данных гранитов. Напротив, цирконы из двуслюдяных гранитов Дурулгуевского и Жипкошинского штока накапливают литий и фтор, что может говорить об их Li-F редкометальной специализации.

На известной диаграмме Пеллетера (Pelleter, 2007), отражающей соотношение магматического и гидротермального этапов в генезисе циркона, большинство изучаемых цирконов попадают в промежуточное поле между типично магматическими и существенно гидротермальными цирконами. Здесь можно отметить, что центральные – ядерные участки цирконов лежат вблизи «магматической» области, а все промежуточные зоны и край зёрен тяготеют к гидротермальному этапу. Отсутствие «идеальных» магматических цирконов свидетельствует об изначально высокодифференцированном типе изучаемых редкометальных гранитов, уже претерпевших высокую степень воздействия на расплав летучих компонентов.

По данным «Ti в цирконе» геотермометра (Watson, Harrison, 1983) биотитовые граниты изучаемых массивов кристаллизовались при довольно высоких для редкометальных гранитоидов Восточного Забайкалья температурах – от 850 до 900°С, что, вероятно, отражает специфику их генезиса, в отличие от Li-F гранитов с танталовой специализацией.

Результаты выполненного исследования показывают, что малые массивы-сателлиты крупных интрузивов кукульбейского комплекса представляют собой более дифференцированный и специализированный на редкие элементы расплав, отщепившийся в малую камеру. Именно поэтому в Восточном Забайкалье редкометальное оруденение сосредоточено исключительно в малых массивах-сателлитах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-00957). Исследования проводились с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» и «Нанотехнологиии» Научного Парка СПбГУ.

Список литературы

1. Алексеев В. И., Полякова Е. В., Мачевариани М. М., Марин Ю. Б. Эволюция циркона в посторогенных интрузивных сериях с литий-фтористыми гранитами Дальнего Востока / ЗРМО. 2013.
2. Зорин Ю.А., Сизиков А.И. Схема неотектоники Забайкалья в пределах Читинской области // Изв.Забайк.отд-ния геогр.о-ва СССР: Чита, 1965. Т.1, Вып. 1.
3. Сырицо-Баданина Л.В. и Михайлов В.В. «Крупномасштабное минералого-геохимическое прогнозирование редкометального оруденения на территории южной части Восточного Забайкалья (Читинская обл.), Саханай-Дурулгуевская зона, Таптанайский и Куранжинский участки. Отчет по хоздоговору ЛГУ № 432»; Чита, 1989г.
4. Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Moutaqqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Feraud G. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U – Pb dating of gold mineralization (Tamlalt – Menhouhou gold deposit – Morocco). // Chemical geology, 2007.
5. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 64, p. 295—304.

Геологическое строение и условия формирования рифейских отложений северной части Камско-Бельского авлакогена

Хопта И.С.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, KhoptaIS@yandex.ru

Отложения базальной части осадочного чехла (рифей-вендские осадочные образования) Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна (ВУ НГБ), входят в число малоизученных перспективных нефтегазоносных комплексов, не смотря на то, что отложения имеют широкое распространение и большую мощность (8-10 км). Большая заинтересованность связана с нарастающим интересом к этим толщам, как к потенциальной нефтяной системе, а также сложностью геологического развития этой территории в позднем протерозое. В то же время, малая степень освоенности протерозойских нефтегазоносных комплексов, в виду низких объемов геофизических работ и бурения, до сих пор оставляет много вопросов по строению и условиям формирования рифейских отложений, которые в частности наиболее широко распространены в Камско-Бельском авлакогене ВУ НГБ (мощность до 80% от мощности осадочного чехла) (Белоконь и др., 2001).

Анализ истории геологического развития северной части Камско-Бельского авлакогена позволил выделить в его рифейской эпохе отложения нижнего и среднего рифея, в объеме следующих стратиграфических подразделений – тукаевская, надеждинская, калтасинская свиты и прикамская подсерия (рис.1 а). Кабаковская, ольховская и усинская свиты не рассматриваются ввиду отсутствия отложений данных стратиграфических подразделений на изучаемой территории (Хопта, 2019).

В основу изучения истории тектонического развития северной части Камско-Бельского авлакогена был положен анализ современных структурных поверхностей рифейского комплекса, карт изопахит (толщин) (рис.1 б). Анализ изопахического треугольника, в целом, дает представление об особенностях изменения толщин, что позволяет выделить области относительного прогибания и воздымания на каждом из этапов развития рельефа, связанные как с тектоническими колебаниями, так и с количеством поступающего осадочного материала (Зодоенко, Моисеев, 2017).

В целом, в ходе анализа полученных результатов можно сделать вывод о том, что северная часть ВУ НГБ на авлакогеновом этапе своего развития (Pr_2R) формировалась под воздействием многостадийного рифтогенеза, при этом, не достигнув пика своего развития (отмирание авлакогена произошло без образования коры океанического типа).

Детальное изучение геологической истории формирования рифейских толщ позволило проследить особенности развития нефтяных систем этого региона, а также выявить определенные закономерности. Так, в результате анализа палеоструктурных карт (рис.1 в) можно сделать вывод о том, что формирование «материнской» оси авлакогена по всей видимости происходило в доприкамское (?) время раннего рифея, так как на данном этапе развития грабен уже имеет широкое распространение, занимая значительную часть площади современного Камско-Бельского авлакогена. Направление оси соответствует региональному Урало-Тиманскому простиранию и, по всей видимости, отражает связь в их формировании.

В калтасинское время раннего рифея происходит вторичный рифтинг с образованием Орьебашь-Чернушинской приподнятой зоны, в результате чего существующая ось разделяется на две обособленные впадины – Камскую и Бельскую, сформировавшие впоследствии современный облик Камско-Бельского авлакогена. Стоит заметить, что в послекалтасинское время южная (Бельская) часть активно развивается: происходит интенсивное прогибание с образованием мощных осадочных толщ, тем самым и условий для быстрой генерации углеводородов нефтематеринскими толщами нижнего рифея. Об этом также свидетельствует избирательная приуроченность основных нефтепроявлений в рифей-вендском нефтегазоносном комплексе ВУ НГБ к северным зонам Камско-Бельского авлвкогена (Башкова, 2017). Данную особенность по всей видимости можно объяснить лишь тем, что Камская часть испытывала менее амплитудные прогибания, как следствие –

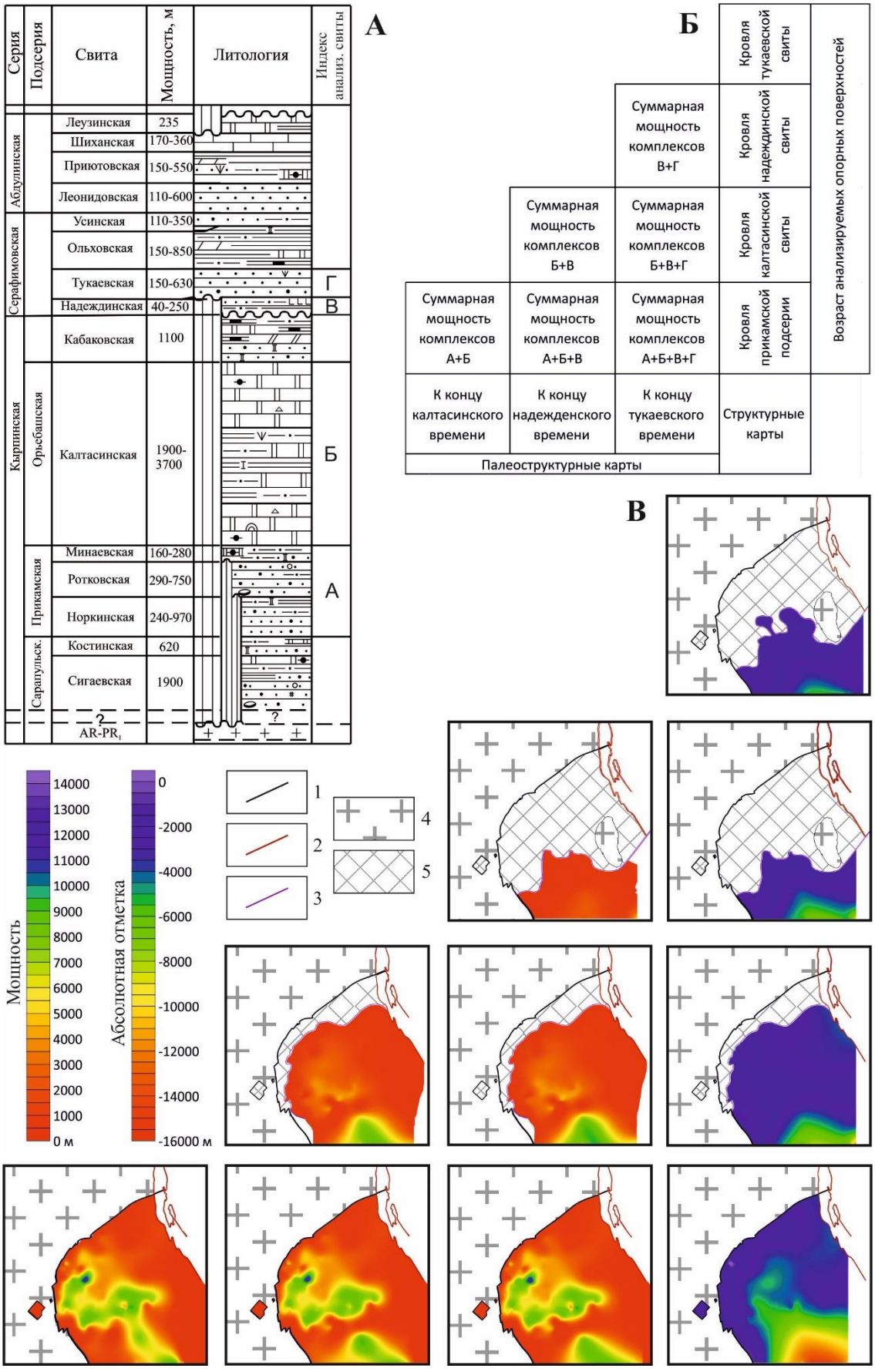


Рис.1. Изопахический треугольник северной части Камско-Бельского авлакогена. а) Сводная стратиграфическая колонка верхнего протерозоя Волго-Уральской области по В.И. Козлову (Козлов и др., 2011); б) Схема построения изопахического треугольника; в) Изопахический треугольник. 1- границы Камско-Бельского авлакогена, 2- границы складчатого Урала, 3- граница распространения отложений рифея, 4- кристаллический фундамент, 5- зона отсутствия развития отложений рифея

генерация здесь могла начаться намного позже, а углеводороды генерированные этими толщами имели возможность сохраниться до настоящего времени.

В кабаковский век рассматриваемая территория претерпевает мощный региональный подъем территории с разрушением накопившихся к этому времени толщ. О величине этого эрозионного события и его катастрофичности можно судить и по интенсивному сужению ареалов рифейской седиментации в дальнейшем в этой части ВУ НГБ. Начальный этап надеждинского века сопровождался оживлением тектонической активности на континенте, что подтверждается наличием в породах интрузий габбро-диабазов (долеритов) (Хопта, 2019). Так уже к концу надеждинского времени отмечается сокращение зон распространения и уменьшение мощностей отложений рифея, область максимальной седиментации – по-прежнему на юге, юго-востоке. Тукаевское время ознаменовалось началом новой обширной трансгрессией, пришедшей с востока, тем не менее, к концу времени граница авлакогена сузилась почти в половину. Интересной здесь является также и характер морфологии северной обрамляющей части – по всей видимости, ее ажурообразная форма также связана с процессами общей деструкции нижележащих отложений рифея, а также образованием эрозионных врезов.

Таким образом, выполненный анализ карт толщин рифейских отложений северной части Камско-Бельского авлакогена позволяет сделать следующие выводы: разрез представлен в основном нижним комплексом рифея, данный комплекс на протяжении прикамсого и калтасинского времени откладывался в условиях активного пригибания территории. Одним из результатов данного рифтогенеза является образование Орьебашь-Чернушинской приподнятой зоны к концу калтасинского времени; В конце раннего рифея (кабаковское время) эта структура начала испытывать подъем, сопровождающийся размывом ранее образовавшихся осадков; В среднем рифее территория испытывает новый этап тектонической активности на континенте, и, впоследствии, началом новой обширной трансгрессии, пришедшей с востока. В результате чего в южную часть впадины в виде небольших языков с юго-востока заходят отложения среднего рифея мощностью, не превышающей несколько сот метром.

Список литературы

1. Башкова С. Е., Карасева Т. В., Гиниятова Л. Ф. О перспективах нефтегазоносности отложении ниже освоенных промышленностью глубин в волго-уральскои нгп //Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ, 2017. С. 6-15.
2. Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашева М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК «Звезда», 2001. 108 с.
3. Зодоенко Л.А., Моисеев С.А. История формирования Ковыктинского выступа по данным 3D сейсморазведки // Альманах публикации сотрудников ООО «ИНГЕОСЕРВИС». № 10, 2018. С. 43-49
4. Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. Новая схема расчленения разреза параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. 60 с.
5. Хопта И. С. Формации и изменение седиментации нижнего и среднего рифея северной части Камско-Бельского авлакогена //Новые направления нефтегазовой геологии и геохимии. Развитие геологоразведочных работ, 2019. С. 357-363.

Sr-Nd-Pb изотопная систематика пород рифейского офиолитового комплекса и шпинелевых лерцолитов Хангайского ареала, Центральная Монголия

Шпакович Л.В., Саватенков В.М.

Институт геологии и геохронологии докембрия, lydia.shpakovich@gmail.com

Представления об изотопных параметрах субконтинентальной литосферной мантии имеют существенное значение для характеристики причин и источников внутриплитного магматизма, а также рудного вещества, связанного с внутриконтинентальной эндогенной активностью. В настоящей работе представлены результаты изучения Sr-Nd-Pb изотопных параметров в литосферной мантии Центрально-Азиатского региона на примере различных объектов, имеющих прямую генетическую связь с верхней мантией.

Прямыми источниками информации об изотопных особенностях мантии являются непосредственные продукты её плавления, а также мантийные ксенолиты, выносимые на поверхность базальтовыми магмами. Современными продуктами плавления мантии являются базальты срединно-океанических хребтов и океанических островов. Их древними аналогами в пределах складчатых поясов (в том числе и Центрально-Азиатского складчатого пояса) являются офиолитовые комплексы. Изучение мантийных ксенолитов, вынесенных на поверхность кайнозойскими внутриплитными базальтами в пределах в том числе микроконтинентов Центрально-Азиатского пояса, и пород офиолитов позволяет определить и сравнить между собой изотопно-геохимические характеристики литосферной мантии в соседствующих тектонических обстановках в пределах региона.

Ярким примером такого офиолитового комплекса в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса является комплекс Баян-Хонгор, расположенный в западной части Центральной Монголии, возраст которого определён как 665 млн лет (Kovach и др., 2005). Породы комплекса являются индикатором ранней истории развития Палеоазиатского океана, раскрывшегося при расколе Лавразии на Сибирский континент и Лаврентию 650-720 млн лет назад (Kovach и др., 2005). В отличие от более поздних офиолитовых комплексов, распространённых в пределах Монголии и формировавшихся в обстановке островных дуг, геохимические характеристики пород Баян-Хонгорского офиолитового комплекса (БХОК) указывают на их тектоническую принадлежность к обстановке срединно-океанических хребтов – океанических островов. Изотопный состав Nd в этих породах отвечает параметрам деплетированной мантии (Terentyeva и др., 2008). а значит, отражают состав литосферной мантии Палеоазиатского океана в позднем рифее.

Отобранные для изучения образцы даек и лав представлены плагиопорфировыми и афировыми базальтами и диабазами. Состав редких элементов в дайках и лавах демонстрируют характеристики преимущественно базальтов E-MORB с трендом, тянущимся к базальтам океанических островов и плато (OIB). Величина $\varepsilon_{Nd}(665)$ в этих породах варьирует в диапазоне +10.2 - +12.1. Все породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, что должно было отразиться на U-Pb изотопной системе этих пород. Поэтому для оценки первичных изотопных характеристик Pb в породах (БХОК) был проанализирован изотопный состав Pb в сульфиде, выделенном в одном из образцов и представляющий вкрапленную минерализацию. Высокая концентрация Pb (37.5 мкг/г) и низкое $^{238}U/^{204}Pb$ отношение (0.06) в этом сульфиде позволяют наиболее достоверно оценить первичные отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, а также и первичное отношение $^{208}Pb/^{204}Pb$, основываясь на допущении, что и Th/Pb в этом сульфиде тоже должно быть низким. Полученные значения первичных изотопных отношений Pb для данного образца составляют: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17.47, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.33, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 36.92 (рис. 1). Полученные первичные изотопные характеристики Pb в породах БХОК указывают на более низкое U/Pb и более высокое отношение Th/U в мантии Палеоазиатского океана относительно верхней мантии, согласно модели Крамерса-Толстихина (Kramers, Tolstikhin, 1997). С этими оценками согласуются данные изотопного

состава Pb в сульфидах месторождения Ою-Тологой локализованного в герцинском островодужном комплексе юга Монголии (Wainwright, 2008).

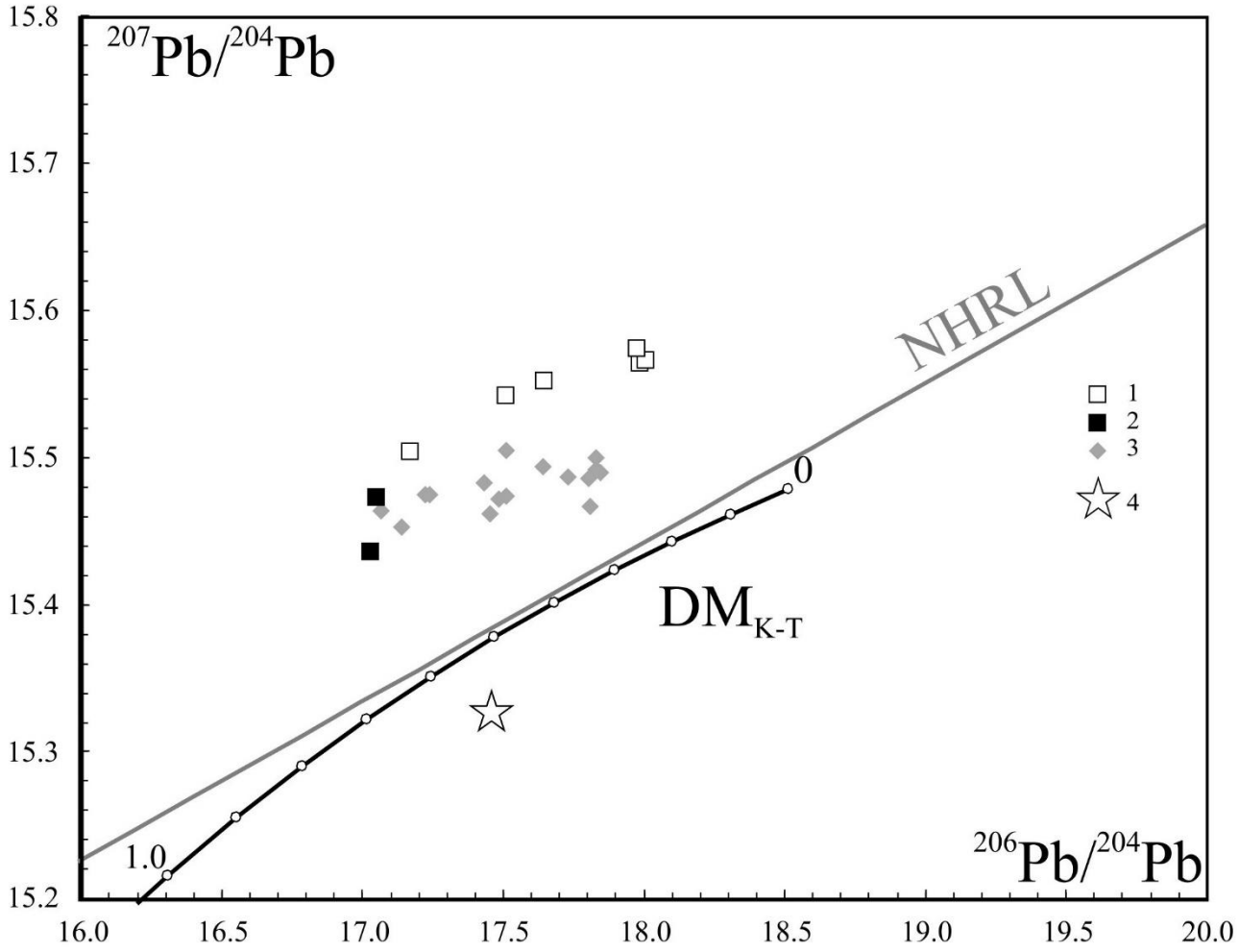


Рис. 1. Диаграмма в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$. 1 – мантийные ксенолиты шпинелевых лерцолитов, 2 – мегакристы пироксенов, 3 – щелочные базальты Тарятского грабена, 4 – сульфид из базальтов БХОК. Черная линия – линия эволюции Pb в верхней мантии согласно модели Крамерса-Толстихина, серая линия – изотопная регрессия для БСОХ северной полусферы (NHRL) (Hart, 1984).

Для характеристики Sr-Nd-Pb изотопных параметров субконтинентальной литосферной мантии были изучены мантийные перидотиты, вынесенные на поверхность позднекайнозойскими внутриплитными щелочными базальтами Тарятского грабена, расположенного в центральной части Монголии в зоне сочленения Хангайского батолита и докембрийского Дзабханского террейна. Были изучены изотопные Sr-Nd-Pb характеристики в четырёх образцах шпинелевых лерцолитов и двух мегакристов клинопироксенов, отобранных из двух вулканических конусов. Изотопный состав Sr, Nd и Pb изучался в клинопироксенах, выделенных из лерцолитов. С целью удаления поверхностных вторичных изменений, монофракции клинопироксена выщелачивались в 50% плавиковой кислоте при комнатной температуре. Изотопные характеристики Sr и Nd в перидотитах, представленные шпинелевыми лерцолитами, отвечают деплетированной мантии. Три образца лерцолитов характеризуются сходными изотопными характеристиками Pb со следующими параметрами: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 17.97 – 18.00, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.56 – 15.57, $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 37.88 – 38.01 (рис. 1). Мегакристы клинопироксена характеризуются менее радиогенным составом Pb и по трём изотопным системам отвечают обогащённому источнику кайнозойских базальтов Тарятского грабена EMI-типа. Один образец лерцолитов по изотопным параметрам Pb занимает промежуточное положение между вышеописанными образцами отражая процесс

метасоматического преобразования континентальной литосферной мантии глубинным расплавом, несущим характеристики обогащённой мантии EMI-типа.

Результаты проведённых исследований позволяют сделать следующие заключения. В породах позднерифейского офиолитового комплекса Центрально-Азиатского пояса, представляющих ювенильную океаническую кору, изотопный состав Pb демонстрирует отличие U-Th-Pb изотопных параметров мантии Палеоазиатского океана от модельных оценок для верхней мантии. При этом географически близко расположенная субконтинентальная литосферная мантия, находящаяся в основании окраины докембрийского микроконтинента, к концу кайнозойского периода имеет гетерогенные Sr-Nd-Pb изотопные характеристики, отражающие метасоматическое преобразование литосферной мантии глубинными мантийными источниками, несущими характеристики обогащённой мантии EMI-типа. Деплетированная составляющая континентальной сублитосферной мантии в пределах Хангайского ареала по U-Th-Pb изотопным параметрам также существенно отличается от деплетированной верхней мантии, отвечающей модели Крамерса-Толстихина.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 20-05-00401

Список литературы

1. Hart, S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. Nature 309, 753–757.
2. Kovach V.P., Ping Jian, Yarmolyuk V.V., Kozakov I.K., Dunyi Liu, Terent'eva L.B., Lebedev V.I., and Academician of the RAS Kovalenko V.I. Magmatism and Geodynamics of Early Stages of the Paleoasian Ocean Formation: Geochronological and Geochemical Data on Ophiolites of the Bayan-Khongor Zone. // Doklady Earth Sciences. – 2005. – 404 (7). – P. 1072-1077.
3. Kramers, J.D., Tolstikhin, I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. // Chem. Geol. – 1997. – 139. – P. 75–110.
4. Terentyeva L.B., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., and Kozlovsky A.M. Composition, Sources, and Geodynamics of Rock Formation in the Late Riphean Bayankhongor Ophiolite Zone: Characteristics of Early Stages in the Evolution of the Paleo-Asian Ocean. // Doklady Earth Sciences. – 2008. – 423A (9). – P. 1462-1466.
5. Wainwright A.J. Volcanostratigraphic framework and magmatic evolution of the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au district. Ph.D. thesis, The University of British Columbia – 2008.

Примесный состав циркона как источник информации об условиях формирования Шумиловского интрузива в Центральном Забайкалье

Шубина Н.Е., Баданина Е.В., Волкова Е.В., Машкин Д.А.
Санкт-Петербургский государственный университет, st063671@student.spbu.ru

Работа посвящена изучению особенностей морфологии и примесного состава циркона из пород Шумиловского редкометального гранитного интрузива в Центральном Забайкалье. Целью работы является оценка вариаций примесного состава циркона в процессе фракционирования гранитоидной системы и постмагматического метасоматоза в сложной рудно-магматической системе Шумиловского месторождения.

Рудное поле Шумиловского месторождения относится к куполовидному выступу интрузии асакан-шумиловского комплекса, залегающего преимущественно среди более древних гранитоидов даурского комплекса (Гайворонский, 1995). Пространственно месторождение приурочено к Шумиловскому массиву биотитовых гранитов и представляет собой минерализованную грейзеновую залежь в надкупольной зоне расположенного на глубине штока Li-F гранитов, то есть представляет собой структуру «купола в куполе». В строении массива выделяются две интрузивные фазы – биотитовые граниты и лейкограниты, и Li-F протолитионитовые граниты и онгониты.

Циркон был выделен из 8-ми проб тяжелой фракции, полученных из представительных проб пород Шумиловского массива: из с/з биотитовых порфировидных гранитов, лейкогранитов, кварц-полевошпатовых метасоматитов и слюдяно-кварцевых грейзенов, развивающихся по лейкогранитам, а также из протолитионитовых гранитов, даек онгонитов и м/з грейзенов по Li-F гранитам. Была описана морфология, выделены морфотипы (по Pupin, 1980), сделаны оптические фотографии наиболее представительных зерен. Циркон проанализирован методом микрозондового анализа на Hitachi S-3400N (Ресурсный центр СПбГУ «Геомодель». Для изучения внутренней зональности зерен был применен катодолюминесцентный анализ на электронном микроскопе Zeiss Supra 40VP с системой CL-регистрации Gatan MonoCL^{3+}, (Ресурсный центр СПбГУ «Нанотехнологии»).

В результате проведенных минералого-геохимических исследований циркона из гранитов, онгонитов и метасоматитов редкометальных гранитов Шумиловского массива были получены следующие результаты.

Ядра циркона биотитовых гранитов характеризуются повышенными содержаниями P, Li, Cs, Nb, в них отсутствует F, низкая сумма LREE. В оболочках циркона растёт концентрация H_2O и B, падает содержание Li, Nb, суммы РЗЭ, при слабом возрастании La/Yb отношения, значительном уменьшении степени положительной Ce-аномалии.

В цирконе из кварц-полевошпатовых метасоматитов и грезенов, развивающихся по лейкогрантам, в оболочках наблюдаются максимальные для пород 1 фазы содержания H_2O, F и, особенно, B, мало Li, минимальное Ce/Ce*-отношение. Эти данные являются признаками гидротермального воздействия. Цирконы из кварц-полевошпатовых метасоматитов, развивающихся по биотитовым гранитам наследуют примесный состав циркона материнской породы

В цирконе из протолитионитовых гранитов и онгонитов наблюдаются максимальные содержания Hf, Li, Cs, Be, Nb, H_2O, повышено содержания F, главное – высокая концентрация LREE, низкое Ce/Ce*-отношении.

Для циркона из пород разных фаз характерны различные тренды эволюции примесного состава по зонам роста (от ядра через осцилляторную зону к внешней кайме). Выявлен парадоксальный факт – ядра биотитовых гранитов наиболее богаты суммарным содержанием примесных элементов. В процессе роста циркона происходит резкое уменьшение Th, U, REE, Y, при возрастании Hf, лишь на позднем этапе наблюдается накопление Th и U. Цирконы онгонитов изначально богаты примесными элементами – особенно Hf (до 9 масс%), они эволюционируют слабо.

Оценены температуры кристаллизации циркона по «Ti-in-zircon» (Watson, Harrison, 2007). Температурный режим формирования биотитовых и лейкогранитов порядка 800-750°С, Li-F гранитов и онгонитовых даек – 770-660°С.

Полученные данные по геохимии циркона подтверждают представление о двухфазном строении массива, кроме того, эти данные позволяют полагать, что каждая фаза магматизма завершалась своим метасоматозом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-00957). Исследования проводились с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» и «Нанотехнологии» Научного Парка СПбГУ.

Список литературы

1. Гайворонский Б.А. Шумиловское месторождение // Месторождения Забайкалья, М.: Геоинформарк, 1995, т.1, кн.1, с.139-141.
2. Pupin Jr.P. Zircon and granite petrology //Contribution to mineralogy and petrology. -1980. V.73. - P.207-220.
3. Watson E. B. and Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and planetary sciences letters 64:295-304 (1983).

Двустворчатые моллюски мела – основания палеогена юго-западного Крыма в коллекциях Горного музея. Биологическое разнообразие и стратиграфическое распространение

Шушаков М.В.
Санкт-Петербургский Горный университет, max03251999@gmail.com

Введение. Статья посвящена изучению двустворчатых моллюсков юго-западного Крыма в коллекциях Горного музея. Автор ставил перед собой задачу оценить биологическое разнообразие выбранной группы фауны, стратиграфическое распространение отдельных видов и особенности их образа жизни. Материалом для работы послужили коллекции, собранные на юго-западе Крымского полуострова: на берегах реки Бельбек, ручьев Мокрого, Лагерного и Двуглавого, в бортах логов Сбросового и Кабаньего, на склонах гор Мангуп и Пирамида, в окрестностях деревни Саблы. Большая часть была собрана студентами Ленинградского горного института в 1965 г.

Биологическое разнообразие. В коллекции представлены разные группы организмов: двустворчатые моллюски, брахиоподы, коралловые полипы, морские ежи, аммоноидеи, мшанки и др. Наиболее многочисленными (69 образцов) и разнообразными оказались двустворчатые моллюски, из-за чего они были исследованы более детально. В коллекции были установлены представители двух подклассов: *Pteriomorphia* и *Heterodonta*. Было определено 19 родов (Табл. 1), которые относятся к 14-ти семействам и 10-ти отрядам.

Два наиболее полно представленных рода были тщательно изучены и определены до вида. Первый из них – *Inoceramus*. Среди его представителей в коллекциях определено 7 видов: *Inoceramus balticus Boehm, Inoceramus barabini Morton, Inoceramus belbekensis Yanin, Inoceramus convexus Hall et Meek, Inoceramus crippsi Mantell, Inoceramus muellery Petrascheck, Inoceramus regularis d'Orbigny*. *Inoceramus barabini Morton* отличается от остальных видов слабо выступающей над прямым и длинным связочным краем макушкой, *Inoceramus convexus Hall et Meek* – массивной и обособленной макушкой, а *Inoceramus muellery Petrascheck* – раковиной округленно-пятиугольного очертания и наличием гребней нарастания. *Inoceramus crippsi Mantell* и *Inoceramus belbekensis Yanin* довольно похожи, однако обладают различным перегибом связочного края – у первого вида он прямой. *Inoceramus balticus Boehm* и *Inoceramus regularis d'Orbigny* также довольно схожи друг с другом, их отличия состоят в скульптуре различной направленности и наличии небольшого цоколя у последнего вида.

Второй детально изученный род – *Pycnodonte*. В коллекциях было установлено 3 вида. *Pycnodonte mirabilis Rousseau* отличается от остальных более крупными размерами и массивной раковиной. У *Pycnodonte similis Pusch* обособленная загнутая макушка. *Pycnodonte versicularis Lamarck* отличается от остальных видов крыловидным расширением (Горбач,1972).

Стратиграфическое распространение. Для того, чтобы установить, насколько полно стратиграфические интервалы распространения изученных видов охарактеризованы в музейных коллекциях, были сопоставлены данные музейных этикеток о стратиграфической привязке образцов и данные, указанные в литературе (Аркадьев, Богданова, 1997; Бодылевский, 1990). Результаты этой работы отражены в таблице 1, в которой перекрестьями обозначены данные, полученные из литературы, а серым цветом – данные музейных этикеток. Наибольшее разнообразие образцов в изученных коллекциях приурочено к берриасскому и маастрихтскому ярусу, наиболее полно представлены интервалы распространения большинства установленных видов *Inoceramus* и *Pycnodonte*, а также такие рода, как *Lopha* и *Heterodiceras*.

Образ жизни. Последней стадией работы являлось изучение образа жизни двустворчатых моллюсков. В коллекции установлено 4 группы бентоса: прикрепленный цементирующий, прикрепленный биссусом, свободно лежащий на одной из створок и моллюски, предположительно умевшие плавать, хлопая створками (Орлов, 1960). К первому типу относятся такие рода, как *Ostrea* и *Spondylus*, о чем говорит специфичная форма раковин и наличие образца *Ostrea*, наросшего путем цементации на створку *Inoceramus*. Среди прикрепленных биссусом родов двустворок можно выделить: *Acromytilus*, молодые формы

Pecten и *Chlamys*. Представителем свободно лежащего бентоса является *Pecten*. Также *Pecten* и *Chlamys* возможно могли плавать, хлопая створками.

Таблица 1. Стратиграфические интервалы распространения изученных образцов

Ярус	**Берриасс**	**Валанжин**	**Готерив**	**Баррем**	**Апт**	**Альб**	**Сеноман**	**Турон**	**Коньяк**	**Сантон**	**Кампан**	**Маастрихт**	**Датский**
Индекс	K_1b	K_1v	K_1g	K_1br	K_1a	K_1al	K_2s	K_2t	K_2k	K_2st	K_2km	K_2m	Pd
Inoceramus balticus											X		
I.barabini											X		
I.belbekensis	X												
I.convexus											X		
I.crippsi							X						
I.muellery										X			
I.regularis											X	X	
Pycnodonte mirabilis												X	
P.similis												X	X
P.versicularis										X	X	X	X
Plagiostoma	X	X	X										
Arcomytilus	X												
Ostrea	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Lopha												X	
Gervillella	X	X											
Gervillaria	X	X											
Neithea	X	X	X										
Pecten		X	X			X	X						
Chlamys	X	X	X									X	
Spondylus											X	X	
Pholadomya	X	X	X									X	
Panope	X	X	X										
Integricardium	X	X	X										
Protocardia	X	X	X										
Heterodiceras		X											
Sphaera			X										
Isocardia		X										X	

Заключение. В изученной коллекции выявлено 19 родов двустворчатых моллюсков. Наиболее полно представлены рода *Inoceramus* и *Pycnodonte* (7 и 3 вида, соответственно). Образцы характеризуют два яруса нижнего и пять ярусов верхнего мела, а также датский ярус палеогена.

Список литературы

1. Аркадьев В.В., Богданова Т.Н. Атлас меловой фауны юго-западного Крыма. СПб: Санкт-Петербургский горный институт, 1997, 357 с.
2. Орлов Ю.А. Основы палеонтологии. Моллюски панцирные, двустворчатые, лопатоногие. М.: Академия наук СССР, 1960, 299 с.
3. Бодылевский В.И. Малый атлас руководящих ископаемых: Справочное пособие – 5-е изд. перераб. и доп. Л.: Недра, 1990, 263 с.
4. Горбач Л.П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. М.: Недра, 1972, 152 с.

Термодинамические условия формирования реститовых ультрамафитов фундамента Западно-Сибирской плиты на территории Томской области

Юричев А.Н.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, juratur@sibmail.com

Мафит-ультрамафитовые офиолитовые комплексы, представляющие собой фрагменты земной коры океанического типа, вскрытые поисково-оценочными скважинами в фундаменте Западно-Сибирской плиты в пределах территории Томской области, к настоящему времени известны на юго-востоке области в окрестностях с. Турунтаево (Яйский офиолитовый комплект) и на западе области на Фестивальной нефтегазоносной площади Каргасокского района. Если ультрамафиты Яйского офиолитового комплекса ранее подлежали петрографическому изучению сотрудниками Томского государственного и Томского политехнического университетов (Ворошилов и др., 2001; Врублевский, Гончаренко, 1969), то ультрамафиты Фестивальной площади, поднятые в керне с глубины ~3000-3300 м, остались практически не изученными. Помимо этого до настоящего времени по обоим объектам почти отсутствуют данные об их вещественном составе и возрастных датировках.

Существенной проблемой при исследовании данных ультрамафитов является то, что большинство из них представляют собой интенсивно преобразованные и практически полностью серпентинизированные породы (рис. 1). Единственным путем расшифровки первичных свойств является изучение среди сплошной массы серпентина, боулингита и хлорита небольших реликтов исходных силикатных и рудных минералов. В этом отношении наиболее информативными представляются акцессорные хромшпинелиды, которые сохраняются даже в интенсивно метаморфизованных серпентинитах.

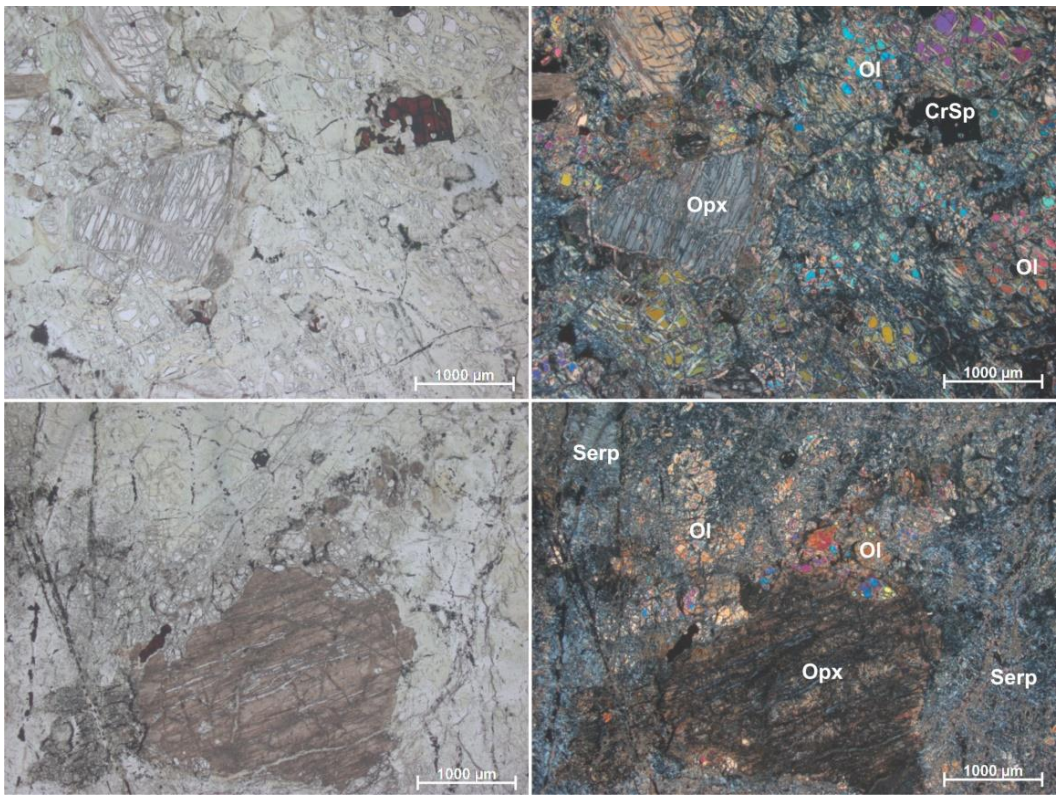


Рис 1. Серпентинизированные гарцбургиты из фундамента Западно-Сибирской плиты, Фестивальная площадь Томской области. Фотографии в проходящем свете без анализатора (слева) и с анализатором (справа). Ol – оливин, OPx – ортопироксен, Serp – серпентин, CrSp – хромшпинель.

С помощью рентгеноспектрального микроанализа на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 (ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ, г. Томск), выполнено

изучение реликтов зерен оливина и акцессорной хромшпинелиевой минерализации в ультрамафитах Фестивальной площади Томской области. Используя полученные данные, с применением оливин-хромшпинелиевого геотермометра Дж. Фабри, экспериментальных данных по степени частичного плавления исходного рестита и геодинамическим условиям формирования реститовых ультрамафитов, предпринята попытка реконструкции термодинамических параметров кристаллизации изученных ультрамафитов фундамента Томской области.

Оценка химического состава реликтов оливина и тесно ассоциирующих с ними акцессорных хромшпинелидов с использованием результатов экспериментальных данных (Леснов, Подлипский, 2008; Arai, 1994; Hirose, Kawamoto, 1995) позволила определить степень частичного плавления мантийного субстрата при формировании исследуемых ультрамафитов. Согласно расчетам и графическим построениям (рис. 2, *а-б*), данные породы формировались при вариации степени частичного плавления мантийного источника в диапозоне ~20–32 %.

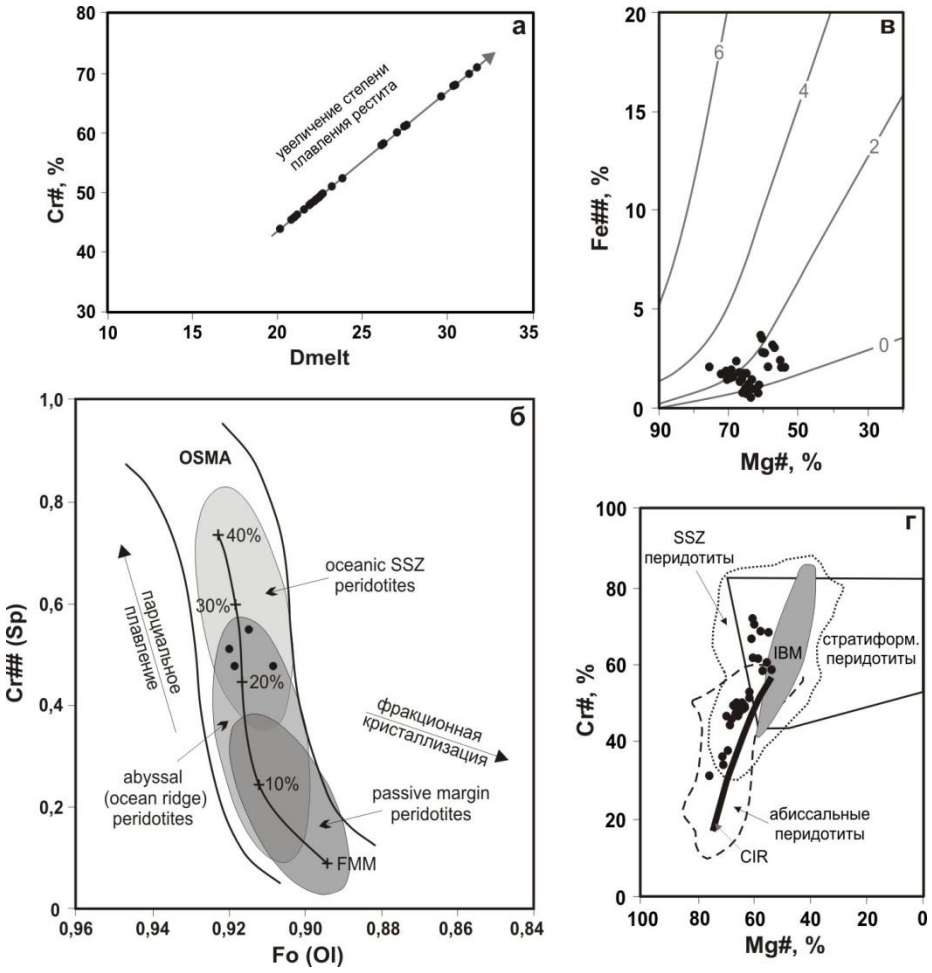


Рис 2. Бинарные диаграммы для хромшпинелидов и оливинов из ультрамафитов фундамента Западно-Сибирской плиты на территории Томской области, отражающие условия и геодинамическую обстановку их формирования: *а* – зависимость значений параметра Cr# хромшпинелидов от степени частичного плавления лерцолита Dmelt (Леснов, Подлипский, 2008; Hirose, Kawamoto, 1995), D_{melt}=0,426×Cr#+1,538; *б* – мантийный источник и степень плавления мантии по сосуществующим оливину и хромшпинели (Arai, 1994), Fo (Ol) – форстеритовая составляющая в оливине (Mg/(Mg+Fe), ат.%), Cr## (Sp) – хромистость шпинели (Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}), OSMA – оливин-хромшпинелиевая мантийная область, FMM – исходная (неистощенная) мантия под срединно-океаническими хребтами; *в* – линии на диаграмме (Melcher et al, 1997) представляют теоретические изобары для чистого (Mg,Fe)Cr_2O_4, значения указаны в Кбар; *г* – геодинамическая обстановка исследуемых ультрамафитов (SSE – океанические надсубдукционные перидотиты, IBM – перидотиты Идзу-Бонин-Марианской островной дуги, CIR – перидотиты Центрального Индийского хребта) (Степанец, 2010). Cr#=[Cr/(Cr+Al)]×100%; Fe##=[Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)]×100%; Mg#=[Mg/(Mg+Fe^{2+})]×100%.

С использованием оливин-хромшпинелиевого геотермометра Дж. Фабри (Fabries, 1979) определен температурный интервал формирования изученных метаморфических ультрамафитов фундамента, соответствующий от 887 до 759 °С (табл. 1). При этом рассчитанное давление при кристаллизации достигало ~3Кбар (рис. 2, *в*). А геодинамическая обстановка, очевидно, отвечала надсубдукционной островодужной обстановке генезиса (рис. 2, *б, г*), проявившейся в истории развития и закрытия Обь-Зайсанского палеоокеана благодаря сближению Казахстана и Сибири (Крук и др., 2016).

Таблица 1. Расчет температур формирования ультрамафитов фундамента Томской области по оливин-хромшпинелиевому геотермометру Дж. Фабри

№ п/п	Оливин				Хромшпинелид				T, ºC
	SiO_2	MgO	FeO	NiO	Cr_2O_3	Al_2O_3	FeO	MgO	
1	42,41	8,97	48,25	0,37	48,60	20,00	17,59	13,08	887
2	42,65	7,86	49,16	0,33	48,77	20,09	17,57	12,73	812
3	42,40	8,88	48,35	0,38	47,61	21,34	19,09	11,96	791
4	41,63	9,12	48,69	–	45,92	21,95	19,14	12,38	820
5	41,68	10,31	47,45	0,56	40,90	28,84	15,35	14,41	883
6	42,77	7,17	49,80	0,25	40,14	29,29	14,82	14,80	759
7	42,44	7,56	49,65	0,35	41,05	28,88	14,96	15,11	801
8	42,20	8,85	48,53	0,43	40,71	28,22	14,81	15,01	879
9	43,10	6,75	49,84	0,31	38,30	31,01	15,09	15,61	764
10	42,55	8,13	48,99	0,33	41,29	28,61	15,15	14,95	824
11	42,46	8,20	48,99	0,35	43,73	25,95	15,83	13,75	793

Такие выводы хорошо согласуются с ранее полученными результатами по ультрамафитам из фундамента Западно-Сибирской плиты, поднятым в керне нефтяных скважин в Ханты-Мансийском автономном округе (Симонов и др., 2012).

Список литературы

1. Ворошилов В. Г., Коробейников А. Ф., Чернышов А. И., Уткин Ю. В., Боярко Г. Ю., Пшеничкин А. Я., Скогорев А. И. Металлогения (Au, Pt, Pd) магматических комплексов Томь-Яйского междуречья. Томск: STT, 2001. 220 с.
2. Врублевский В. А., Гончаренко А. И. Гипербазиты северного продолжения Кузнецкого Алатау (Томская обл.) // Проблемы геологии и металлогении Сибири. Тез. докл. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1969. С. 199-208.
3. Крук Н. Н., Сафонова И. Ю., Куйбида М. Л., Хромых С. В. Эволюция обь-зайсанского палеоокеана: новые данные и нерешенные проблемы // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск: Издательство Сибирского отделения РАН, 2016. С.111-113.
4. Леснов Ф. П., Подлипский М. Ю. Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // ДАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 660-664.
5. Симонов В. А., Иванов К. С., Ступаков С. И., Ерохин Ю. В., Каячев Н. Ф. Мантийные ультрамафитовые комплексы фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна // Литосфера. 2012. № 3. С. 31-48.
6. Степанец В.Г. Генезис надсубдукционных офиолитов аллохтона Северо-Востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2010. № 5. С. 4-15.
7. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. V. 113. P. 191-204.
8. Fabries J. Spinel-olivine geotermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. V. 69. P. 329-336.
9. Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H_2O on the genesis of basaltic magmas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 133. P. 463-473.
10. Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T. V., Stumpfl E. F. Petrogenesis of the Ophiolitic Giant Chromite Deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a Study of Solid and Fluid Inclusions in Chromite // Journal of Petrology. 1997. V. 38. № 10. P. 1419-1458.

Геоэкологическая оценка состояние подземных вод на территории ОАО «Гомельский химический завод»

Ющенко И.С.

УО «Гомельский государственный университет имени Ф. Скорины», rengm_2016@mail.ru

Аннотация. В статье приводятся сведения о химическом составе подземных вод и степени защищенности от проникновения в водоносные горизонты загрязняющих компонентов на территории ОАО «Гомельский химический завод».

Ключевые слова: подземные воды, фосфогипс, загрязнение, зона аэрации, естественная защищенность подземных вод.

Введение. В городе Гомеле источником техногенного воздействия на подземную гидросферу являются производственные объекты Гомельского химического завода и отвалы фосфогипса. Отвалы фосфогипса представляют собой техногенные образования, являющиеся негативным следствием работы предприятия ОАО «Гомельский химический завод». Из них под большим давлением отжимается раствор, который содержит в своем составе фосфаты, фториды и сульфаты, что значительно увеличивает минерализацию подземных вод. На участках складирования фосфогипса происходит преобразование ландшафтов, что ведет к нарушению естественного гидродинамического и геохимического режимов. Детальное изучение химического состава подземных вод и особенностей геохимических процессов является весьма актуальным на сегодняшний день.

Материалы исследования. В основе исследований лежит материал, который был получен в процессе проведения локального мониторинга подземных вод на территории промплощадки и санитарно-защитной зоны Гомельского химического завода.

Результаты. С 1987 года на базе УО «ГГУ им. Ф. Скорины» проводится мониторинг подземных вод зоны активного водообмена на территории влияния предприятия ОАО «Гомельский химический завод». Кроме проведения систематических наблюдений за качеством подземных вод, его задачей ставилась оценка современных масштабов загрязнения, изучение миграции загрязняющих компонентов и прогноз развития загрязнения. В пробах воды обнаружено высокое содержание ряда компонентов.

На территории ОАО «Гомельский химический завод» грунтовый водоносный горизонт объединяет воды современных, верхне- и среднечетвертичных отложений. Распространен на участке почти повсеместно, лишь в местах высокого положения кровли моренных отложений перекрывающие их пески безводны. По данным локального мониторинга выявлена высокая минерализация грунтовых вод под отвалами фосфогипса. В составе фосфогипса содержатся растворимые фосфаты, вымывание и инфильтрация которых приводит к привносу в водоносный горизонт фосфатов. В грунтовых водах обнаружено превышение предельно допустимой концентрации азота аммонийного, который используется в технологическом процессе получения смешанных удобрений. Широкое распространение в грунтовом водоносном горизонте на территории имеют сульфаты. По состоянию на май 2016 года максимальное значение сульфатов в грунтовом водоносном горизонте составляло 1,686 г/дм^3 (скважина 51).

Зона аэрации имеет большое значение для защиты от загрязнения первых от поверхности водоносных горизонтов. Чем больше мощность зоны аэрации, тем больше времени потребуется для проникновения загрязнения в водоносный горизонт. Важную роль играют литологический состав зоны аэрации, проницаемость слагающих её пород. Наиболее неблагоприятным является вариант, когда зона аэрации представлена крупнообломочными породами (щебнем, гравием) или песками. На территории исследования зона аэрации имеет незначительную мощность из-за близкого залегания грунтовых вод к поверхности (рис. 1). Во время половодья мощность зоны аэрации значительно уменьшается или вообще отсутствует из-за того, что уровень грунтовых вод находится выше земной поверхности. В литологическом составе она представлена песчаными отложениями, что определяет ее высокую проницаемость. Таким образом, грунтовые воды относятся к I категории защищенности, что отвечает наименее благоприятным условиям.

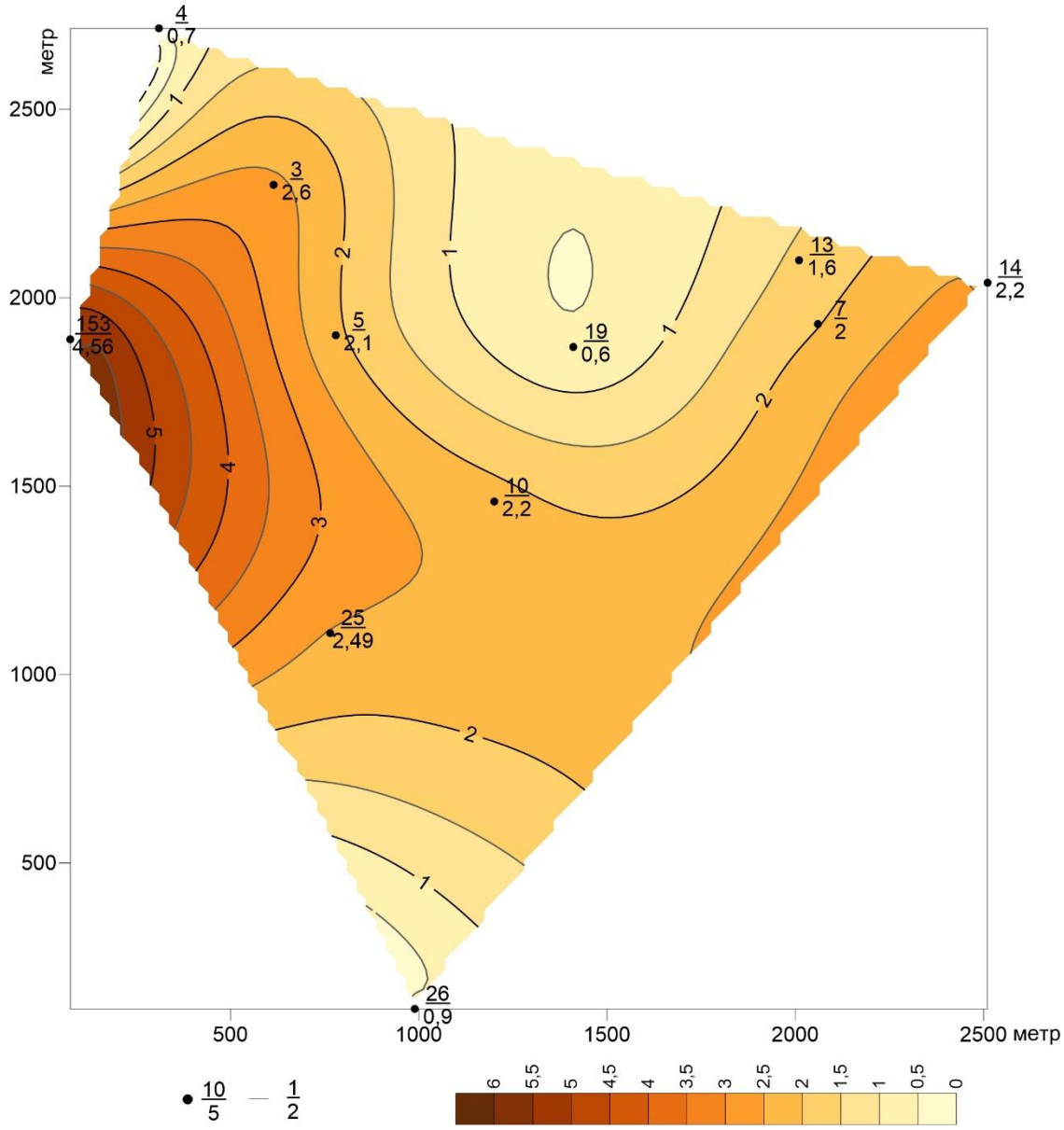


Рис. 1. Карта мощности зоны аэрации. 1 – № скважины; 2 – мощность зоны аэрации, метр.

Нижне-среднеплейстоценовый водоносный горизонт распространен повсеместно на территории исследования, отсутствует лишь в пойме Мильчанской канавы, где на породах палеогена залегают озерно-аллювиальные отложения. Перекрывается слабопроницаемыми отложениями днепровской морены, которая является относительным водоупором. Водовмещающими породами являются пески разнозернистые, часто глинистые, с прослойками супесей и суглинков, с включениями мелкой гальки и гравия. Водоносный горизонт напорный. Питание горизонта осуществляется путем перетекания из вышезалегающего грунтового горизонта через песчаные «окна» в моренных отложениях, а также за счет подтока из нижезалегающих горизонтов в областях их разгрузки. Разгрузка осуществляется в основном в долинах рек и перетеканием в нижезалегающие водоносные горизонты. На химический состав воды оказывает влияние гидравлическая связь с грунтовым водоносным горизонтом и состав моренных отложений. В результате распространения сульфатов вглубь наблюдается рост их концентраций нижне-среднеплейстоценовом водоносном горизонте. На участках терриконов концентрация сульфатов в подземных водах нижне-среднеплейстоценового водоносного горизонта увеличивается по сравнению с содержанием в грунтовых водах.

Палеогеновый водоносный горизонт приурочен к пескам и песчаникам харьковской свиты. Залегает на мергельно-меловой толще туронского яруса на глубинах от 9,0 до 34,5

метра. Воды напорные, а величина напора достигает 25 метров. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет перетекания из выше- и нижезалегающих напорных водоносных горизонтов. Проникновению загрязняющих компонентов в палеогеновый водоносный горизонт препятствуют подстилающие нижне-среднеплейстоценовый горизонт алевриты харьковского яруса палеогена. Мощность алевритов палеогенового возраста изменяется от 1 до 11,3 м, что определяет геологические причины неравномерности распространения загрязнения подземных вод. На территории промплощадки и санитарно-защитной зоны в палеогеновом водоносном горизонте эпизодически регистрируются высокие концентрации железа. Отмечаются гидрогеологические окна, которые ускоряют миграцию загрязняющих веществ вниз по разрезу.

Выводы. На территории ОАО «Гомельский химический завод» подземные воды претерпевают существенные изменения. В большей степени изменение химического состава грунтовых вод произошло под отвалами фосфогипса. Результаты гидрогеохимических исследований позволили установить, что в грунтовом водоносном горизонте высокие концентрации сульфатов, фосфатов и фторидов. Отложения днепровского горизонта задерживают загрязняющие компоненты и значительно ослабляют уровень загрязнения напорных подземных вод. Динамика содержания основных загрязняющих компонентов в подземных водах нижне-среднеплейстоценового водоносного горизонта показывает, что моренными отложениями задерживаются фосфаты, фториды и аммоний. Сульфаты задерживаются в меньшей степени.

Список литературы

1. Коцур В.В. Геохимия подземных вод зоны активного водообмена на территории влияния ГХЗ: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Гомель, 2004. 256 с.
2. Крайнов С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980. 285 с.
3. Тютюнова Ф.И. Гидрогеохимия техногенеза М.: Наука, 1987. – 335 с.
4. Ющенко И.С. Оценка природной защищенности подземных вод на территории ОАО «Гомельский химический завод» // Сборник статей V Международной научно-практической конференции «Актуальные вопросы наук о Земле в концепции устойчивого развития Беларуси и сопредельных государств». Гомель, 2018. С. 163-166.

Районирование территории города Казани по несущей способности грунтов

Яббарова Е.Н.

Казанский Приволжский федеральный университет, yabbarova.en@mail.ru

На сегодняшний день в г. Казань ведется активное строительство новых и реконструкция существующих районов, строятся объекты инфраструктуры, активно осваивается подземная геологическая среда, а также территории со сложными инженерно-геологическими условиями. Это обуславливает появление новых, все более сложных требований, предъявляемых проектными организациями к изыскателям.

Повышение эффективности и качества строительства в значительной степени зависит от правильной оценки физико-механических свойств грунтовых оснований.

Основной целью данного исследования является оценка инженерно-геологических условий города Казани и районирование территории по несущей способности грунтов для выявления наиболее благоприятных и безопасных зон для строительства.

Город Казань приурочен к левому берегу реки Волги, в пределах которого залегают шесть надпойменных террас. Террасы характеризуется слабохолмистым рельефом с перепадом высот от 50,4 м до 100,1 м. Основание террас представлено коренными отложениями казанского яруса, сложенными плотными светло-серыми доломитами. С поверхности коренные породы перекрываются чехлом четвертичных образований, представленными аллювиально-делювиальными отложениями, которые участками переходят в болотно-озерные. Разрез четвертичных отложений венчают современные техногенные грунты.

Оценка устойчивости геологической среды проводилась по несущей способности грунтов на основании метода статического зондирования. Данный метод является наиболее актуальным и простым способом определения показателей сопротивления грунта, позволяющим исследовать грунтовый массив на большую глубину при сравнительно небольших материальных затратах.

Сбор архивных данных проводился с 2018 по 2020 гг. из фондов изыскательских организаций города Казани. В обработку включались результаты испытания грунтов по единым методикам в соответствии с действующими ГОСТами и СП (ГОСТ 19912-2012; СП 47.13330.2012). Всего было обработано более 8000 точек статического зондирования (рис.1).

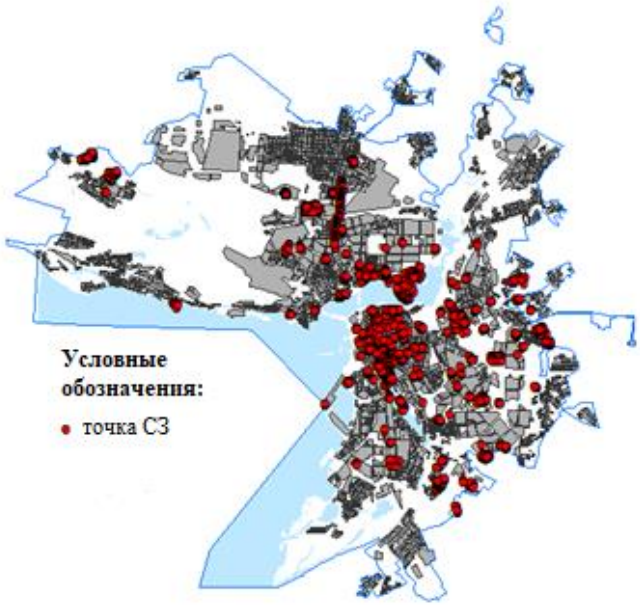


Рис. 1. Карта фактического материала (масштаб 1:25000).

Ниже представлены прогнозные карты, построенные в программном комплексе ArcGis с помощью инструмента геообработки для интерполяции поверхности на основании значений в точках с использованием метода обратно взвешенных расстояний.

Карты строились для забивных свай длиной 3-12 м (рис.2).



Рис. 2. Карты распределения частных значений предельного сопротивления забивных свай: 1) l=3 м; 2) l=4 м; 3) l=5 м; 4) l=6м; 5) l=7м; 6) l=8м; 7) l=9м; 8) l=10м; 9) l=11 м; l=10м. Темный цвет – более устойчивая область, светлый цвет – менее устойчивая.

Выводы. Таким образом, с помощью простых инструментов были выделены области по пригодности участков к строительному освоению с благоприятными, приемлемыми и неблагоприятными условиями. Выделенные районы отличаются геоморфологическими условиями, литологическим составом пород и соответствующей составу несущей способностью. Данные карты носят прогнозный характер и могут обновляться по мере внесения новой геологической информации в базу данных.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90089.

Список литературы

1. ГОСТ 19912-2012. Методы полевых испытаний статическим и динамическим зондированием.
2. СП 47.13330.2012. Инженерные изыскания для строительства.

Особенности состава литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем по данным исследования перидотитов и шлиховых проб с трубки Комсомольская-Магнитная

Яковлев И.В.[1], Мальковец В.Г.[1,2,3], Гибшер А.А.[1,2]

[1]Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева, СО РАН
[2]Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК АЛРОСА
[3]Новосибирский государственный университет

Проблемы оценки алмазоносности кимберлитовых тел, а также их прогнозирования до сих пор являются ключевыми в алмазодобывающей промышленности. Известно, что количество алмазов на тонну кимберлитового сырья, а также их качество, во многом зависит от степени метасоматического преобразования карбонатитовыми и базитовыми расплавами перидотитов в литосферной мантии, через которую происходило внедрение кимберлитовой магмы. Определить степень метасоматической переработки алмазоносного киля, а также мощность «алмазоносного окна» возможно с помощью изучения ксенолитов перидотитов из кимберлитов, а также их дезинтегрированных фрагментов из тяжелой фракции.

В качестве объекта исследований выбрана среднепалеозойская высоко алмазоносная кимберлитовая трубка Комсомольская-Магнитная. Трубка является одним из месторождений в пределах Верхнемунского кимберлитового поля, расположенного в верховьях р. Муна в 180 км к северо-востоку от г. Удачный.

Исследована коллекция из 180 перидотитовых ксенолитов трубки Комсомольская-Магнитная из которых по визуальным наблюдениям 104 относятся к дунит-гарцбургитовому парагенезису, 74 к лерцолитовому и 4 верлита. Также встречаются их гранатовые разновидности. Также исследовались минералы перидотитовых ассоциаций из шлиховых проб, взятых непосредственно с трубки.

Химический состав минералов определялся методом ЕРМА Jeol JXA 8100 в ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований» ИГМ СО РАН, Новосибирск. Микропримесный состав гранатов определялся методов LAM-ICPMS в Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Тайпей, Тайвань. Для реконструкции палеогеотермы использовался мономинеральный термобарометр Nimis, Taylor (2000).

Основным породообразующим минералом ксенолитов перидотитов является оливин. Исследование химического состава оливина предоставляет нам информацию как о степени частичного плавления литосферной мантии (повышение Mg#), так и о более поздних наложенных метасоматических процессах.

Химический состав гранатов был исследован в 35 ксенолитах. Все исследованные гранаты представлены пиропами. Из них 10 относятся к гарцбургит-дунитовому и 25 к лерцолитовому, гранаты из двух образцов близки по составу к верлитовым.

Всего было исследовано 880 зерен оливина из 171 перидотитового ксенолита. Исследование показало, что магнезиальность оливинов варьирует в среднем от 88 до 94 %, при этом магнезиальность большинства (64%) исследуемых зерен превышает 92% и 30% зерен имеют магнезиальность >93%. Таким образом, около 30% зерен попадают в область составов, характерных для включений оливина в алмазах.

На основании магнезиальности оливина можно выделить две группы ксенолитов перидотитов: группа 1 с «типичными» мантийными значениями Mg# 88-90% и группа 2 с высокодеплетированными составами Mg# 91-94 (рис. 1).

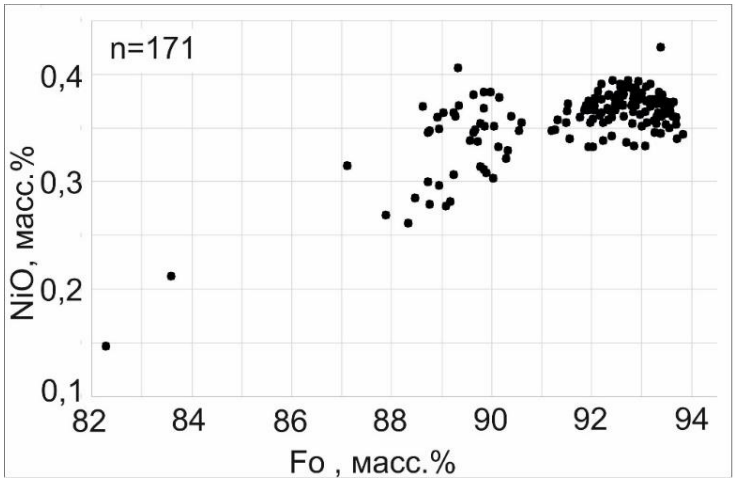


Рис. 1. Диаграмма Fo-NiO с вынесенными составами оливинов из ксенолитов кимберлитов тр. Комсомольская-Магнитная.

Для сопоставления также было исследовано 626 зерен граната из шлиховых проб, взятых непосредственно с трубки Комсомольская-Магнитная (рис. 2). На диаграмме Соболева Н.В. CaO-Cr2O3 масса гранатов из концентрата тяжелой фракции относится к лерцолитовому парагенезису (~90%), присутствуют гранаты гарцбургит-дунитового парагенезиса (~6%), характерные для включений граната в алмазе. Гранатов с составом близким к верлитовым ~4%. Также следует обратить внимание, что около 30% гранатов из концентрата имеют в составе менее 2 мас.% Cr_2O_3 ,что может свидетельствовать об их эклогитовом или пироксенитовом происхождении.

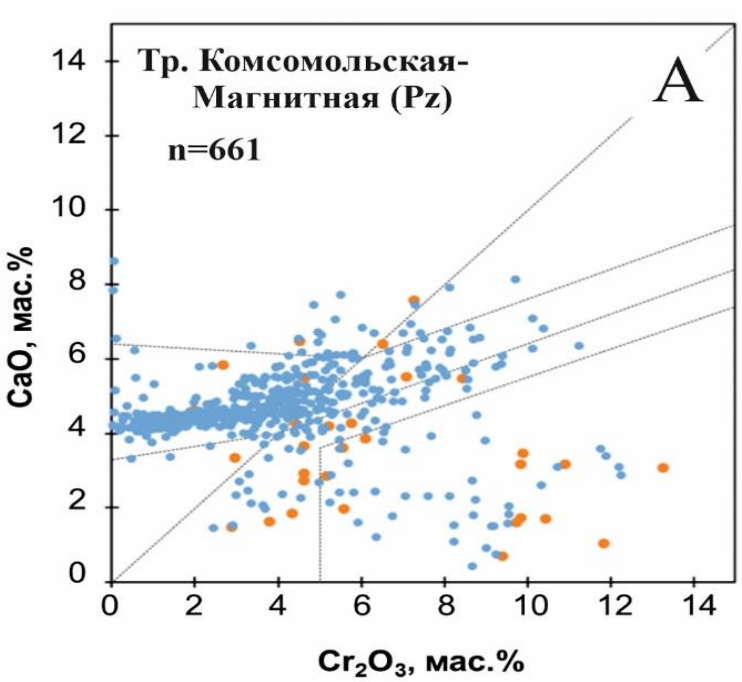


Рис. 2. Диаграмма CaO-Cr2O3 с вынесенными составами пиропов из перидотитовых ксенолитов (оранжевые точки) и шлиховых проб (синие точки) из трубки Комсомольская-Магнитная (Соболев, 1973).

Особо можно отметить наличие гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса с крайне низким содержанием кальция. Это свидетельствует как об истощенной природе их протолитов, так и о крайне низкой степени вторичных метасоматических процессов, которые приводят к замещению гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса – гранатами лерцолитового парагенезиса (Malkovets et al., 2007; Похиленко и др., 2014).

По распределению редкоземельных элементов на хондрит-нормализованных спектрах REE можно выделить две группы гранатов. К группе 1 относятся гранаты с типичными для фертильных спектрами распределения редкоземельных элементов, а к группе 2 гранаты с S-образными спектрами, которые характерны для минеральных включений гранатов в алмазах.

Такой тип распределения РЗЭ в гранате может быть получен в результате воздействия сильно обогащенных легкими РЗЭ флюидов или расплавов, каковыми являются карбонатитовые расплавы/флюиды.

Наличие достаточно многочисленной группы (66%) ксенолитов с гранатами группы 2 свидетельствует о высокодеплетированном составе литосферной мантии в области «алмазного» окна.

Химический состав 382 зерен клинопироксена из концентрата тяжелой фракции из трубки Комсомольская-Магнитная был изучен методом рентгеноспектрального микроанализа. Для проверки гомогенности производилось измерение каждого зерна проводилось в трех точках.

В соответствии с классификационными диаграммами (Cr_2O_3-Al_2O_3, MgO-Al_2O_3, Na_2O-Cr_2O_3) около 93% зерен клинопироксена ассоциируются с гранатовыми и гранат-шпинелевыми перидотитами, из них около 2% имеют аномально высокие содержания NaO и относятся к высокотемпературным парагенезисам, оставшиеся 5% клинопироксенов, судя по низким содержаниям хрома, повышенным содержаниям магния и маленьким разбросом составов по алюминию относятся к мегакристовой ассоциации.

Для модельной реконструкции среднепалеозойской палеогеотермы под трубкой Комсомольская-Магнитная использовался мономинеральный клинопироксеновый термобарометр Нимиса, Тэйлора (2000). На рисунке 3 представлены результаты *P-T* данных и полученной геотермы (Dymshits et al, 2020). Наблюдается очень хорошая сходимость для основной массы точек. В расчете были использованы только те точки, для которых значение давления не превышало 5.5 ГПа, что связано с ограничениями термобарометра Nimis, Taylor (2000).

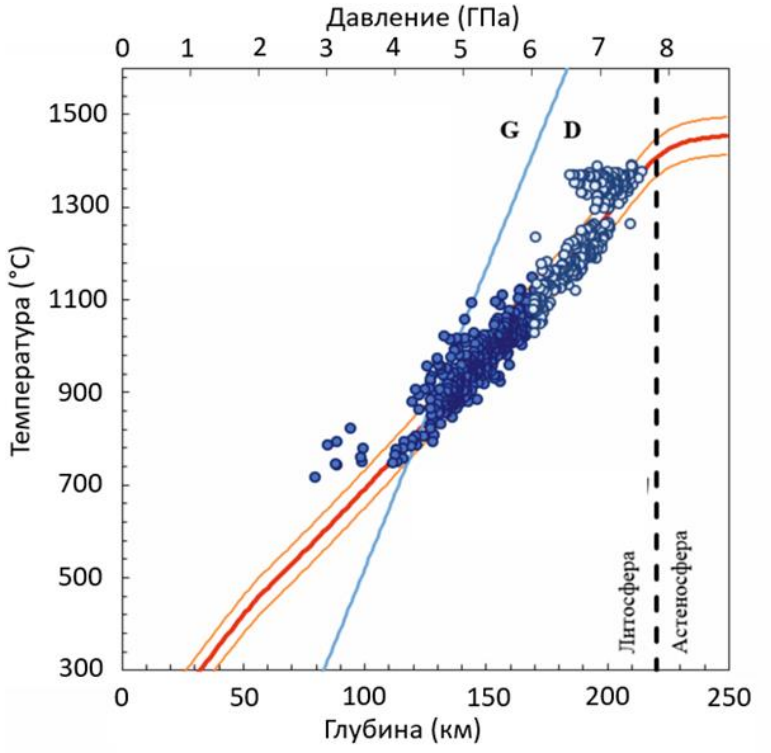


Рис. 3. Модельная палеогеотрема, рассчитанная с использованием программы FITPLOT. Красная линия – палеогеотерма и ее доверительные интервалы (оранжевые тонкие линии); Пунктирная линия – основание литосферной мантии. G и D – поля стабильности графита и алмаза соответственно).

Значение теплового потока составило 34.5 мВ/м^2, а мощность литосферной мантии – 220 км, что хорошо согласуется с результатами полученными ранее по трубке Новинка Верхне-Мунского кимберлитового поля (34.1 мВ/м^2 и 225 км, Ziberna et al., 2016).

Реконструкции палеогетерм для различных кратонов мира указывают на то, что в периоды кимберлитового магматизма на Земле тепловой поток в литосфере кратонов составлял от 35 до 47 мВ/м^2, что подтверждается нашей работой, хотя более ранние

исследования дают значения ~ 27 мВ/м^2 для восточной части Сибирской платформы (Duchkov, Sokolova, 1997).

Результаты проведенных минералогических исследований свидетельствуют о наличии блока высокодеплетированных пород в литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем. Наличие достаточно высокой пропорции гранатов алмазоносного гарцбургит-дунитового парагенезиса, а также низкохромистых субкальциевых гранатов наряду с высокой алмазоносностью кимберлитов трубки Комсомольская-Магнитная свидетельствует о низкой степени метасоматической переработки литосферного алмазоносного киля.

На основе данных о мощности литосферной мантии и термического градиента под трубкой Комсомольская-Магнитная, можно сделать вывод, что «алмазное окно» в этой области во время кимберлитового магматизма распространялось с глубин 125 до 220 км. Такой широкий интервал указывает на высокую потенциальную алмазоносность трубки Комсомольская-Магнитная.

Геохимические исследования минералов выполнены при поддержке гранта РНФ № 18-17-00249. Минералогические исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 20-35-90097.

Список литературы

1. Похиленко Л.Н., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В., Похиленко Н.П., 2014. Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция // Доклады РАН, т. 454, № 5, стр. 583-589.
2. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Термическая структура литосферы Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 2. С. 494–503.
3. Anna M. Dymshits, Igor S. Sharygin, Vladimir G. Malkovets, Igor V. Yakovlev, Anastasia A. Gibsher, Taisia A. Alifirova, Sofya S. Vorobei, Sergey V. Potapov, Viktor K. Garanin; Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields; Minerals; 2020; 10(6), 549.
4. Nimis P., W. Taylor (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 139, pp. 541-554.
5. Malkovets V.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wood B.J. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: kimberlite sampling patterns define the link // Geology. 2007. V. 35. P.339–342.
6. Luca Ziberna, Paolo Nimis, Dmitry Kuzmin, Vladimir G. Malkovets**,** Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // American Mineralogist, 2016, V. 101, p. 2222–2232.

Геохимические особенности и P-T условия процессов амфиболизации будин эклогитов и эклогитоподобных пород в ТТГ гнейсах Беломорского подвижного пояса (на примере пород р-на г. Куропачья)

Якушик М.А.[1,2,3], Сафонов О.Г.[2,4], Козловский В.М.[1], Варламов Д.А.[2], Ван К.В.[2]

[1]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН*
yakush.mihail@yandex.ru

[2] *Институт экспериментальной минералогии РАН*

[3] *Геологический институт РАН*

[4] *Московский государственной универститет им М.В. Ломоносова*

История геологического развития докембрийского Беломорского подвижного пояса (БПП), расположенного между Карельским кратоном и Кольской провинцией, включает в себя несколько этапов деформаций и метаморфизма, гранитоидного и базитового магматизма (Слабунов 2005). Это выразилось в том, что в мигматизированных тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсах, входящих в состав БПП, совмещены в виде будин породы, имеющие различное происхождение протолитов, дометаморфическую историю и степень метаморфизма. Присутствие этих пород в единой толще гнейсов ставит задачу выяснить на каком этапе, при каких P-T и тектонических условиях это совмещение имело место в ходе эволюции БПП (Mints M. V. Et all 2014, Козловский В.М. 2010).

В районе г. Куропачья в ТТГ гнейсах керетской толщи выявлены два типа будин метабазитов размером от первых метров до 500 м. Центральные части будин первого типа, образующих преимущественно изометричные тела, сложены эклогитами с порфиробластами розового граната в мелкозернистой матрице светло-зеленого цвета. Пластообразные тела будин второго типа сложены мелкозернистыми гранат-клинопироксен-плагиоклаз-кварцевыми (далее, эклогитоподобными) породами с полосчатостью, выраженной в ориентировке амфибола. Геохимические характеристики пород (а значит, и их магматических протолитов) из центральных частей двух типов будин различны. Составы эклогитов соответствуют границе толеитовой и известково-щелочной серий, тогда как эклогитоподобные породы - толеитовой серии. На классификационных диаграммах типов коры составов эклогитов и эклогитоподобных пород расположены в различных полях и имеют разные тренды эволюции. Пологие спектры РЗЭ эклогитов близки к спектрам обогащенной примитивной мантии, но при этом породы обогащены рядом элементов (Nb, Ta, Li) относительно мантии. Спектры РЗЭ эклогитоподобных пород подобны спектрам базальтов океанических островов (McDonough W. F., Sun S. 1995).

Характерной особенностью обоих типов будин является их интенсивная амфиболизация, отражающая ретроградные процессы эволюции пород и процессы взаимодействия будин с вмещающими гнейсами. Краевые части будин эклогитов выполнены массивными амфиболовыми породами. Амфиболизация эклогитоподобных пород из будин второго типа проявлена в виде кайм вокруг граната и в образовании обогащенных амфиболом линейных зон или пятен, тогда как краевые части этих тел также представлены массивными амфиболитами.

Процессы амфиболизации будин двух типов геохимически различны. В будинах эклогитов они, по-видимому, протекали без активного взаимодействия с вмещающими гнейсами. В амфиболитах, развивающихся в краевых частях будин, уменьшаются содержания Li, Zr, Hf, Pb, относительно центров будин, но во вмещающих гнейсах содержание данных элементов выше, чем в центральных зонах будин. Тем не менее, в амфиболитах, развивающихся по эклогитам, возрастает содержание K. Для амфиболитов краевых частей эклогитовых будин характерны пологие спектры распределения РЗЭ, несколько повышенные относительно спектра примитивной мантии (рис.1). В отличие от будин эклогитов, в будинах эклогитоподобных пород проявлено активное взаимодействие с вмещающими породами. При приближении к контактам с вмещающими гнейсами в породах будин заметно возрастают содержания Rb, Ba, Nb, Ta, Pb, Sr (элементов, характерных гнейсам), а также резко возрастает содержание K. В породах центральных зон будин второго типа наблюдается отрицательная

аномалия Li, но в приконтактовой зоне с гнейсом содержание Li резко возрастает. Для спектров распределения РЗЭ в эклогитоподобных породах будин второго типа характерны широкие вариации легких РЗЭ с тенденцией к значительному возрастанию их содержаний в краевых зонах будин.

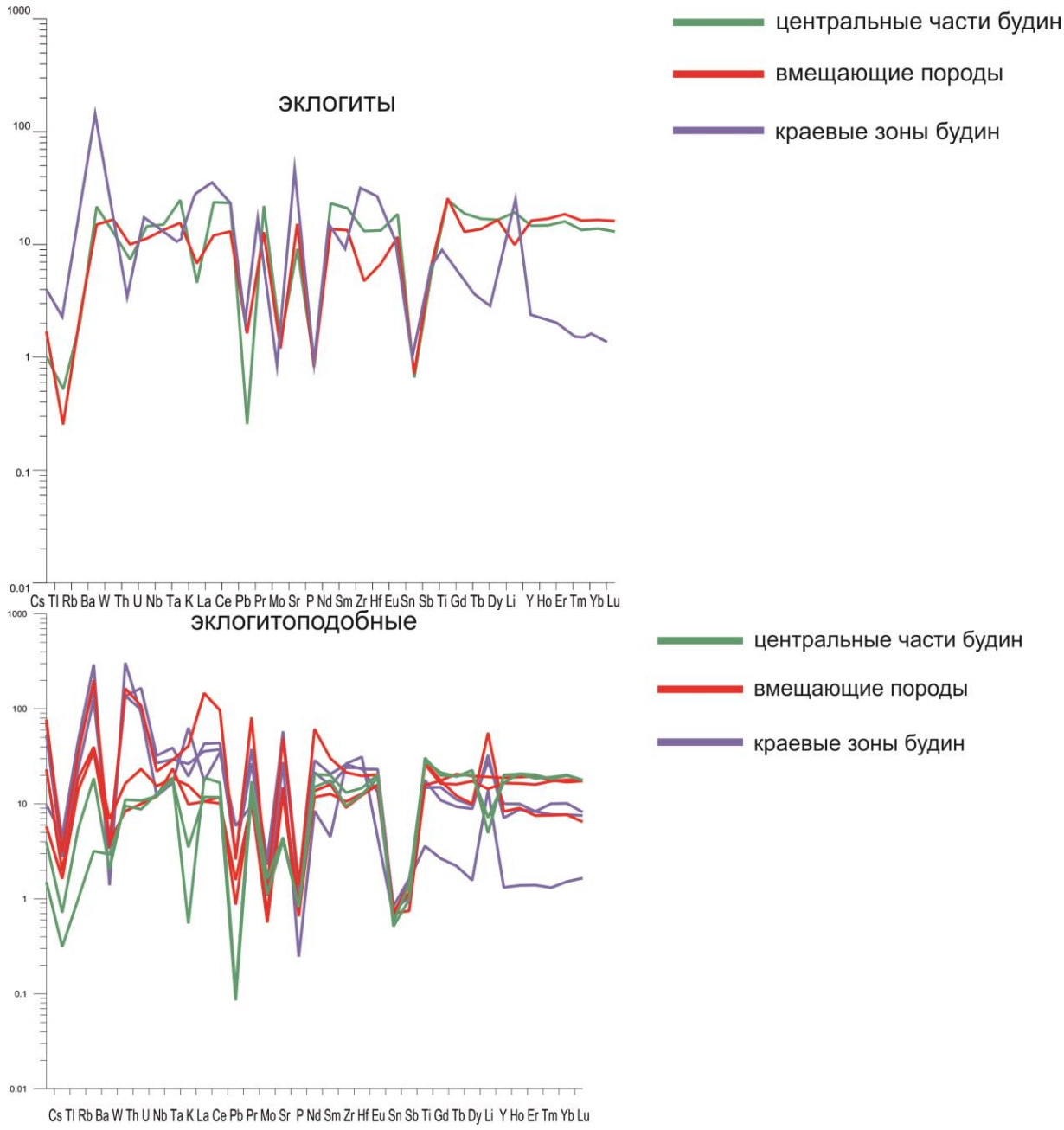


Рис. 1. Спайдер-диаграммы малых элементов (нормированы по примитивной мантии) в пробах, отобранных из «эклогитовой» и «эклогитоподобной» будины и вмещающих их ТТГ гнейсов (McDonough W. F., Sun S. 1995)

Ассоциация амфибола и плагиоклаза является сквозным парагенезисом регрессивной стадии метаморфизма пород будин обоих типов, а также вмещающих гнейсов. Поэтому для характеристики регрессивных преобразований использовались равновесия этих минералов (Holland T., Blundy J. 1994)

Пиковые параметры для гнейсов составляют ~9 кбар и ~650°C, но с уменьшением давления до ~5.5 кбар значения температуры возрастают до 750-800°C. Максимальные значения P-T параметров, соответствующих ассоциациям амфибола и плагиоклаза из центральных частей будин эклогитов, близки к таковым для гнейсов (8-10 кбар и 650-700°C).

В краевых частях будин эклогитов амфибол-плагиоклазовая ассоциация записала пиковые P-T параметры близкие к таковым в центральных зонах этих будин, а минимальные P-T параметры достигают значений ~2 кбар и 600ºС, значительно более низкие, чем в центральных частях будин. Максимальные значения P-T параметров, соответствующих ассоциациям амфибола и плагиоклаза из центральных частей будин эклогитоподобных пород составляют 8 кбар и 650°С, снижаясь до 2-3 кбар 550-600ºС. В краевых зонах будин эклогитоподобных пород пиковые значения P-T параметров составляют ~10 кбар и ~650ºС, а нижняя граница регрессивных преобразований отвечает значениям порядка 2 кбар 550-650ºС. Однако в P-T тренде, записанном амфибол-плагиоклазовыми равновесиями в краевых зонах будин эклогитоподобных пород, достаточно четко выделяется интервал давлений 6-9 кбар, где температура возрастает до 700-750 ºС. Этот участок P-T тренда совпадает с аналогичным трендом, выявленным для вмещающих гнейсов, и, по-видимому, отражает условия взаимодействия будин и гнейсов (рис.2).

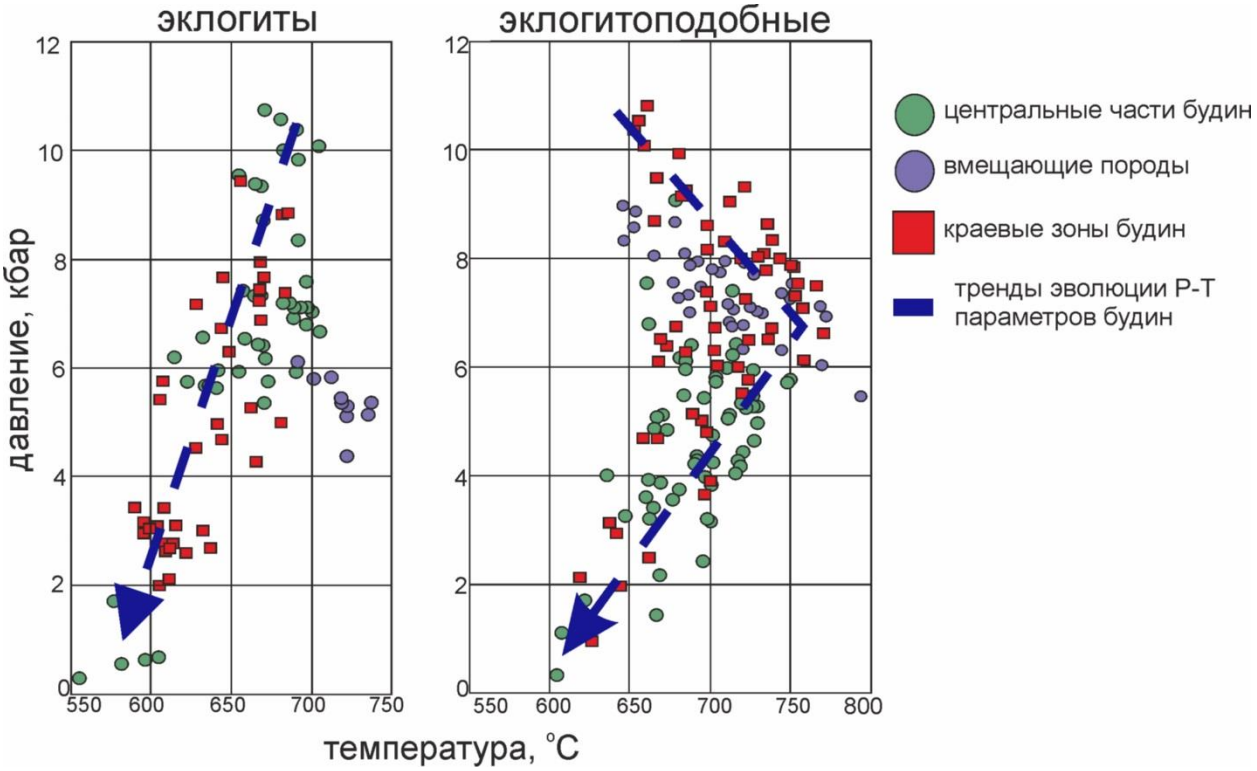


Рис. 2. Сопоставление результатов геотермобарометрии полученные для разных типов будин по амфибол-плагиоклазовому равновесию.

Сопоставление P-T, полученных на основе амфибол-плагиоклазового равновесия, и геохимических данных для будин двух типов и вмещающих гнейсов, показывает, что амфиболизация двух типов пород происходила неравномерно. Будины эклогитоподобных пород более активно взаимодействовали с вмещающими гнейсами, вероятно, вследствие более интенсивного развития деформаций и поступления флюидов. Процесс амфиболизации эклогитов, по-видимому, практически прекратился при ~5-6 кбар и 650-700°С, при которых они попали в гнейсы, центральные части будин эклогитов «консервировалась», а процесс амфиболитизации продолжался лишь в их приконтактовых частях. Эти выводы указывают на то, что будины эклогитоподобных пород, вероятно, были заключены в ТТГ гнейсы много раньше, чем будины эклогитов, и эволюционировали совместно с гнейсами в течение более продолжительного периода.

Список литературы

1. Козловский В. М. Новые находки высокобарных пород в Беломорском подвижном поясе //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное унитарное предприятие Академический научно-

издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Наука, 2010. Т. 434. №. 3. С. 382-387.

2. Слабунов А. И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита в архее. – 2005.
3. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to mineralogy and petrology.1994. V. 116.№. 4.P. 433-447.
4. Mints M. V., Dokukina K. A., Konilov A. N. The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research.2014.V 25.№. 2.P. 561-584.
5. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth //Chemical geology. 1995. Т. 120. №. 3-4. С. 223-253.