

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Дальневосточный геологический институт

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОХИМИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ**

Материалы
2-й региональной конференции молодых ученых
Владивосток, 28 августа - 4 сентября 2008 года

Владивосток
Дальнаука
2008

ÓÄÊ 55+550.4+504.5](063)(571.6)

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И ГЕОЭКОЛОГИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ:**

Материалы 2-й региональной конференции молодых ученых,
Владивосток, 28 августа-4 сентября 2008 г.

Владивосток: Дальнаука, 2008. с.

В сборнике представлены результаты исследований молодых ученых по различным аспектам геологии, геохимии и геоэкологии научно-исследовательских институтов Дальнего Востока, Сибири и других регионов России. Сборник рассчитан на широкий круг геологов.

ISBN

© ДВГИ ДВО РАН, 2008 г.

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Председатель оргкомитета

академик РАН Александр Иванович Ханчук

Заместитель председателя

д.г.-м.н. Игорь Владимирович Кемкин

Ученый секретарь

м.н.с. Евгений Иванович Медведев

Председатели секций

д.г.-м.н. Игорь Владимирович Кемкин
д.г.-м.н. Владимир Степанович Пушкарь
д.г.-м.н. Вадим Георгиевич Хомич
д.г.-м.н. Сергей Акимович Щека
д.г.-м.н. Валентина Анатольевна Чудаева
д.г.-м.н. Олег Васильевич Чудаев
д.т.н. Александр Наумович Четырбоцкий

Редакторская группа

А.И. Ханчук (отв. редактор), И.В. Кемкин, А.В. Баркар, Е.И. Медведев

Компьютерная вёрстка

С.В. Михайлова

Материалы печатаются в авторской редакции

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	9
Секция 1	
<i>Геология и геодинамика Дальнего Востока России</i>	12
Белоус О.В. Морфологические типы подводных континентальных окраин Берингова моря и их формирование	12
Задорожный Д.Н. Роль сдвиговых деформаций в тектонике и металлогении Западного Верхоянья	14
Лотина Т.А., Ноздрачев Е.А. Геохимические особенности пород пикрит-меймечитового комплекса Сихотэ-Алиня	17
Потапчук Г.М., Рассказова М.И. Исследование закономерностей формирования техногенного поля напряжений в массиве горных пород при применении системы разработки с закладкой с нисходящей выемкой	19
Потехина И.А. Разломно-блоковое строение Алакитского кимберлитового поля	22
Самченко А.Н., Бордиян О.В. Сейсмоакустические исследования залива Посыет	25
Суховеев Е.Н. Строение осадочного чехла и акустического фундамента Курильской котловины	28
Чувашова И.С. Пространственно-временные соотношения кайнозойских слэбовых и надслэбовых выплавов под континентальным побережьем Японского моря, Тибетом и Центральной Монголией	30
Шакиров Р.Б., Гресов А.И. Природные газы угольных бассейнов и месторождений юга Дальнего Востока	33
Шестаков Н.В., Герасименко М.Д., Коломиец А.Г., Герасимов Г.Н., Касахара М., Като Т., Такахаша Х. Кинематика Амурской плиты и современная геодинамическая активность юга Дальнего Востока по данным GPS наблюдений	36
Ясныгина Т.А. Переход от надсубдукционных геохимических характеристик к «внутриплитным» в базальтоидах обстановок растяжения на континентальных окраинах востока Азии и запада Северной Америки	38
Секция 2	
<i>Палеонтология и стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Дальневосточного региона</i>	41
Васильева Л.Е., Завертанова Ю.В., Панасенко В.А., Раков В.А. Шарова О.А. Фауна района бухты Бойсмана в среднем и позднем голоцене (по материалам археологических раскопок)	41
Гапликова Е.Н. Микрофауны верхнетриасовых органогенных построек Южного Приморья	43
Завертанова Ю.В., Васильева Л.Е., Раков В.А. Реконструкция палеосреды залива Петра Великого по отоликам рыб из раковинных куч периода раннего Железного века	44
Лихачева О.Ю. Событийная стратиграфия позднего кайнозоя Приморья (по диатомеям)	46
Обрезкова М.С. Изменения среды в южной части Чукотского моря в голоцене (на основе диатомового анализа)	49
Руденко А.В. Палеосообщества планктонных фораминифер Охотского моря как индикаторы экологических параметров среды	50

Шамраев В.А. Разработка метода определения палеоклиматов по изотопнокислородному анализу раковин диатомей	53
Янченко Е.А. Радиолярии как индикаторы изменений палеосреды в Охотском море в голоцене и позднем плейстоцене	54
Василенко Ю.П., Горбаренко С.А. Изменение пространственного распределения материала ледового разноса в Охотском море на шкале тысячелетий	57
Секция 3	
Металлогения, минералогия и генезис месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока России	58
Баркар А.В. Трансформация минералов гранатовых перидотитов как отражение эволюции Р-Т параметров глубинного вещества Земли	60
Баркар А.В., Карабцов А.А., Куравый В.Г. Вулканогенные благородные опалы: строение на молекулярном и нано- уровнях	62
Зайцев В.А. Редкометалльная минерализация нефелин-сиенитового пегматита массива Одихинча	65
Ивин В.В., Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Вторичные кварциты Милоградской площади и их пространственные соотношения с проявлениями золото-серебряной минерализации	67
Ивин В.В., Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Метасоматические преобразования вулканических толщ на площади Нижне-Таежного рудного узла (Приморье)	69
Лотина А.А. Золотое оруденение и россыпи Криничного и Болотистого рудно-россыпных полей (юг Дальнего Востока России)	72
Мельников А.В. Платиноносность Бамского золоторудного месторождения Верхнего Приамурья	75
Мельников А.В. Платиноносность Кировского золото-висмутового месторождения Верхнего Приамурья	77
Михайлик П.Е. Химический состав и распределение РЗЭ железомарганцевых корок подводных вулканов Беляевского и Медведева Японского моря	79
Нечаева Е.В., Нечаев В.П. Минералогия вулканитов Шкотовского плато	82
Орехов А.А., Гоневчук В.Г., Крылова Т.Л. Определение физико-химических параметров флюидного режима формирования месторождений с оловянной и золотой минерализацией (юго-западная часть Кавалеровского рудного района)	85
Тихонова Н.В. Состав блеклых руд серебряных месторождений Верхоянья	87
Угайева С. С. О структурной ориентировке включений граната в якутских алмазах	90
Фомина М.И. Характеристика палеозойских золото-редкометалльных проявлений в пределах Омогонского массива	92
Медведев Е.И., Баринев Н.Н. Нанотрубки и наносфероиды природной амальгамы золота как свидетельства дегазации Земли	95
Секция 4	
Петрология магматических и метаморфических комплексов Дальнего Востока России	98
Волкова М.Г., Татарников С.А. Первые данные об изотопном составе постколлизийных габброидов Южного Прибайкалья	98

Саранина Е.В. Определение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ₀ в мезозойско-кайнозойских вулканических породах Восточной и Центральной Азии	100
Тимина Т.Ю. Особенности эволюции базанитового расплава (по данным изучения расплавных включений, Северо-Минусинская впадина)	102
Шабанова Ю.А., Залищак Б.Л. Геохимические особенности пород Шибановского массива (Приморский край)	105
Секция 5	
Физико-химические методы исследований в геологии	108
Васильев В.И. Численная физико-химическая модель подъема свободного флюида в зоне субдукции	108
Васильева Е.В., Васильев В.И. Эволюция флюидонаполненных трещин в литосфере по результатам тектонофизического моделирования	111
Екимова Н.И., Карабцов А.А. Сравнение точности и воспроизводимости анализа, выполненного на волновых и энергодисперсионном спектрометрах микроанализатора JXA-8100	113
Еловский Е.В. Элементарный анализ проб волос человека методом ICP-MS	115
Камашев Д.В. Иерархическая самоорганизация как механизм образования надмолекулярных структур благородного опала	117
Карась О.А., Пахомова В.А., Кобыльченко В.Н. Новые данные по физико-химии борных минералов Дальнегорского боросиликатного месторождения	120
Кучкин А.М. Обзор оборудования, предлагаемого INTERTECH CORPORATION для исследований в области геологии, геохимии и экологии	122
Ноздрачёв Е.А. К оценке метрологических характеристик определения концентраций элементов в горных породах на спектрометре S4 Pioneer методами сплавления и прессования	125
Панин П.Г. Методы и результаты исследования палеопочв (на примере центра Восточно-Европейской равнины)	127
Ухова Н.Н. Возможности использования химического состава дисперсных грунтов при изучении геолого-литологических разрезов	130
Ухова Н.Н., Царева Н.Ю. Обсуждение результатов определения содержания ряда элементов в геологических образцах серии GEOPT методом силикатного анализа	132
Секция 6	
Мониторинг природной среды. Геоэкология	135
Аксентов К.И. Тяжелые металлы в донных осадках Амурского залива	135
Веникова А.Л. Потоки метана и грязевые вулканы в Охотоморском регионе	137
Глязнецова Ю.С., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х., Карелина О.С., Ефимов С.Е. Трансформация нефтезагрязнений в мерзлотных почвах Якутии	139
Дорошенко А.М. Влияния антропогенных факторов на пожароопасность территории Еврейской автономной области	141
Дроздов С.В., Астапчик С.В., Ковалёв С.В., Лескив М.В. Комплексная очистка сточных вод золото-извлекательных фабрик	143
Завертанова Ю.В. Состояние ихтиопланктона в эстуарии реки Артёмовки 2005-2007 гг.	145
Иванов М.В. Распределение ртути в донных осадках Дальневосточных морей	147
Кадетова А.В., Рыбченко А.А. Роль техногенных факторов в формировании опол-	

зней на территории г. Иркутска	149
Казакова Е.Н., Боброва Д.А. Роль селевых процессов в формировании пляжей на южном Сахалине	152
Калинчук В.В., Мишуков В.Ф. Первые результаты мониторинга 7 ПАУ в приземном слое атмосферы г. Владивостока (октябрь 2006, январь, апрель 2007)	154
Калманова В.Б. Оценка экологической ситуации территории г. Биробиджана по данным биоиндикации	158
Касьян В.В. Мониторинг загрязнения прибрежных вод Амурского залива тяжелыми металлами с использованием планктонных организмов	160
Колтунов А.М., Тищенко П.Я., Швецова М.Г., Марьяш А.А., Шкирникова Е.М. Биогеохимические исследования эстуария р. Амур летом 2007 г.	163
Коровицкая Е.В. Геоэкологическая обстановка в зоне влияния ликвидированных шахт Тавричанского Буроугольного месторождения	166
Костина А.М. Современное представление о науке геоэкологии	168
Лебедева М.А., Меллорс Р. SAR-интерферометрия, как метод мониторинга природной среды	171
Лобкина В.А. Мониторинг снежного покрова, как фактора лимитирующего передвижение животных	173
Мазаева О.А., Хак В.А. Организация, осуществление и результаты геодинамического мониторинга на участках развития форм овражной эрозии	176
Михалёв М.В., Генсировский Ю.В. Распределение нагрузок свежевывапавшего снега в г. Южно-Сахалинске	179
Мамонтова С.Г., Мамонтов А.А., Тарасова Е.Н., Мамонтова Е.А. Временные тренды стойких органических загрязнителей (СОЗ) экосистемы озера Байкал	181
Окулов А.К. Газоносность угольных месторождений Приморского края	182
Пестрикова Н.Л. Изменение морфологии дна вследствие нарушения стабильного состояния газовых гидратов в Охотском море	184
Полякова А.М. Загрязнение полуострова Муравьёва-Амурского и погодные условия	187
Покарев П.В. Гидрогеохимические особенности распространения кадмия в поверхностных водотоках Приамурья	190
Рыбченко А.А., Кадетова А.В., Козырева Е.А. Факторы формирования техногенных водоемов в долинах падей на территории г. Иркутска	193
Рыбальченко С.В. Отвалы грунта как опасные отходы	195
Инкин А.В., Садовенко И.А. Обоснование экологических параметров подземной газификации углей (ПГУ)	198
Слободскова В.В. Предварительные результаты изучения современного состояния сообществ зоопланктона и бентоса в зоне радиационной аварии в районе бухы Чажма (Японское море)	201
Юрченко С.Г., Чудаева В.А. Децентрализованное хозяйственно-питьевое водоснабжение Советского района г. Владивостока	203
Хак В.А. Динамика и механизмы взаимодействия некоторых берегоформирующих процессов Братского водохранилища	205
Коваль О.В. Основные проблемные вопросы современной экологической геологии	208

Секция 7

Водные ресурсы Дальневосточного региона: гидрогеология и гидрохимия поверхностных и подземных вод 211

Брагин И.В., Челноков Г.А., Чудаев О.В. Новые данные по геохимии низкотемпературных термальных вод Приморского и Хабаровского краев 211

Вах Е.А., Харитонов Н.А. Геохимия редкоземельных элементов Фадеевского месторождения минеральных вод 213

Иванова Т.А., Колтунов А.М., Швецова М.Г., Тищенко П.Я. Гидрохимические исследования реки Раздольной в 2008 году 216

Перфильев А.В., Ксеник Т.В., Юдаков А.А. Применение реагентных методов для обезжелезивания воды 218

Полякова А.М. Цунами у Приморского побережья 221

Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Сергеев А.Ф., Колтунов А.М., Иванова Т.А. Карбонатная система Амурского залива (Японское море) в августе 2007 года 223

Ходоренко Н.Д., Волкова Т.И., Тищенко П.Я. Гумусовые вещества и макросостав донных отложений в нижнем течении реки Раздольной и северной части Амурского залива (Японское море) 225

Секция 8

Геоинформатика. Геоинформационные системы, базы данных 228

Герасимов Г.Н., Герасименко М.Д., Шестаков Н.В., Коломиец А.Г. Моделирование сезонных вариаций координат Приморской геодинамической GPS сети 228

ПРЕДИСЛОВИЕ

Дальний Восток России уникальный регион как в плане геологического строения и локализации рудных месторождений, так и геологических процессов, протекавших в прошлые геологические эпохи и протекающих сейчас. Этим обстоятельством объясняется непрерывающийся и, более того, все возрастающий интерес геологов различной специализации к данному региону. Подтверждением тому является большой поток новой информации по разным областям геологии – стратиграфии, магматизму, тектонике, петрогенезису, металлогении и др., а также современным прецизионным аналитическим методам изучения вещества. Анализ и корреляция получаемых новых данных выводит наши знания на более высокий уровень и способствует более ясному пониманию геодинамических, магматических и металлогенических процессов в зоне сочленения континентальной и океанической литосферных плит и эволюции земной коры Тихоокеанской окраины Азии в целом.

За время, прошедшее с первой конференции по актуальным проблемам современной геологии, гидрогеологии и геоэкологии российской части Тихоокеанской окраины Азии, молодыми учеными научно-исследовательских институтов Дальнего Востока, Сибири и других регионов России получены новые результаты, обсуждение которых определяет главную задачу нынешней конференции.

Программа конференции включает несколько научных направлений (или секций):

Секция 1 – Геология и геодинамика Дальнего Востока России (руководитель: д.г.-м.н. И.В. Кемкин, ДВГИ ДВО РАН) предполагает обсудить новые проблемы современной геологии, глубинной геодинамики и неотектоники, роль геодинамических и тектонических факторов в формировании структур региона, а так же геохимические особенности магматизма различных геодинамических обстановок, связь магматических и тектонических процессов и рудообразования. В докладах планируется обсудить ряд вопросов, касающихся строения, формирования, стратиграфии, палеофациальных обстановок накопления отложений в отдельных районах рассматриваемого региона, а также новые данные геофизических (сеймостратиграфия) исследований, измерений современных плитотектонических движений (измерение GPS технологий и космических снимков), геомеханических исследований массивов горных пород, вмещающих рудные месторождения.

Секция 2 – Палеонтология и стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Дальневосточного региона (руководитель: д.г.-м.н. В.С. Пушкарь, ДВГИ ДВО РАН) планирует рассмотреть доклады по актуальным проблемам палеонтологии и стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Дальнего Востока. Часть из них относится к разработке зональных биостратиграфических схем с использованием палеоэкосистемного подхода и выделения стратиграфических подразделений, границы которых связаны

с палеоклиматической ритмикой кайнозоя. Другие посвящены результатам исследования органических скелетов ископаемых организмов как регистрирующих структур при решении задач палеоклиматических и палеоокеанологических реконструкций. Немаловажное значение имеют работы, затрагивающие проблему взаимоотношений древнего человека со средой обитания. Интересны также работы в области биофациального анализа рифовых построек мезозойских отложений.

Секция 3 – Металлогения, минералогия и генезис месторождений полезных ископаемых азиатской части России (руководитель: д.г.-м.н. В.Г. Хомич, ДВГИ ДВО РАН) включает доклады, рассматривающие геологическое положение, генезис, структурные особенности и минералого-геохимическую характеристику руд месторождений восточных районов России. Планируется обсудить доклады по актуальным вопросам минералогии руд благородных металлов, в первую очередь по минералогии золота и металлов платиновой группы. Особое место будет уделено типоморфизму минералов и их минеральных ассоциаций. Доклады будут посвящены как результатам изучения определенных генетических групп полезных ископаемых, так и рассмотрению вопросов, касающихся конкретных месторождений. В представленных докладах большое внимание уделяется обобщению минералого-геохимических предпосылок обнаружения комплексной благороднометалльной минерализации в месторождениях Дальнего Востока.

Секция 4 – Петрология магматических и метаморфических комплексов Дальнего Востока России (руководитель: д.г.-м.н. С.А. Щека, ДВГИ ДВО РАН), на которой будут представлены первые данные по изотопии новых своеобразных гипербазит-норитовых с повышенной калиево-магнийностью массивов Прибайкалья, новые методические разработки, показывающие, что неучет степени гипергенного привноса Rb и Sr искажает первичные соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах, а также данные по эволюции состава щелочно-базальтового расплава, формировавшего трубки с гипербазитовыми включениями, на основе анализа данных по петрогенным и по флюидным (F, H₂O, CO₂, Cl) элементам включений расплавов.

Секция 5 – Физико-химические методы исследований в геологии (руководитель: д.г.-м.н. С.А. Щека, ДВГИ ДВО РАН) будет посвящена методам математического моделирования процессов и механизмов проникновения флюидов из глубин к поверхности Земли и процессов самоорганизации вещества при синтезе благородных опалов, оценке точности и чувствительности рентгеновского микроанализа методами EDS и WDS, а также петрологических характеристик РСФА с применением методов прессования и спекания пробы. Для специалистов будут представлять интерес данные по термобарохимии борного минералообразования, а также обзору возможностей аппаратуры известной фирмы Intertech.

Секция 6 – Мониторинг природной среды. Геоэкология (руководитель:

д.г.-м.н. В.А. Чудаева, ТИГ ДВО РАН) предполагает охватить вопросы теории и методологии исследований окружающей среды на Дальнем Востоке. Большое количество докладов посвящено различным аспектам состояния окружающей среды: тяжелые металлы в осадках водоемов, загрязнение нефтепродуктами, селевые процессы, газоносность угольных шахт и шахтные воды и др. Для определения состояния природной среды использовались самые различные индикаторы, концентрации тех или иных элементов, биоиндикация и другие. В представленных докладах содержится новый материал, полученный молодыми исследователями за последнее время. Наряду с экспериментальными работами молодых ученых есть и теоретические. Например, анализ понятия геоэкология.

Секция 7 – Водные ресурсы Дальневосточного региона: гидрогеология и гидрохимия поверхностных и подземных вод (руководитель: д.г.-м.н. О.В. Чудаев, ДВГИ ДВО РАН) будет включать новейшие данные по различным аспектам гидрогеологии, гидрогеохимии и гидрохимии юга Дальнего Востока России. Будут представлены интересные данные по химическому составу вод реки Раздольной, Амурского залива, а также минеральных вод Сихотэ-Алиня. Учитывая, что проблема качества питьевых вод юга Дальнего Востока и некоторых других регионов стоит особенно остро, большое практическое значение имеет работа по обезжелезиванию воды.

Секция 8 – Геоинформатика. Геоинформационные системы, базы данных (руководитель: д.т.н. А.Н. Четырбоцкий, ДВГИ ДВО РАН, ИАПУ ДВО РАН). На основании результатов мониторинга геодинамических процессов в Приморском крае рассматриваются подходы, методы и их программная реализация для моделирования сезонных вариаций координат Приморской геодинамической GPS сети.

Секция 1

Геология и геодинамика Дальнего Востока России
Руководитель: д.г.-м.н. И.В. Кемкин (ДВГИ ДВО РАН)

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОДВОДНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН БЕРИНГОВА МОРЯ И ИХ ФОРМИРОВАНИЕ

О.В. Белоус

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Берингово море занимает самое северное положение в переходной зоне между Тихим океаном и Восточно-Азиатским материком Западно-Тихоокеанского типа. Уникальность моря заключается в положении на стыке двух континентов – Азиатского и Северо-Американского.

Континентальные массивы не заканчиваются береговой линией, а простираются под водой на значительные расстояния от внешней границы. Эта часть континента называется подводной континентальной окраиной или предконтинентом. Главными ее элементами являются шельф и континентальный склон.

Морфология подводных континентальных окраин весьма разнообразна и зависит от их геодинамической активности. По геодинамическим признакам выделяются активные, пассивные и промежуточные окраины, имеющие характерное морфологическое выражение. К активной континентальной окраине отнесены хребты-Кордильеры с высочайшей вулканической и сейсмической активностью; к пассивной – платформенные и субплатформенные пространства, где современный вулканизм отсутствует, а сейсмическая активность весьма незначительна; к промежуточной – горные системы с грязевым вулканизмом и повышенной мелкофокусной сейсмичностью.

Различия в активности отражаются в морфологии континентального шельфа и склона. Выделяются следующие морфологические типы предконтинентов: континентальный уступ, с узким шельфом и крутым склоном; континентальный бордерленд – сложно расчлененная подводная континентальная окраина, с многочисленными горными постройками и впадинами; континентальный трап – ступенчатый предконтинент; континентальная терраса – с широким континентальным шельфом и умеренной крутизной склона, и континентальная насыпь – с пологим аккумулятивным склоном и невыраженной бровкой шельфа (рис.).

Большую часть Берингова моря занимают субокеанические глубоководные котловины – Алеутская, Командорская и Бауэрс, обрамленные и разобщенные выступами континентальных окраин двух материков – Евразийского и Северо-Американского. Граница между ними проходит по подошве континентального склона.

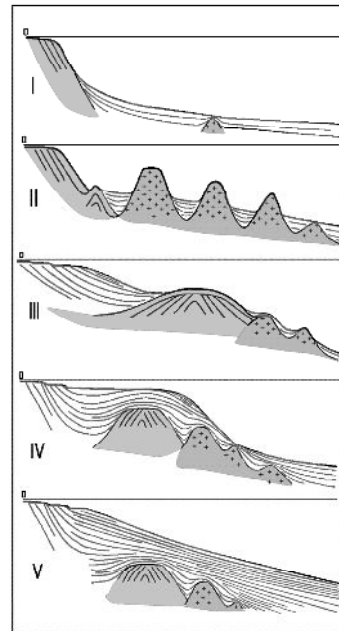
Континентальные окраины Берингова моря имеют резкие морфоструктурные различия, обусловленные разной степенью активности, направленностью тектонических процессов, временем заложения и, соответственно, морфологическим выражением. Выделяются пассивная (Чукотско-Аляскинская), активная (Командорско-Алеутский хребет) континентальные окраины, здесь выделяются также континентальные окраины с умеренными геодинамическими параметрами и морфологическими закономерностями (Камчатско-Корякская) [2].

Основные различия между морфологическими типами предконтинента заложены уже при формировании эндогенного «каркаса» рельефа морского дна. Формирование морфоструктурного плана происходило путем последовательного усложнения и сказалось на направленности и интенсивности экзогенной планации рельефа морского дна. В этом убеждает широкое распространение поверхностей волнового выравнивания и неравномерность распределения слоистого чехла в Беринговоморском регионе.

Положение предконтинента в первом глобальном поясе лавинной седиментации на границе суша-море [1] определяет его интенсивное наращивание терригенными осадками. В пределах Чукотско-Аляскинского шельфа заполнение местных бассейнов объединяет все его выступы в единый приподнятый цоколь. Отсутствие аккумулятивного выравнивания сохраняет резко-расчлененный вулканогенно-тектонический рельеф Командорско-Алеутского хребта.

Подобная неравномерность аккумулятивного выравнивания вполне объяснима, если учитывать асинхронность эндогенной активизации этих территорий и различия в масштабах выступающих из-под уровня моря площадей сноса (раньше и в больших масштабах оказались подняты районы Чукотско-Аляскинской и Камчатско-Корякской континентальной окраины; позже и на меньшей площади подняты острова Командорско-Алеутского хребта).

Образование шельфа в процессе волнового выравнивания на разных гипсометрических уровнях завершило формирование предконтинента. При этом роль аккумулятивно-абразионного процесса заключалась в снижении



Морфологические типы предконтинентов.

- I- континентальный уступ;*
- II- континентальный бордерленд;*
- III- континентальный трап;*
- IV- континентальная терраса;*
- V- континентальная насыпь.*

эндогенных поднятий и поставке дополнительного терригенного материала для компенсации остаточных прогибов при регрессиях моря. Различия в амплитуде эндогенного воздымания разных районов в Беринговоморском регионе не позволили всем участкам предконтинента испытать волновое выравнивание в полной мере, что привело к их морфоструктурным различиям.

Таким образом, общая направленность развития предконтинентов в Беринговом море заключается в усложнении первичного континентального склона до континентального бордерленда в процессе эндогенной эволюции и компенсации его неровностей осадконакоплением и размывом с образованием ступенчатого предконтинента, континентальной насыпи и континентальной террасы.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (проект № 06-III-B-07-284).

Литература

1. Лисицин А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 575 с.
2. Сваричевский А.С., Белоус О.В. Геоморфология дна Берингова моря // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 122-138.

РОЛЬ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ТЕКТЕНИКЕ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Д.Н. Задорожный

ФГУП «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов», г. Москва

Верхоянский пояс имеет вид Z-образной петли, вытянутой вдоль северо-восточной окраины Сибирской платформы. Его структура сформирована в процессе складчато-надвиговых перемещений, связанных с коллизией восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна [7]. Ороклинальный изгиб пояса сформировался в результате сдвиговых перемещений вдоль основных региональных разломов: продольного субмеридионального, согласующегося с простиранием складчатости, и диагонального – северо-восточного и северо-западного простираения.

Наиболее крупные сдвиговые зоны приурочены к разломам диагональной ориентировки (Собопольский, Северо-Тирехтахский, Дербек-Нельгесинский, Томпо-Деленьинский и др.), вдоль которых происходило неравномерное выдвигание покровно-складчатых структур в сторону Сибирской платформы. Эти разломы играли роль латеральных рампов, часто наследуя плечи палеорифтовых структур среднепалеозойского возраста, погребенных под отложениями верхоянского комплекса. Более поздние сдвиговые деформации вдоль разломов фиксируются прямыми геологическими наблюдениями по смещению геологических тел (оси складок, маркирующие горизонты, ин-

трузивные тела) в горизонтальной плоскости – левые северо-западные и правые северо-восточные сдвиги [1].

Наибольшие сложности вызывает диагностика сдвиговых деформаций, связанных с разломами, продольными по отношению к складчатости, которые традиционно рассматриваются как взбросы и надвиги. При структурных исследованиях неоднократно отмечалось наличие сдвиговой кинематики вдоль этих разломов [2, 5], которые, по-видимому, связаны с процессом латерального перераспределения вещества в обстановке бокового сжатия. Такого рода крутопадающие транспрессионные зоны широко развиты в осевых частях внутриконтинентальных складчатых сооружений и описаны как структуры латерального выжимания [3], содвиги [6], зоны скалывания [4]. В силу весьма сложной кинематики и строения подобных структур, отсутствия хорошо выраженных ограничений, они не нашли исчерпывающего отображения на геологических и тектонических картах Верхоянского пояса. Автором в течение ряда лет изучалось строение таких структур в пределах зон Кыгылтасского и Ньюктаминского разломов, на примере которых рассматриваются особенности их строения и критерии выделения при крупномасштабном геологическом картировании в рудных районах.

Структурными исследованиями установлен наложенный характер сдвиговых деформаций по отношению к более раннему складчато-надвиговому структурному парагенезу. Разломы сдвиговой кинематики осложняют строение складчато-надвиговых структур, искажая их первоначальную форму, что фиксируется методами геометрического анализа на круговых диаграммах, отражающих замеры слоистости, кливажа, линейности. Несмотря на широкое морфологическое разнообразие складок первого этапа деформаций F1 (коробчатые, арочные, килевидные и др.), все они характеризуются цилиндрической геометрией, субгоризонтальной ориентировкой шарниров, сопровождаются кливажем осевой плоскости. Складки второго этапа деформаций F2 характеризуются конической геометрией и представлены аксоноклиналями с субвертикальными шарнирами или мелкой кулисной складчатостью, вершинные оси которой часто совпадают с пологими шарнирами цилиндрической складчатости F1.

Важно отметить, что в отличие от регионально распространенных складчато-надвиговых структур, сдвиговые деформации локализуются в узких линейных зонах, которые пространственно совпадают с крутопадающими флексурами (Эндыбальской, Турбалахской, Хадарыньинской). Эти флексуры представляют собой блоки моноклинально круто залегающих пород, которые секутся субвертикальным кливажом. Вдоль плоскостей кливажа часто фиксируются горизонтальные борозды и зеркала скольжения, изогнутая b-линейность, субвертикальные трещины отрыва. Трещины кливажа искривляются в виде кулис, между которыми формируются линзовидные блоки пород, вытянутые длинными осями параллельно простиранию разрывов.

Микроструктурными исследованиями в ориентированных шлифах установлены признаки вторичного сдвигового вращения обломочных зерен и сингенетических кристаллов пирита (месторождение Чочимбал), которое произошло после формирования кливажа. Вращение выражено в формировании «хвостатых» будин, асимметричных теней давления. Методами стрейн-анализа фиксируется переориентировка длинных осей эллипсоидов деформации параллельно простиранию складчатых структур.

Таким образом, все вышеперечисленные особенности сдвиговых деформаций позволяют прийти к выводу, что они неразрывно связаны с развитием складчато-надвиговых структур. Сдвиговые деформации не являются проявлением нового тектонического этапа, а представляют собой результат структурных перестроек при прогрессирующем характере деформаций, когда на начальных стадиях формирования складчато-надвиговых структур доминировали условия «чистого» сдвига без вращения. На последующем этапе деформаций возобладали условия «простого» сдвига с вращением. Смена режимов деформирования послужила своеобразным «спусковым механизмом» для активизации магматической и гидротермальной деятельности в регионе. В результате сформировались месторождения золота (Аркачан, Чочимбал) и серебра (Мангазейское), рудные тела которых входят в состав структурных парагенезов сдвиговых зон [2].

Литература

1. Гусев Г.С. Складчатость и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. М.: Наука, 1979.
2. Задорожный Д.Н. Тектонофизические критерии прогноза оруденения Верхоянской сереброносной провинции: Автореф. канд. дис. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2002.
3. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997.
4. Парфенов Л.М. Два этапа мезозойской складчатости в Северном Верхоянии. Геология и Геофизика, 1988. № 4.
5. Прокопьев А.В. Гриненко В.С. Надвиги центральной части Верхоянского складчатого пояса. Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1995.
6. Расцветаев Л.М. Сдвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур. Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М., 1997.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ПИКРИТ-МЕЙМЕЧИТОВОГО КОМПЛЕКСА СИХОТЭ-АЛИНЯ

Т.А. Лотина, Е.А. Ноздрачёв

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

К настоящему времени пикрит-меймечитовый комплекс Сихотэ-Алиня изучен подробно с точки зрения геологии, петрологии, рудоносности и минералогии, но данные по геохимии не систематизированы. Пикрит-меймечитовый комплекс Сихотэ-Алиня освещен в ряде работ [1-4]. Он приурочен к J_2 - J_3 кремнисто-глинистой толще и эволюционировал от фонолитов-гавайитов, через щелочные базальты к пикритам и меймечитам. Завершался магматизм формированием трубок взрыва, даек и штоков своеобразных пегматоидных флогопитовых пикритов, несущих мелкие алмазы. Пикрит-меймечитовый комплекс включает ряд пород, от эффузивных фаций до типично интрузивных (дунит-пироксенит-габбро). Типоморфными породами комплекса Сихотэ-Алиня являются пикриты и меймечиты.

Меймечиты являются грубо-порфировой породой, состоящей на 70% из крупных (от 5-8 мм) хорошо ограненных кристаллов оливина, которые окружены оторочками серпентина на контактах с основной раскристаллизованной титанавгит-серпентиновой массой, с единичными зернами ликвидусного хромита.

Пикриты представляют собой спутанноволокнистый или микролитовый агрегат титанавгита (до 98%), в слюдистых разностях значительную долю составляют высокотитанистые флогопит и керсутит, появляются циркон, рутил и апатит. Часто содержат густую вкрапленность (6-8%) титано-магнетита, ильменита и отдельные зерна хромита. Такие породы обычно пористые, что вообще характерно для вулканических образований этого комплекса и свидетельствует об интенсивной газонасыщенности пикритовой магмы [3].

Базальты и гавайиты - фонолиты представлены, как правило, стекловатыми разностями с ликвидусными апатитом и ильменитом.

Меймечиты и пикриты значимо различаются по содержанию всех главных петрогенных окислов, кроме SiO_2 , хотя фациальные отличия однотипных пород незначительны. Средний химический состав исследованных пород пикрит-меймечитового комплекса представлен в таблице. По мере роста лейкократовости пород в ряду меймечит-гавайит возрастает их железистость (19-69%), а также концентрации литофилов (Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, U, Th, Ga) и значительно снижаются содержания сидерофилов (термофилов) (Cr, Ni, Co). Минимальные содержания V характерны для высокомагнезиальных меймечитов, а повышенные наблюдаются в более железистых породах независимо от их лейкократовости.

Геохимически породы пикрит-меймечитового комплекса изучены нерав-

номерно, но имеющиеся данные свидетельствуют об их необычности, что заключается в одновременном обогащении вулканитов типичными «тугоплавкими» реститовыми компонентами ультраосновных пород (Cr, Ni) и некогерентными элементами (Rb, Sr, Zr) в количествах, сближающих их с щелочными базальтоидами. Для всех вулканитов характерна обогащенность легкими РЗЭ, количество которых в пикритах, как правило, в 2.5 раза выше, чем в меймечитах.

Распределение летучих элементов (P, Cl, S, В) индивидуально. Минимальные содержания Р – в меймечитах, максимальные – в гавайитах. Противоположно поведение В и S, накапливающихся в меймечитах. Аномальными кон-

Таблица

Средние составы изученных пород
(петрогенные элементы – в мас. %, микроэлементы – в г/т)

Меймечиты (13) ^x				Слюдистые пикриты (6)			Пикриты (4)			Базальты (4)			Гавайиты (2)		
	ср.	min	max	ср.	min	max	ср.	min	max	ср.	min	max	ср.	min	max
SiO ₂	40.08	36.55	42.38	37.48	30.98	43.50	45.34	34.05	50.65	49.81	41.74	56.23	48.50	47.76	49.20
TiO ₂	1.04	0.48	2.09	3.58	2.59	4.71	2.71	2.12	4.04	2.42	1.77	3.38	2.43	2.04	2.82
Al ₂ O ₃	4.27	3.69	5.53	8.08	6.34	10.97	9.62	8.89	11.70	13.77	12.63	15.35	17.41	16.53	18.29
Fe ₂ O ₃	13.14	11.89	14.94	16.01	13.06	19.98	12.01	9.21	13.40	11.82	9.78	14.27	13.78	11.26	16.30
MnO	0.18	0.15	0.22	0.25	0.18	0.34	0.20	0.17	0.26	0.18	0.15	0.21	0.20	0.17	0.22
MgO	28.39	24.81	31.32	15.33	12.77	19.59	9.05	5.93	10.90	6.76	5.25	8.72	3.19	3.01	3.37
CaO	4.61	3.53	6.26	8.99	6.16	10.21	12.54	9.18	15.73	6.34	3.47	12.35	3.24	2.75	3.71
Na ₂ O	0.19	0.11	0.34	0.94	0.61	1.15	2.49	1.85	3.40	2.90	2.16	3.98	4.65	3.75	5.54
K ₂ O	0.14	0.06	0.35	1.99	1.33	3.26	0.40	0.17	0.62	1.35	0.63	2.02	3.37	1.04	5.70
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.22	1.19	0.34	1.85	0.56	0.13	1.58	0.44	0.31	0.62	1.17	0.81	1.53
П.П.П.	7.62	6.35	9.55	5.43	1.53	7.34	5.14	0.90	13.89	4.47	1.80	6.12	1.90	0.71	3.09
Σ	99.78			99.27			100.05			100.24			99.80		
f	18.9			34.5			40.1			46.9			68.6		
B	98	58	160	30	17	40	19	13	25	35	22	59	22	9	34
S	626	160	2280	392	120	760	495	50	1240	497	80	750	70	50	90
Cl	136	70	320	116	70	230	42	40	50	343	50	930	200	60	340
V	125	92	179	325	282	394	291	209	346	271	203	392	238	76	399
Cr	1726	1504	2124	669	495	958	499	52	990	284	202	341	65	24	105
Co	113	83	125	69	66	70	48	37	63	36	32	42	24	13	34
Ba	46	11	135	1143	317	1851	178	36	253	400	26	712	754	288	1221
Rb	8	1	15	86	40	220	8	3	15	54	45	59	121	25	217
Sr	64	24	154	1027	297	1519	909	235	1599	356	242	549	595	222	968
Y	9	3	15	54	22	79	25	18	39	30	28	33	54	53	54
Zr	55	11	117	408	174	618	228	123	469	252	233	269	655	231	1079
Nb	10	2	17	123	35	192	48	14	134	37	30	48	116	31	200
Th	0.9	0.3	2	26	3	59	3	2	8	6	3	9	14	3	24
U	0.5	0.3	1	6	2	11	0.5	0.5	0.5	2	1	2	3	0.3	5
Ni	1500	1119	1909	525	351	919	277	54	603	149	121	169	28	7	48
Cu	81	25	127	90	27	184	165	90	269	84	47	145	28	5	52
Zn	111	80	170	179	136	227	127	78	161	127	99	174	239	231	247
Ga	8	4	12	18	16	22	16	10	24	20	19	21	26	22	30

x – число анализов. f – Fe/(Fe-Mg) ат. %

центрациями литофилов отличаются флюидизированные эксплозивные слюдястые пикриты, что, возможно, связано с насыщенностью их F.

Литература

1. Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов // Вулк. и сейсмол., 1983. № 2. С. 3-15.
2. Щека С.А., Вржосек А.А., Чубаров В.М., Житков А.С., Высоцкий С.В. Меймечиты, коматииты, пикриты: номенклатура формации, состав расплавов // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Изд. СО РАН, 2003. Т. 2. С. 219-220.
3. Щека С.А., Вржосек А.А., Ноздрачев Е.А., Лотина Т.А. Юрский вулканизм // В кн.: «Триас и юра Сихотэ-Алиня. Книга II», «Вулканогенно-осадочный комплекс, палеобиогеография». Под ред. П.В. Маркевича и Ю.Д. Захарова. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 125-145.
4. Shcheka S.A., Vrzhosek A.A., Vysotskiy S.V. Jurassic meymechite-picrite complex of Primorye, Russia: comparative study with komatiite and Japanese picrite suites // Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism – Khabarovsk: FEB RAS, 2003. P. 184-200.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕХНОГЕННОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В МАССИВЕ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ПРИМЕНЕНИИ СИСТЕМЫ РАЗРАБОТКИ С ЗАКЛАДКОЙ С НИСХОДЯЩЕЙ ВЫЕМКОЙ

Г.М. Потапчук, М.И. Рассказова

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Исследуемое месторождение «Антей» представлено в виде локализованных в зонах разломов крутопадающих рудных тел субмеридионального простирания мощностью до первых десятков метров и протяженностью по глубине до 1500 м. Вмещающими породами являются мелко- и средне зернистые лейкократовые граниты, а также биотитовые граниты и гранитогнейсы. Форма гранитных тел жильная, реже линзообразная. Практически все разновидности пород месторождения проявляют склонность к упругому деформированию и хрупкому разрушению в динамической форме.

С переходом горных работ на более глубокие горизонты (очистные работы достигли глубины 700 м) и увеличением выработанного пространства (в настоящее время площадь подработки превышает 100 тыс. м²) начал происходить рост числа и интенсивности динамических проявлений горного давления [1].

Для разработки месторождения применяется, достаточно редко встречающаяся в горной практике, система разработки нисходящими горизонтальными слоями с закладкой выработанного пространства твердеющими смесями. Высота этажа между горизонтами 60 м. Рудный массив делится на два

полублока, отрабатываемых одновременно по простиранию рудного тела. Постепенно уменьшающийся в процессе добычных работ рудный целик разгружается путем камуфлетного взрывания скважинных зарядов, размещаемых в вертикально пробуренных нисходящих скважинах (сквозных и скважинах не на всю длину целика диаметром 105 мм через 2.5 м).

Сложившаяся удароопасная ситуация на месторождении потребовала постановки и проведения комплексных геомеханических исследований, включающих экспериментальные шахтные измерения и математическое моделирование НДС массива горных пород методом конечных элементов (МКЭ) [2]. С помощью математического моделирования МКЭ решались следующие задачи: проводились исследования изменения уровня напряжений в отдельных точках массива и элементах горных конструкций по мере уменьшения величины межполублочного целика в процессе отработки очистного блока (рис. 1, 2), оценивалась эффективность применяемых профилактических мероприятий.

Были смоделированы следующие стадии отработки блока (рис. 1). Рудный

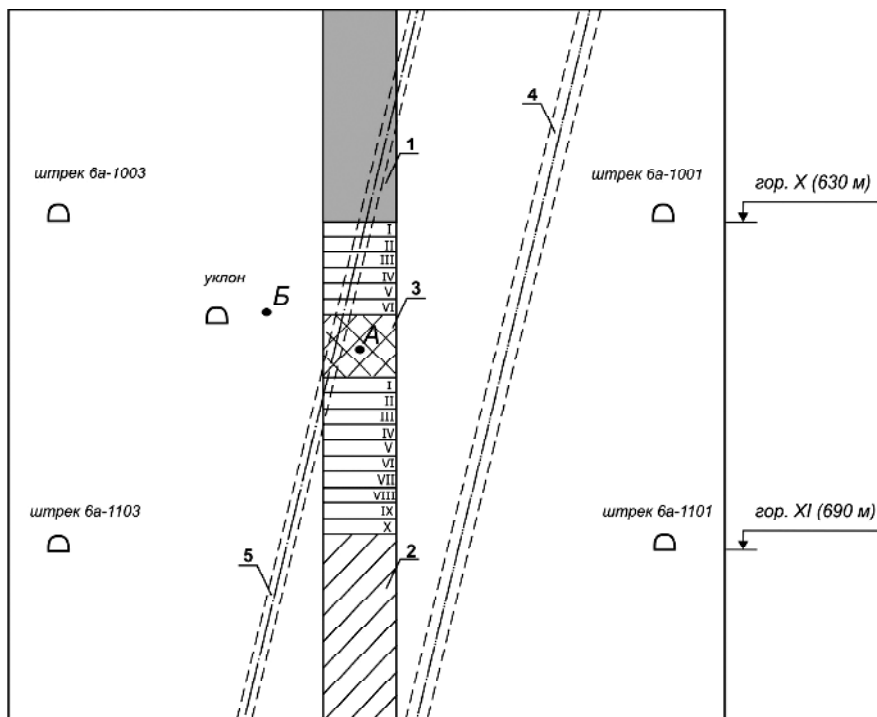


Рис. 1. Обобщенная расчетная схема для моделирования НДС участка месторождения: 1, 2 – соответственно закладочный и рудный массив; 3 – междуполублочный массив; 4, 5 – тектонические нарушения (римскими цифрами показана очередность отработки горизонтальных слоев; А и Б – характерные точки в массиве)

массив делится на 2 полублока. На I стадии отрабатываются первые слои верхнего и нижнего полублоков. На II стадии отрабатываются вторые слои верхнего и нижнего полублоков, а ранее отработанные слои заполняются твердеющей закладкой. Такой же порядок отработки сохраняется до VI стадии включительно, а затем идет последовательная отработка только нижнего полублока (стадии VII-IX). Сформировавшийся межполублочный целик разгружается камуфлетным взрыванием ряда вертикальных скважинных зарядов.

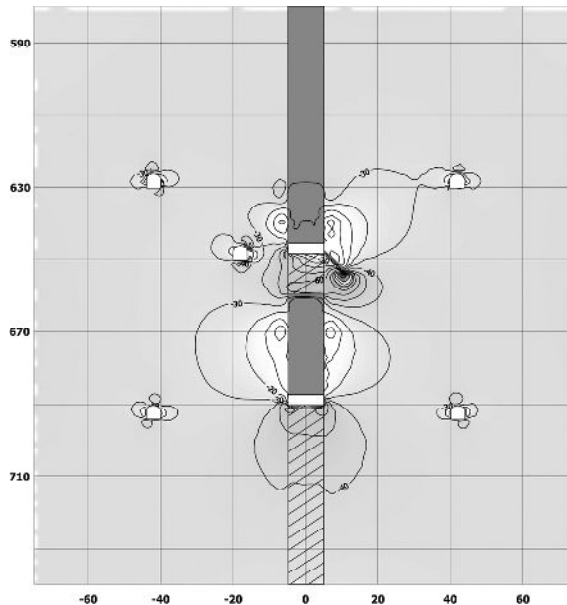


Рис. 2. Распределение $\sigma_{ср}$ в массиве горных пород после создания наклонной разгрузочной щели

Результаты расчетов представлялись в виде изолиний средних нормальных напряжений $\sigma_{ср} = (\sigma_1 + \sigma_2)/2$ и интенсивности касательных напряжений $\tau_{инт} = (\sigma_1 - \sigma_2)/2$.

Полученные результаты позволили сделать следующие выводы:

1. До начала отработки блока напряжения сжатия концентрировались преимущественно в его нижней части вдоль границы закладочного и рудного массивов, при этом значения $\sigma_{ср}$ не превышали 40 МПа. На I стадии и последующих область повышенных напряжений начинает перемещаться к центральной части межполублочного целика (точка А), значения которых на VI стадии достигают у $\sigma_{ср}$ и $\tau_{инт}$ соответственно 68 и 40 МПа (рис. 1). НДС в точке Б приближается к одноосному ($\sigma_{ср} \approx \tau_{инт}$) и характеризуется высоким уровнем напряжений сдвига, что может привести к разрушению этого участка массива.
2. При принятой на предприятии схеме разгрузки массива путем создания вертикальной щели не на всю высоту целика, напряжения снижаются только в окрестностях самой щели, зато в забойной ее части достигают величины близкой к пределу прочности горных пород. Тем самым, подтверждается недостаточная эффективность применяемого способа снижения удароопасности.
3. В процессе выбора способа снижения удароопасности было предложено

но два варианта щелевой разгрузки, создание двух щелей с обеих сторон от целика во вмещающем породном массиве под углом 45° и создание щели только с одной стороны от целика во вмещающем породном массиве так же под углом 45° к рудному телу (рис. 2). Анализ результатов МКЭ показал, что при расположении наклонных щелей с обеих сторон от целика напряжения снижаются, и только лишь в его нижней части незначительно (в 1.2-1.4 раза) превышают первоначальный уровень. При расположении же наклонной щели только лишь с правой стороны от целика (рис. 2) концентрация напряжений наблюдается только в призабойной части скважины за пределами мест ведения горных работ при его реализации существенно улучшаются условия проходки и поддержания горных выработок при доработке блока.

Литература

1. Особенности динамических проявлений горного давления на месторождении «Антей» / Рассказов И.Ю., Саксин Б.Г. и др. // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГГУ, 2007. № ОВ9. С. 167-177.
2. Фадеев А.Б. Метод конечных элементов в геомеханике. М.: Недра, 1987.

РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ АЛАКИТСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

И.А. Потехина

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Роль разломной тектоники в локализации кимберлитовых тел в пределах Якутской алмазоносной провинции обсуждается в научной и специальной литературе на протяжении более чем 50-лет после открытия первых трубок. Однако до настоящего времени нет единого мнения относительно ориентировок и закономерностей проявления разломов, контролирующих размещение кимберлитового магматизма в пределах чехла Сибирской платформы. Этот вопрос помимо научного значения представляет и практический интерес в плане прогнозных построений, а также для оптимизации комплекса поисково-разведочных методов.

Алакитское кимберлитовое поле располагается в пределах Далдыно-Алакитского района в бассейнах рек Алакит и Марха. Здесь открыто более 50 кимберлитовых тел и среди них известные месторождения: трубки Айхал, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и Краснопресненская. Фундамент района представлен гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами архейского возраста. Платформенный чехол сложен терригенно-карбонатными и сульфатно-галогено-карбонатными породами венда – нижнего палеозоя, залегающими непосредственно на кристаллическом фундаменте, и несогласно перекрывающими их вулканогенно-терригенными образованиями верхнего палеозоя – нижнего мезозоя. Осадочные толщи рифея и среднего палеозоя выпадают из разреза. Считается, что структурный план поля оп-

ределяют три разломных направления, проявленные в фундаменте платформы [4]: зоны глубинных разломов субмеридионального, субширотного и северо-западного направлений. Характерной особенностью кимберлитовых трубок Алакитского поля является их линейно-групповое (цепочечное) расположение. Большинство цепочек имеет северо-восточное простирание, что, по мнению ряда исследователей, свидетельствует о наличии здесь единой рудовмещающей структуры данного направления [3]. Таким образом, вопрос о направлениях главных рудоконтролирующих разломов остается открытым, поэтому мы предприняли попытку определить их при помощи структурно-геологических и тектонофизических исследований.

Основными объектами изучения в пределах Алакитского кимберлитового поля стали карьер Юбилейный и участок «Полигон», в пределах которого расположены кимберлитовые трубки Кыллахская, Файнштейновская, Амакинская, Одинцова, Апрельская, Щукина, Соболева, Радиоволновая, Бобкова и ЦНИГРИ. Все трубки перекрыты эффузивно-терригенными образованиями верхнего палеозоя нижнего мезозоя. Эти объекты находятся в непосредственной близости, поэтому комплексное геолого-структурное их изучение интересно по ряду причин: в карьерной выработке можно детально изучить разломы разных направлений, выделить основные направления, установить их механизмы, а также проследить взаимосвязь с кимберлитовыми породами, площадные работы позволят проследить направления разломов в плане. Работы в карьере проводились на протяжении нескольких лет, за это время была создана сеть из 280 точек наблюдения, в которых по методике специального структурного картирования [5] выполнен комплекс тектонофизических наблюдений. Участок «Полигон» расположен в 0.5 км к юго-западу от к. Юбилейного. Площадь участка характеризуется слабой обнаженностью, поэтому помимо изучения трещиноватости скальных выходов, наблюдения проводили и в развалах траппов, где сохранились небольшие останцы или участки, где разрушенные породы сохранили закономерность проявления тектонической трещиноватости. В целом, на участке была организована сеть из 85 точек геолого-структурных наблюдений. Собранные данные по участку и на карьере свидетельствуют о том, что наибольшим развитием пользуются субвертикальные и субгоризонтальные разрывные нарушения различных рангов. Субвертикальные разрывные нарушения обычно представлены зонами повышенной трещиноватости мощностью от первых десятков сантиметров до десятков метров или реже зонами дробления. Кинематика по разрывам малоамплитудная, преимущественно в виде сбросов и взбросов. Горизонтальные смещения отмечались редко, в основном, наличие сдвиговых смещений было определено в процессе камеральной обработки при анализе диаграмм массовых замеров параметров трещин [1, 2]. Субгоризонтальные нарушения представлены зонами межслоевых срывов и послойных нарушений мощностью от первых сантиметров до нескольких метров. Основной тип смещений по ним – надвиговый, реже – надви-

гово-сдвиговый. Наклонные зоны встречаются реже и для них характерны как сбросовые, так взбросовые перемещения с небольшой амплитудой. Полученные данные указывают на наличие нарушений разных направлений, которые, зачастую, являются элементами строения внутренних структур более крупных зон разломов, все это говорит о сложной разрывной структуре участков. Розы-диаграммы простирания и падения для нарушений разных мощностей показали, что определяющую роль в строении играют разрывные нарушения северо-западного субмеридионального и субширотного направлений. Также как и для разрывных нарушений, для трещинной сети был проведен анализ основных направлений разрывов. Для этой цели были использованы замеры основных систем, сделанные в каждой из точек наблюдений. Полученные розы-диаграммы простираний и падений субвертикальных трещин характеризуются четырьмя основными направлениями северо-восточным (30–40°), субширотным (70–100°), северо-западным (310–320°) и, отчасти, запад-север-запад-восточным (330–350°). Наклонные имеют следующие преимущественные ориентировки: север-северо-западную (330–340°), субмеридиональную (350–5°), восток-северо-восточную (60–80°), северо-восточную (30–40°) и северо-западную (280–310°). В дальнейшем было проанализировано распределение основных систем трещиноватости по площади. При этом мы исходили из того, что зафиксированные трещины, также как и разрывные нарушения, определяют строение либо разломной зоны, либо внутриблокового пространства. В первом случае они должны характеризоваться повышенными значениями параметра густоты, а во втором – пониженными. При этом, не обязательно, чтобы направление изучаемой системы трещин совпадало с направлением разломной зоны – они могут представлять собой секущие или поперечные (например R'-сколы в сдвиговой зоне) [6] по отношению к ней дизъюнктивы. Итогом построений стало суммирование предполагаемых осевых линий разломных зон. В целом, полученная схема отражает блоковую делимость изучаемой площади и наглядно показывает, что кимберлитовые тела приурочены к узлам пересечения разломов субмеридионального, субширотного направлений.

Литература

1. Гладков А.С., Семинский К.Ж. Нетрадиционный анализ поясов трещиноватости при картировании субгоризонтальных разломных зон (на примере окрестностей г.Иркутска) // Геология и геофизика, 1999. Т. 40. № 2. С. 213–220.
2. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961. 48 с.
3. Лелюх М.И., Крючков А.И., Устинов В.И. О закономерностях пространственного размещения кимберлитов в Айхальском районе // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1989. С. 88–96.
4. Потуроев А.А. О трещинной тектонике Далдыно-Алакитского района // Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. Якутск:

Изд-во Якут. Фил. СО РАН, 1975. С. 57-72.

5. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244 с.

6. Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 112-130.

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАЛИВА ПОСЬЕТ (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

А.Н. Самченко, О.В. Бордиян

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Сейсмические исследования методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) были выполнены в октябре 2007 года в пределах акустического полигона ТОИ ДВО РАН, расположенного в заливе Посьет (рис. 1). При проведении сейсмических работ использовался 3.5 КГц профилограф «GeoPulse Subbottom Profiler GeoAcoustic», буксируемый маломерным исследовательским судном «Малахит». Привязка маршрута осуществлялась навигационной системой NAVSTAR GPS GARMIN-48.

На исследуемой акватории было выполнено 6 профилей общей протяженностью в 82 км и 2 секущих профиля. Глубина моря на площади работ колеблется от 40 метров на юге и северо-западе до 80 метров на северо-востоке, с довольно резким уклоном шельфа. Во время работ профилограф буксировали на кабель-тросе за кормой судна, погрузив его на глубину 4 метра. Глубина исследования в донных осадках на изучаемом участке составила порядка 30 метров.

На профилограммах четко выделяется верхняя граница дна и неоднородности в осадочной толще. На северо-западе участка работ на профилограммах (рис. 2) акустические границы не прослеживаются, кроме отдельных небольших по размеру неоднородностей. Мощность однородного слоя невозможно определить, поскольку нижняя граница его находится за пределами разрешающей способности профилографа. В южной и юго-восточной части полигона, где глубина моря более 70 метров, на профилограммах картируется слой, мощностью до 5 метров, с ярко выраженной акустической границей. Этот слой соответствует акустическому фундаменту, на котором несогласно залегают рыхлые осадки четвертичного возраста. В 32 рейсе НИС «Первенец» в 1979 году проводилось геологическое опробование одного из полигонов детального исследования [2]. Согласно результатам этого исследования, рыхлые отложения на северо-западе и в центре полигона представляют собой пески, плохо отсортированные, мелкозернистые, зеленовато-серого цвета, часто с заметной примесью слюды, с многочисленными трубками червей,

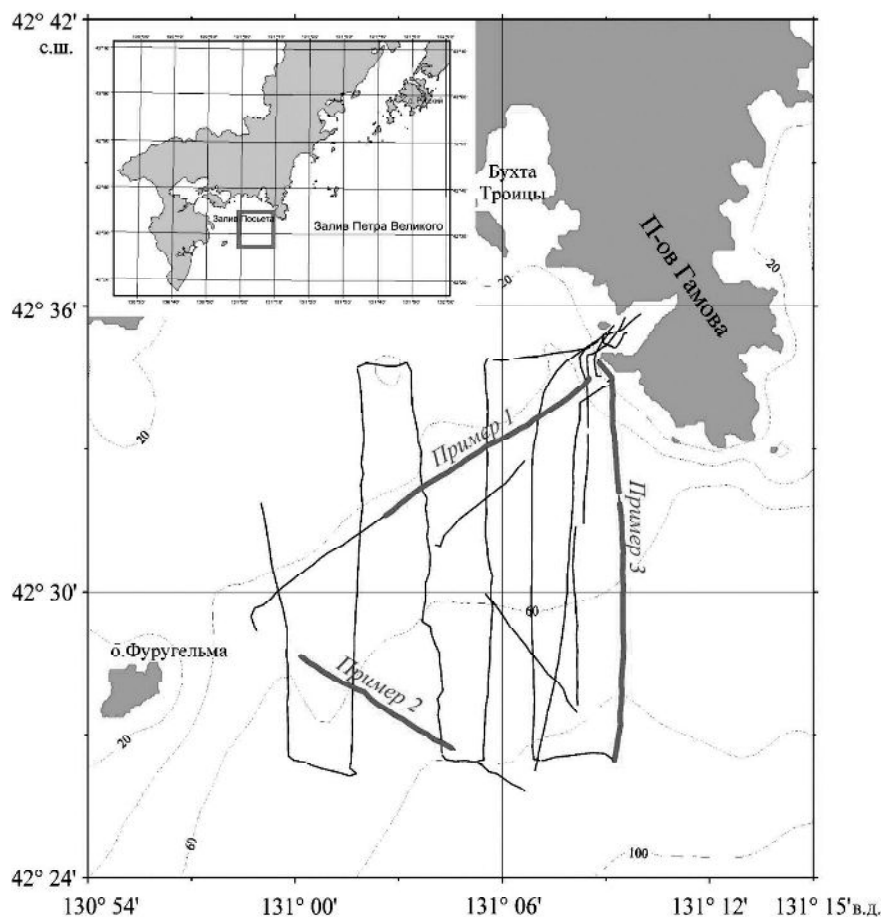


Рис. 1. Карта-схема профилей, отработанных с 3.5 КГц профилографом.

офиурами. Восточную и юго-восточную часть полигона покрывают средне-зернистые пески, темно-серого цвета, с редкими включениями раковин моллюсков и офиуров. Описываемые отложения представляют мелководный комплекс, сформировавшийся в полузакрытых водоемах, типа мелких бухт, лагун, с опресненными водами и незначительной гидродинамической активностью. Обнаруженное несогласие, возможно, соответствует перерыву в осадконакоплении или активному размыву осадочной толщи.

В результате сопоставления данных акустических свойств среды и временных сейсмоакустических разрезов, удалось построить априорную геоакустическую модель верхней части разреза осадочного чехла на исследованном полигоне.

Литература

1. Никифоров С.Л., Павлидис Ю.А. и др. Цифровая геоакустическая модель шельфа и ее использование для гидроакустических средств исследования мирового океана // Тр. Конф. «Исследование мирового океана». ИПМТ, 2007. С. 262-268.
2. Отчет о научно-исследовательских работах проведенных в 32 рейсе на НИС «Первенец» (залив Петра-Великого, Японское море, июнь-июль 1979 г.). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1980. 55 с.
3. Шериф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. Т. 1. Москва: Мир, 1987. 447 с.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА КУРИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Е.Н. Суховеев

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Сейсмические исследования методом непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) выполнены ТОИ ДВО РАН в Курильской котловине Охотского моря на северном склоне и в центральной части котловины.

Дно Курильской котловины покрыто толстым слоем осадков, которые маскируют достаточно расчленённый рельеф акустического фундамента (АФ). Фундамент расположен на глубине до 8 км от поверхности моря. Рассматриваемый полигон детальных исследований охватывает западное поднятие акустического фундамента и северный склон котловины.

На карте рельефа акустического фундамента выделяется линейное поднятие с субмеридиональным простираем. На южных пересечениях хребет представлен центральным поднятием и двумя блоками, расположенными симметрично относительно поднятия. При движении на север хребет становится выше, а центральное поднятие увеличивается в линейных размерах. Примерно на широте $47^{\circ}30'$ хребет проявляется и в рельефе морского дна в виде невысокого пологого поднятия. Хребет примыкает к северному склону Курильской котловины в районе широты $47^{\circ}45'$. Здесь он представлен широким поднятием, увенчанным горой. Далее на север продолжением хребта является цепь гор в рельефе акустического фундамента. Из полученных данных следует, что ось хребта при движении с юга на север смещается вправо, по крайней мере, вдоль трех разломов субширотного простираения.

Хребет перекрыт осадочной толщей, мощность которой уменьшается от 1.6 с на юге до 0.4 с на севере. Мощность осадков в районах Курильской котловины, примыкающих к хребту с запада и востока, увеличивается до 2.0 с, а на юге полигона достигает 2.4 с.

Осадочный слой в южной части полигона детальных исследований (приблизительно до широты $47^{\circ}20'$) по акустическому облику разделяется

на две толщи: хорошо стратифицированную верхнюю и полупрозрачную нижнюю. Мощность верхней толщи приблизительно постоянна и составляет 0.9-1.1 с. Изменение общей мощности отложений – в большой степени результат вариаций мощности полупрозрачной толщи. Верхняя толща характеризуется наличием серии выдержанных по простиранию субпараллельных и субгоризонтальных отражений, разделенных тонкими акустически прозрачными прослойками. В полупрозрачной толще выделяются редкие низкоамплитудные отражения, которые облекают неровности рельефа АФ. На большинстве профилей граница между толщами маркируется высокоамплитудным низкочастотным отражением. Верхняя стратифицированная толща может быть разделена на три акустических комплекса, различающихся мощностями прозрачных пропластков. Прозрачные пропластки являются результатом отложения пелагических или гемипелагических осадков. Можно отметить, что два нижних комплекса накапливались в условиях ограниченного поступления терригенных осадков в Курильскую котловину, что, возможно, было вызвано повышением здесь относительного уровня моря.

При движении на север характер стратификации осадочного слоя начинает изменяться: уменьшается мощность верхней стратифицированной толщи, увеличиваются количество, амплитуда и мощность отражений внутри нижней полупрозрачной толщи. Эти изменения, вероятно, связаны с воздействием на процессы осадконакопления увеличивающегося количества терригенных материалов, доставляемых со склона Курильской котловины турбидитными и дебрисными потоками, и переотложением осадков придонными течениями.

По имеющимся в настоящее время представлениям, образование Курильской котловины происходило в период ранний олигоцен – поздний миоцен (32-7 млн. лет назад) [1, 5, 6, 7]. В раннем плиоцене началось быстрое (около 2 мм/год) опускание фундамента котловины, вызванное внутриплитным сжатием [3]. Глубоководное бурение в Курильской котловине не проводилось, поэтому здесь отсутствуют надежные данные о возрасте осадочного чехла. Предполагается, что осадки нижнего прозрачного комплекса отлагались с олигоцена до раннего миоцена, а верхний стратифицированный комплекс сложен породами среднемиоцен-голоценового возраста [1]. Палеонтологическое изучение осадков, драгированных со склонов котловины, свидетельствует о том, что в период с олигоцена до начала среднего миоцена осадконакопление происходило в условиях углубляющегося морского бассейна. На исследованных участках склона отложения средне-позднемиоценового возраста не установлены. В плиоцене, и особенно в раннем плейстоцене, осадконакопление на северном склоне котловины происходило при значительном влиянии дебрисных потоков и придонных течений [2]. На всех сейсмических профилях в котловине внутри нижней прозрачной толщи выделяется относительно тонкий стратифици-

рованный слой, мощность которого и амплитуды отражений от которого увеличиваются при приближении к склону котловины. Слой соответствует границе между толщами со скоростями 2.55 и 2.82 км/с. Появление такого слоя, вероятно, связано с существенным увеличением поступления терригенного материала со склона котловины. Это событие, возможно, обусловлено существенным падением уровня Мирового океана в конце нижнего миоцена [4]. Если это так, то породы прозрачного комплекса отлагались, по крайней мере, до конца среднего миоцена.

Геометрия стратифицированного слоя над хребтом Сакура свидетельствует о том, что северная часть хребта воздымалась во время отложения осадков этого слоя.

Литература

1. Харахинов В.В. Тектоника и история развития осадочных бассейнов // Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотского региона / Ред. А.Г. Родников и др. М.: РАН, 1996.
2. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005.
3. Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A. et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002a. Vol. 350.
4. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // Sea-level changes – an integrated approach / Ed. C. Wilgus et al. Tulsa, 1988.
5. Ikeda Y., Sternagami, H., Sun, Ch.-H. Pb, Nd, and Sr isotopic constraints on the origin of Miocene basaltic rocks from Northeast Hokkaido, Japan: implications for opening of the Kurile back-arc basin // Island Arc. 2000. Vol. 9.
6. Kimura G., Tamaki K. Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Seas // Tectonics. 1986. Vol. 5.
7. Maeda J. Opening of the Kurile Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. Vol. 174.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ СЛЭБОВЫХ И НАДСЛЭБОВЫХ ВЫПЛАВОК ПОД КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ ПОБЕРЕЖЬЕМ ЯПОНСКОГО МОРЯ, ТИБЕТОМ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИЕЙ

И.С. Чувашова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Распространение высокоскоростных и низкоскоростных аномалий в континентальной мантии свидетельствуют о важной роли в ее строении субдуктированных океанических слэбов. Геохимический облик мантии должен был

сформироваться вследствие многократного поступления слэбового материала на межплитных конвергентных границах. Гетерогенность слэбовых и надслэбовых источников следует из их комплементарных геохимических соотношений в эволюции кайнозойского мантийного магматизма, распространенного в зонах конвергентных границ и внутренних частях Азии. В настоящей работе рассматриваются соотношения компонентов, вынесенных из слэба с соответствующим надслэбовым обогащением, выраженным в магматизме континентального побережья Японского моря, Тибета и Центральной Монголии. Данные по Южному Приморью и Тибету рассматриваются для определения роли слэбовых и надслэбовых источников, соответственно, на активной континентальной окраине и в зоне коллизии. Характерные геохимические параметры источников используются для идентификации мантийных компонентов в вулканических породах Центральной Монголии. Слэбовые и надслэбовые компоненты определяются в координатах $K/1000Ta - La/Ta$ (определения K – методом фотометрии пламени, La , Ta – методом ИСП-МС).

По сравнению с составом обогащенного базальта срединных океанических хребтов (E-MORB, $K/1000Ta=4.5$, $La/Ta=13.4$), в выплавках из надслэбовой области активной континентальной окраины Японского моря оба отношения повышаются, а в выплавках из слэба – снижаются, что свидетельствует о флюидном выносе из слэба в надслэбовую область K и La и накоплении в нем Ta . Полный эволюционный ряд от надслэбовых выплавки к слэбовым имел место в вулканических породах Кильчу-Менчхонского грабена (Северная Корея), извергавшихся в диапазоне от олигоцена–миоцена до четвертичного периода [1, 5]. По данным, приведенным в работах [2, 3, 6], в ходе эволюции магматизма Южного Приморья с интервала 46–44 млн лет назад к интервалу 24–21 млн лет назад намечается относительное повышение K/La в надслэбовых составах от значений, близких E-MORB (340), до значений, свойственных фронтальной зоне островной дуги Южных Курил (до 1300). Калиевый щелочно-базальтоидный магматизм, возобновившийся 15.5–14.0 млн лет назад [4], характеризуется трендом, занимающим промежуточное положение между трендами позднекайнозойского постколлизийного магматизма Южного и Северного Тибета (соответственно, фронтальной и тыловой частей Индо-Азиатской зоны коллизии). Последующие фазы извержений в Южном Приморье – андезитобазальтов ~13 млн лет назад и низкокалиевых толеитовых базальтов и андезитов 11.8–10.5 млн лет назад – обозначили тренд снижения K/La с переходом к минимальному отношению для этой группы пород (575) в интервале 8.8–8.2 млн лет назад. Слэбовые выплавки представлены в извержениях временных интервалов 10.8–9.1 и 7.5–3.3 млн лет назад. Общая смена магматических источников отразила коллизию островной дуги с краем континента и сопутствующие процессы перестройки субдукционной системы.

Лавы Центральной Монголии, принадлежащие какой-либо одной возрастной генерации, представлены слэбовыми, надслэбовыми или «сквозными»

трендами. В последнем случае переход от материала слэбового источника к надслэбовому может выражаться единым трендом, коленообразным сочетанием трендов с общим составом в области современных океанических базальтов или более сложным распределением точек. Для южной части Центральной Монголии (Гобийский Тянь-Шань – Долина Озер) с использованием данных [7] определена активность исключительно слэбовых источников. В интервале 88-75 млн лет назад выплавки имели комплементарный состав по отношению к выплавкам фронтальной части вулканической дуги (зоны коллизии). Общее снижение La/Ta выплавки в интервале 76–30 млн лет назад интерпретируется как показатель слэбовых источников, обедненных в коллизионной обстановке. Максимальные значения K/1000Ta (7-13) в интервалах 76-71 и 37-30 млн лет назад сочетались с обогащенным изотопным составом Sr и Nd. Относительное снижение K/1000Ta около 71 млн лет назад и в интервале 62-41 млн лет назад сопровождалось переходом к изотопно-обедненным составам. Выплавки из источников, комплементарных выплавкам фронтальной части зоны коллизии, сменялись выплавками из источников, комплементарных выплавкам тыловой части зоны коллизии. Магматические интервалы 88-71 и 62-30 млн лет назад соответствовали коллизии с Азией сначала блока Кокхистан, а затем – блока Индостан.

Подобное сочетание мантийных (преимущественно слэбовых) источников, в общем, сохранялось при последующей позднекайнозойской активизации магматизма в Восточном Хангае, на восточной границе Центрального Хангая и Орхон-Селенгинском среднегорье. Тенденция повышения значений K/1000Ta определена в выплавках, излившихся на Угей-Нурском вулканическом поле 15.5-14.3 млн лет назад, на Хануйском – около 3.4 млн лет назад, на Верхне-Орхонском – < 3.6 млн лет назад и на Тарят-Чулутынском – 5.9-5.6, ~ 2.7 и < 1.9 млн лет назад. Тенденция наиболее заметного снижения K/1000Ta выявлена в породах Ула-Цаб-Худукского вулканического поля возрастом ~ 16.3 млн лет, Байдарикского – 7 млн лет и полей Орхон-Селенгинского среднегорья – 10 и < 2 млн лет.

Работа выполнена по интеграционным проектам СО РАН 7.10.3/2006, 88/2006, ДВО РАН 06-1-П16-065 и гранту Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. Мартынов Ю.А., Ли Д.У., Голозубов В.В., Рассказов С.В. Позднемеловой–кайнозойский базальтовый вулканизм Кореи // Геохимия, 2006. № 6. С. 597-609.
2. Попов В.К., Рассказов С.В., Чекрызов И.Ю., Брандт И.С., Брандт С.Б. Калий-аргоновые датировки и геохимические характеристики кайнозойских трахибазальтов и трахиандезитов Приморья // Геохимия магматических пород. Труды Всероссийского семинара с участием стран СНГ. Щелочной магматизм Земли. М.: ГЕОХИ РАН, 2005. С. 133-135.
3. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Масловская М.Н.,

Фефелов Н.Н., Брандт С.Б., Брандт И.С., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Средне-позднекайнозойский магматизм континентальной окраины Япономорского бассейна: импульсное плавление мантии и коры Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 6. С. 3-31.

4. Сахно В.Г., Максимов С.О., Попов В.К., Сандиминова Г.П. Лейцитовые базаниты и калиевые шонкиниты Угловской впадины // ДАН, 2004. Т. 399. № 6. С. 818-824.

5. Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Япономорского региона) // Петрология, 2001. Т. 9. № 5. С. 519-546.

6. Чашин А.А., Мартынов Ю.А., Рассказов С.В., Максимов С.О., Брандт И.С., Саранина Е.В. Изотопные и геохимические характеристики позднемиоценовых субщелочных и щелочных базальтов юга Дальнего Востока России как показатель роли континентальной литосферы в их происхождении // Петрология, 2007. Т. 15. № 6. С. 620-644.

7. Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднемеловой–раннекайнозойский след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология, 2007. № 1. С. 3-31.

ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Р.Б. Шакиров, А.И. Гресов

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

В настоящей работе авторами на основе анализа и систематизации результатов за полувековой период предложена новая классификация природных газов угольных бассейнов и месторождений юга Дальнего Востока по генетическим признакам, основой которой послужили работы [1, 2 и др.].

По отношению к угленосным толщам природные газы угольных бассейнов и месторождений Приморья подразделяются на сингенетические и миграционные. К сингенетическим относятся газы, образовавшиеся при осадконакоплении за счёт различных химических и биохимических реакций; газы, образовавшиеся на начальных этапах формирования угленосных толщ. По-видимому, все они за исключением остаточного азота мигрировали в атмосферу. Основное количество газа на угольных месторождениях и бассейнах Приморья образовалось при региональном и регионально-термальном метаморфизме углистого вещества. Газы этой группы составляют основную часть газового баланса угленосных толщ. К миграционным относятся газы, поступающие в угленосные толщи из атмосферы и фундамента. По генезису это атмосферные, магматические, метаморфические, радиогенные и другие. Атмосферные газы проникают в угленосные толщи на значительную глубину

Таблица

Классификация природных газов угольных бассейнов и месторождений
юга Дальнего Востока

Генетические типы природных газов (ПГ)		Газовые компоненты	Тип газов	Примеры угольных бассейнов, месторождений	Характерные закономерности распределения ПГ
Связанные с процессом диагенеза		N ₂ и другие	1	Развиты повсеместно	Низкая сохранность в угленосной толще, основной компонент N ₂
Метаморфические	Образовавшиеся при региональном метаморфизме	CH ₄ , TY (C ₂ -C ₆); iC ₄ , iC ₅ , H ₂ , CO ₂	2.1	Развиты повсеместно	Основной компонент ПГ - CH ₄ , для УВГ: C _n > C _{n+1} , Мув (мол. масса) < 16,4; C _n H _{2n+2} до C ₆ ; подчинённое значение H ₂ и CO ₂ < 10%
	Образовавшиеся при регионально-термальном метаморфизме	УВГ, H ₂ и другие	2.2	Партизанский, Верхне-Раздольненский; Подгородненское, Лесогорское, Шахтёрское, Бошняковское	Основной компонент ПГ - CH ₄ , для УВГ: C _n > C _{n+1} , C _n ≠ C _{n+1} (для TY); Мув < 16,4; C _n H _{2n+2} до C ₆ ; аномальные концентрации H ₂ , CO ₂ - более 30%
	Образовавшиеся при контактном метаморфизме	H ₂ , CO ₂ , CO, УВГ	2.3	Партизанский, Верхне-Раздольненский; Лесогорское, Шахтёрское, Бошняковское	Неравномерность распределения ПГ: CH ₄ ≥ CO ₂ ; CH ₄ ≤ CO ₂ ; низкая сохранность TY; локальное узкое и линейное распределение ПГ вблизи интрузий
Образовавшиеся при химических и биохимических реакциях		CO ₂ , CO, H ₂ , H ₂ S	3	Развиты повсеместно	Связь с подземными водами и техногенное происхождение, литологический ряд пород (более 4)
Воздушные		N ₂ , O ₂ , Ar	4	Развиты повсеместно	N ₂ /O ₂ =3.78 (стабильная величина) - N ₂ /Ar, связь с подземными водами и трещиноватыми зонами
Миграционные Магматические	Привнесённые в угленосную толщу магматическими расплавами	H ₂ , CO ₂ , N ₂ , УВГ и другие	5.1	Партизанский, Верхне-Раздольненский; Шахтёрское, Бошняковское, Лесогорское	CO ₂ > H ₂ > N ₂ > CH ₄ ; подчинённое значение ПГ в угленосной толще, низкая сохранность jC ₄ /nC ₄ , jC ₅ /nC ₅ - от 0.1 до 10 и более
	Связанные с неоматизмом, мигрирующие из глубинных магматических очагов	H ₂ , CO ₂ , CH ₄ , N ₂ , CO, He и другие	5.2	Партизанский, Угловский, Сахалинский, Шкотовский; Хасанское	H ₂ > CO ₂ > CH ₄ ; присутствие CO, He; Мув < 16.4; изменчивость во времени (% >, <) непрерывность процесса поступления.

Таблица (окончание)

Миграционные	Метаморфические	Мигрирующие из подстилающих газоносных формаций	CH_4 , $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$, C_nH_{2n} , CO_2 , H_2	6	Сахалинский; Тавричанское, Артемовское, Подгородненское	$\text{C}_n \geq \text{C}_{n+1}$, зависимость от расстояния фундамента и угленосной толщи, основной компонент CH_4 ; нередко т.у. $\text{CO}_2 = \text{H}_2$
		Мигрирующие из подстилающих нефтегазовых формаций не связанных с нефтью	CH_4 , $\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$, C_nH_{2n} до C_6 , CO_2 , H_2	7	Верхне-Буреинский, Сахалинский, Ленский, Зырянский	$\text{C}_n \geq \text{C}_{n+1}$, очень редкое присутствие $\text{C}_n > \text{C}_6$, $i\text{C}_4/\text{nC}_4=0,3-1,1$, $i\text{C}_5/\text{nC}_5=1,1-1,4$, $\text{ТУ} > \text{CO}_2, \text{H}_2$; $\text{МУВ} \geq 17,4$.
		Мигрирующие из газо-нефтяных и нефтяных залежей	$\text{C}_n\text{H}_{2n+2}$, C_nH_{2n} , $>i\text{C}_4$; CH_4 , CO_2 , H_2	8	Сахалинский, Верхне-Буреинский	$\text{C}_n = \text{C}_{n+1}$, $\text{C}_n \geq \text{C}_{n+1}$, $\text{C}_n < \text{C}_{n+1}$; $\text{МУВ}=23,4-26,6$; присутствие $\text{C}_n > \text{C}_6$, $i\text{C}_4/\text{nC}_4=0,3-1,1$, $i\text{C}_5/\text{nC}_5=1,1-1,4$; CH_4 часто $< \text{ТУ}$
	Радиогенные	Не, Аг и другие		9	Партизанский, Верхне-Буреинский	Приуроченность к районам повышенной радиоактивности, содержание в ПГ обычно $< 0,2\%$; связь с глубинными разломами и крупными нарушениями.

(до 250-350 м) и развиты в пределах зоны газового выветривания. Магматические газы присутствуют на месторождениях, где проявилась магматическая деятельность или приурочены к зонам глубинных разломов; развиты практически на всех месторождениях и бассейнах Приморья (табл.).

Магматические миграционные газы подразделены на древние, привнесённые в угленосную толщу при внедрении интрузий (со-возрастных с угленосной толщей) и субсовременные, мигрирующие из глубинных магматических очагов или связанные с неоматизмом. На ряде месторождений авторами выделяются миграционные метаморфические газы подстилающих газоносных формаций, не связанных с нефтью и природные газы газонефтяных и нефтяных залежей. К радиогенному типу относятся газы, образовавшиеся за счёт радиоактивного распада, поступившие в угленосные толщи из фундамента. Газ подстилающих мезозойских отложений по компонентному составу близок к газам газоконденсатных месторождений со средним изотопным составом углерода метана равным $-29,2$ - $-36,0\%$ Pdb и характерным спектром тяжелых углеводородов и гелия. Наличие в угольных пластах и вмещающих породах угленосных толщ метана с изотопным составом углерода от $-32,0$ до $-60,2\%$ Pdb, внезапных и свободных метанопроявлений из подстилающих отложений (пород фундамента) подтверждает возможность поступления значительных объемов природного газа из них в угленосную толщу.

Таким образом, генетический облик природных газов угленосных бассейнов Юга Дальнего Востока сформирован сложным спектром газогенерирующих процессов, классификационный анализ которых представлен в данной работе.

Литература

1. Кравцов А. И., Обжиров А.И., Ушаков А.А и др. Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. Т. 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. М.: Недра, 1979. 328 с.
2. Хрюкин В.Т., Зимаков Б.М., Шагова Н.Ф. Изучение закономерностей образования газов и формирование современной газоносности угленосных толщ Дальнего Востока СССР. Отчёт о НИР / МГРИ. ГР 1-88-28/2. Инв. 1023. М. 1990. 259 с.

КИНЕМАТИКА АМУРСКОЙ ПЛИТЫ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО ДАННЫМ GPS-НАБЛЮДЕНИЙ

**Н.В. Шестаков^{1,2}, М.Д. Герасименко^{1,2}, А.Г. Коломиец¹, В.А. Бормотов³,
Г.Н. Герасимов¹, М.Касахара⁴, Т. Като⁵, Х.Такахашид⁴**

¹Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток,

²Дальневосточный государственный университет, г. Владивосток,

³Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск,

⁴Институт сейсмологии и вулканологии, Хоккайдский университет,
г. Саппоро, Япония,

⁵ Институт исследования землетрясений, Токийский университет,
г. Токио, Япония

Согласно результатам ряда последних исследований [1, 4, 6, 7], юг Дальнего Востока России является зоной взаимодействия Охотоморской и Амурской тектонических плит. Однако границы этих плит до сих пор точно не установлены, а особенности современной кинематики обеих плит недостаточно изучены из-за малой плотности и продолжительности геодезических наблюдений в пределах этих плит. Предполагается, что территории Приморского и юга Хабаровского краёв расположены в северо-восточной части Амурской тектонической плиты, перемещающейся приблизительно в восточном направлении относительно Евроазиатской плиты со скоростью, значение которой заключается в пределах от нескольких миллиметров до 1 см/год [2, 5].

Современное тектоническое строение юга Дальнего Востока России весьма сложно и определяется системой основных, большим количеством второстепенных разломов и разрывных структур. Одной из крупнейших тектонических структур является Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦСАР), пере-

секающий территории Приморья и Хабаровского края с юго-запада на северо-восток на протяжении более чем 1000 км. В геологическом прошлом ЦСАР, согласно данным геолого-геофизических исследований, был одной из наиболее геодинамически активных структур юга Дальнего Востока.

Вопрос о современном уровне вертикальных и горизонтальных движений земной коры юга Дальнего Востока России до последнего времени оставался практически не исследованным вследствие отсутствия систематических непрерывных и повторных геодезических измерений, позволяющих такие движения выявить, а также трудностей их организации и проведения. Только применение спутниковых технологий глобального позиционирования GPS позволило до некоторой степени восполнить пробел в инструментальных наблюдениях и получить предварительные оценки общего уровня современных плановых движений земной коры в Приморье и на юге Хабаровского края.

Для осуществления мониторинга современных геодинамических процессов в Приморском крае в рамках совместных российско-японских исследований была создана Приморская геодинамическая GPS сеть (PGGN) и выполнены повторные спутниковые наблюдения на профиле, расположенном на юге Хабаровского края и пересекающего ЦСАР в северной его части. Сеть PGGN включает в себя один функционирующий с 1996 года в непрерывном режиме пункт VLAD, входящий в состав Западно-Тихоокеанской интегрированной GPS сети WING, и 6 периодически наблюдаемых GPS пунктов, основанных в 2001-2007 гг. GPS-профиль, пересекающий ось ЦСАР, состоит из 4-х пунктов, на которых с 2004 года выполняются периодические кратковременные (несколько суток) спутниковые наблюдения.

Данные GPS наблюдений на пунктах PGGN за период 1996-2007 гг. и на пунктах профиля были обработаны в ИПМ ДВО РАН и ДВГУ при помощи программного обеспечения Bernese Ver. 4.2 и 5.0 [3] с целью получения оценок среднегодовых скоростей всех GPS пунктов относительно станции VLAD и в системе ITRF00.

Результаты обработки данных спутниковых измерений показывают, что скорости плановых перемещений всех GPS пунктов относительно станции VLAD не превосходят 4 мм/год, что позволяет говорить об относительно низком общем уровне современной геодинамической активности юга Дальнего Востока России, что, однако не исключает возможности существования локальных проявлений более высокого уровня современных движений земной коры в отдельных районах, не охваченных систематическими GPS наблюдениями. Сколько-нибудь существенной современной тектонической активности ЦСАР нами также не обнаружено. В глобальной системе координат ITRF00 все GPS пункты перемещаются приблизительно в восточном направлении со скоростью около 20 мм/год, что позволяет говорить об их принадлежности к одной тектонической плите, предположительно Амурской.

Литература

1. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В. Параметры вращения Амурской плиты по GPS данным. Материалы тектонического XLI совещания. Москва. Т. 1. 2008. С. 329-333.
2. Heki K., Miyazaki S., Takahashi H., Kasahara M., Kimata F., Miura S., Vasilenko N., Ivashchenko A., Ki-Dok An. The Amurian Plate motion and current kinematics in eastern Asia // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 29147-29155.
3. Hugentobler U., Schafer S., Fridez P. Bernese GPS Software Version 4.2. Astronomical Institute of University of Berne. 2001. 515 p.
4. Kato T. Tectonics of the eastern Asia and the western Pacific as seen by GPS observations // Geosciences Journal. 2003. Vol. 7. P. 1-8.
5. Kogan M., Steblov G., King R., Herring T., Frolov D., Egorov S., Levin V., Lerner-Lam A., Jones A. Geodetic constraints on the rigidity and relative motion of Eurasia and North America // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. No. 14. P. 2041-2044.
6. Meng G., Shen X., Wu J., Rogozhin E. Present-day crustal motion in northeast China determined from GPS measurements // Earth Planets Space. 2006. Vol. 58. P. 1441-1445.
7. Takahashi H., Kasahara M., Kimata F., Miura S., Heki K., Seno T., Kato T., Vasilenko N., Ivashchenko A., Bahtiarov V., Levin V., Gordeev E., Korchagin F., Gerasimenko M. Velocity field of around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan regions determined from a new continuous GPS network data // Geophys. Res. Lett. 1999. Vol. 26. P. 2533-2536.

ПЕРЕХОД ОТ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК К «ВНУТРИПЛИТНЫМ» В БАЗАЛЬТОИДАХ ОБСТАНОВОК РАСТЯЖЕНИЯ НА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ ВОСТОКА АЗИИ И ЗАПАДА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Т.А. Ясныгина

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В среднем-позднем кайнозое как на северо-западной (Приморье, Корея), так и на северо-восточной (запад США) окраинах Тихоокеанской плиты структурные перестройки сопровождались магматизмом. Кайнозойские вулканические породы островных дуг и активных континентальных окраин Востока Азии и Запада США неоднократно сопоставлялись по геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам [1, 2 и др.]. По данным геодинамических реконструкций для северо-западной окраины Тихоокеанского сегмента, олигоцен-миоцен характеризуется активностью Курильской и Японской островных дуг и проявлением в их тылу процессов растяжения. Главный этап образования впадины Японского моря со спредингом и базальтовым магматизмом относится к среднему миоцену [6]. На западной континентальной окраине Северной Америки в позднем мезозое – среднем кайнозое происхо-

дила пологая субдукция океанической плиты Фаралон. Около 10 млн лет назад эта плита была полностью погружена под Северо-Американский континент [4], в Большом Бассейне происходило растяжение литосферы (до 200%), а к востоку от него образовался рифт Рио-Гранде. Изотопно-геохимические характеристики базальтов южной части рифта соответствовали астеносферному материалу. В базальтовых расплавах северной части рифта этот компонент не выявлен [2].

Выполнено сравнительное исследование микроэлементного состава кайнозойских вулканических пород Востока Азии и Запада США полученного главным образом методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Частично использованы неопубликованные данные по образцам из коллекций С.В. Рассказова, Г.И. Говорова и В.С. Сахно.

Исследуемые породы разных вулканических эпизодов на территории северной части рифта Рио-Гранде отличаются по микроэлементным характеристикам. Трахиандезиты формации конехоз (возраст 35-27 млн лет [5 и др.]) обогащены несовместимыми элементами и имеют выраженные надсубдукционные особенности (минимумы Nb-Ta, Zr-Hf и Ti на графиках концентраций, нормированных к недифференцированной мантии). В спектрах низкокальциевых базанитов формации абикью впадины Эспаньола и андезибазальтов вулканического центра Петака (возраст 25-18 млн лет) эти минимумы отсутствуют. Базаниты впадины Эспаньола могли образоваться при малых степенях частичного плавления литосферной мантии с реститовой слюдой. Щелочные базальты вулканического поля Ямпа (возраст 10 млн лет) представляют собой мантийные выплавки, подобные по микроэлементному составу базальтам океанических островов [7]. Такие соотношения микроэлементов характерны также для позднемиоценовых щелочных базальтов вулкана Лос-Моготэс, плиоценовых толеитовых базальтов формации сервилета (возраст 5-3 млн лет) и плейстоценовых базальтов гор Тюзас.

По соотношению K/Ta – La/Ta, характеризующему влияние переноса микроэлементов водными флюидами мантийного клина вблизи конвергентных границ литосферных плит, породы формации конехоз сопоставляются с вулканитами южной части Курильской островной дуги, а базальты Ямпы и гор Тюзас – с составами океанических базальтов. Вулканические породы северной части рифта Рио-Гранде по изменениям геохимических характеристик сопоставляются с близкими по возрасту вулканическими породами Юго-Западного Приморья и побережья Татарского пролива.

По результатам геохронологических и геохимических исследований была установлена смена средне-позднекайнозойских магматических источников вначале в Юго-Западном Приморье - от магматических источников континентальной литосферы (38-34 млн лет назад) к источникам с надсубдукционными геохимическими характеристиками (22 млн лет назад), затем в Южном Приморье – к источникам с «внутриплитными» характеристиками (после-

дние 9 млн лет). В Юго-Западном и Южном Приморье смена магматических источников характеризовала деструкцию литосферы при растяжении на континентальной окраине в тылу формировавшегося Япономорского бассейна [3]. На Юго-Западном Сахалине происходил переход от надсубдукционных источников (31-26 и 21-17 млн лет назад) к источникам без признаков влияния субдукционных процессов (около 16, 12-11 и 5-4 млн лет назад) [2].

Изменение геохимических характеристик в вулканических породах северной части рифта Рио-Гранде свидетельствует о последовательном прекращении влияния надсубдукционного компонента в течение позднего кайнозоя. Переход от вулканизма задуговой области к вулканизму внутриконтинентального рифта на западе США происходил отчасти синхронно такому же переходу, связанному с формированием современной северо-западной окраины Тихоокеанской плиты на территории Приморья.

Литература

1. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
2. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В., Ясныгина Т.А., Демонтерова Е.И., Ильясова А.М. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. 268 с.
3. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Фефелов Н.Н., Брандт С.Б., Брандт И.С., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Средне-позднекайнозойский магматизм континентальной окраины Япономорского бассейна: импульсное плавление мантии и коры Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 6. С. 3-31.
4. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81. P. 3513-3536.
5. Dungan M.A., Thompson R.A., Stormer J.S., O'Neill J.M. Rio Grande rift volcanism: Northeastern Jemez zone, New Mexico // Field excursions to volcanic terranes in the western United States. V. 1. Southern Rocky Mountain region. Socorro: New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources, 1989. P. 435-486.
6. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. N B11. P. 22237-22259.
7. Leat P. T., Thompson R. N., Morrison M. A., Hendry G. L., Dickin A. P. Alkaline hybrid mafic magmas of the Yampa area, NW Colorado, and their relationship to the Yellowstone mantle plume and lithospheric mantle domains // Contrib. Miner. Petr. 1991. V. 107. P. 310-327.

Секция 2
Палеонтология и стратиграфия мезозойских и кайнозойских
отложений Дальневосточного региона

Руководитель: д.г.-м.н. В.С. Пушкарь (ДВГИ ДВО РАН)

ФАУНА РАЙОНА БУХТЫ БОЙСМАНА
В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ
(ПО МАТЕРИАЛАМ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ РАСКОПОК)

Л.Е. Васильева¹, Ю.В. Завертанова¹, В.А. Панасенко², В.А. Раков¹,
О.А. Шарова¹

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,*
г. Владивосток,

²*Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Памятник Клерк-5 был открыт В.Г. Квашиным в 1989 г. на перешейке полуострова Клерк или на северном берегу бухты Бойсмана в заливе Петра Великого. В 2003-2006 годах обследован Ю.Е. Вострецовым. Основной культурный слой составляют многочисленные пласты раковин мощностью 5-7 см, которые отнесены к периоду раннего железного века или к янковской культуре (VIII-III вв. до н. э.). На этом этапе население янковской культуры оставило три слоя раковинных отложений на глубине 25-70 см, разделенных слоями грунта с артефактами.

Ниже них находился слой из костей и раковин относящийся к неолиту (3-4 тыс. л.н.).

Отложения раскапывались тонкими пластами. В раковинных слоях были видны разовые выбросы моллюсков, отличающиеся по составу животные и другие признаки. Все отложения флотировались для получения легких экофактов (семена, чешуйки наземных гастропод и др.) и промывались через сито с ячейей 2 мм. Полученный материал разбирался, после чего проводилась идентификация остатков животных.

Раковинные отложения янковской культуры содержали кости, отолиты и чешую рыб, кости наземных и морских млекопитающих (включая китообразных), птиц, амфибий и рептилий.

Для археологических памятников характерна сильная фрагментированность костей, обусловленная деятельностью человека. Поскольку материал на данном памятнике отбирался очень тщательно (весь грунт промывался на мелкоячеистых ситах), то процент определимых костных остатков очень низкий, за исключением костных остатков рыб, т. к. позвонки, отолиты и некоторые другие крупные кости хорошо сохраняются и позволяют определять видовую принадлежность.

Обитатели поселения Клерк-5 добывали не менее 12 морских видов рыб

из 8 родов, 7 семейств и 2 отрядов. Основу уловов составили следующие виды: дальневосточная навага (*Eleginus gracilis*), доля которой составила 50.3% всех отолигов рыб. Обнаружены также отолиги минтая *Theragra chalcogramma* (0.9%), представители семейств камбал Pleuronectidae (30%), бычковых Cobiidae (8.5%), стихеевых Stichaedae (4.5%), терпуговых Hexagrammidae (3.1%), рогаковых Cottidae (2.4%) и скорпеновых Scorpaenidae (0.3%).

По экологическим характеристикам всех вылавливавшихся рыб можно разделить на следующие группировки: придонные (тихоокеанская треска, морские окуни, бычки – рогаки) – 18.8% и донные (дальневосточная навага, камбалы) – 81.2%. Для жителей поселения Клерк-5 важное значение в промысле имели донные виды рыб. В поселении Зайсановка-2 (залив Посыета) также доминировали донные рыбы – 45.93%.

По отношению к температуре воды в уловах встречались в основном (98%) холодолюбивые виды (навага, минтай, треска, морские окуни, бычки – рогаки, камбалы). Промыслом рыбы обитатели поселения могли заниматься в течение всего года, однако пик промысла приходился на теплый период (с весны до осени), когда рыба в массе подходила к берегам на нерест. Нельзя исключить возможности и зимнего промысла нерестовой наваги.

Для данного памятника не идентифицировано ни одного домашнего животного.

Поскольку количество определенных до вида костных остатков животных очень небольшое (меньше десятка для каждого вида), то трудно проводить количественное сравнение.

Для культурного слоя из копытных были идентифицированы благородный олень и косуля, причем в нижнем слое преобладал благородный олень, в среднем их было почти поровну, а в верхнем преобладала косуля.

В раковинных кучах 3 и 4 был обнаружен только благородный олень и только в нижнем слое.

Почти во всех слоях культурного слоя и обоих раковинных кучах были обнаружены единичные костные остатки грызунов. Исключение составляет нижний слой раковинной кучи 4, где было обнаружено 90 костных остатков грызунов, правда, это все были элементы посткраниального скелета, поэтому не удалось определить их видовую принадлежность (кроме 2 фрагментов черепа серой крысы). Были обнаружены следующие виды: дальневосточная и красно-серая полевки, серая крыса.

Основное количество костей птиц (видовая идентификация не проводилась) обнаружено в нижней части культурного слоя, некоторое количество в средней части раковинной кучи 4, одна в верхней части раковинной кучи 3.

Единичные позвонки змей были обнаружены в верхней части раковинной кучи 3, верхней и нижней частях раковинной кучи 4. Находки костей амфибий тоже были единичными – в нижней части культурного слоя, верхних частях раковинной кучи 4 и 3.

Это дает возможность составить летопись событий использования чело-

веком морских и наземных ресурсов, а также сделать палеоэкологические реконструкции.

По данным, полученным после обработки материала, собранного в 2006 г. (органических остатков) получены следующие результаты.

Охота на млекопитающих в условиях поселения Клерк не очень зависела от изменения ландшафта, потому как в раковинной куче раннего железного века и неолита клерковской кучи мы наблюдаем примерно одинаковое количество костных остатков млекопитающих. Очевидно, что в янковское время, по сравнению с неолитическим, увеличивается интенсивность охоты на птиц, в течении существования клерковской раковинной кучи, мы наблюдаем приблизительно близкое количество костных остатков птиц, что и в янковское, также в самых нижних слоях наблюдается увеличение остатков рептилий и грызунов. Это связано с палеоклиматическими событиями, во время которых произошло падение уровня моря, в следствие которого происходило расширение косы и формирования устойчивой лагуны у поселения и у Рязановского озера. В тоже время наблюдается уменьшение количества костных остатков рыб, что, вероятно, связано с уменьшением роли охоты во время похолодания, когда усилилась штормовая ситуация.

МИКРОФАЦИИ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Е.Н. Гапликова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В Дальнегорском районе в разные годы исследователями были обнаружены известняки верхнетриасового возраста. Они характеризуются сложным фациальным составом. Известняки – каркасные (коралловые, водорослевые, мшанковые, фораминиферовые, гастроподовые), пелитоморфные мелкозернистые, массивные органогенно-обломочные, детритовые, шламовые, оолитовые и онколитовые. Известняки обнаружены в органогенных постройках: банках, биогермах, биостромах и рифах. Они сформированы разнообразными организмами: кораллами, губками, мшанками, водорослями, фораминиферами, иглокожими. В известняках выделяются фации [2].

Микрофации банок представлены темно-серыми пелитоморфными разностями, в которых содержатся моллюски и фораминиферы. В микрофациях биостромах, кроме моллюсков и фораминифер, присутствуют рифостроящие организмы – водоросли, мшанки, кораллы. Микрофации биостромов сложены водорослями, мшанками, кораллами, моллюсками, фораминиферами, сфинктозоа, гидроидными [2, 3].

В рифовых постройках выделяются фации ядра, склона, лагуны. Известняки фации ядра светло-серые массивные, с кораллами, губками, водорослями. В фации лагуны тонко-зернистые оолитовые и онколитовые отложения.

Характерно наличие моллюсков, кораллов, водорослей, фораминифер. Отложения склона представлены различными карбонатными обломочными породами со спаритовой, реже микритовой массой. Известняки чередуются с темно-серыми алевролитами с прослоями мелко-зернистых песчаников, гравеллитами, конгломерато-брекчиями, спиллитами, мергелями. Известняки массивные. Из фауны встречаются двусторчатые моллюски, кораллы, губки, гастроподы [4, 1].

Наличие обильной фауны свидетельствует о благоприятных условиях жизни, теплой воде, нормальной солености [3].

Литература

1. Гапликова Е. Н. Триасовые органогенные постройки горы Сахарная (Приморский край) // Тезисы докладов: Современная палеонтология: классические и новейшие методы. Москва, 2007.
2. Пунина Т. А., Краснов Е. В. Кораллы в рифовых фациях триаса Сихотэ-Алиня // Тезисы докладов. Душанбе: Дониш, 1983.
3. Палеоэкологическая характеристика органогенных массивов Дальнегорского района (Сихотэ-Алинь) // Геология рифов. Международное совещание. Сыктывкар: Геопринт, 2005.
4. Пунина Т. А. Триасовые склерактинии в органогенных постройках Дальнегорского района (Сихотэ-Алинь). Владивосток: Дальнаука, 1999.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО ПО ОТОЛИТАМ РЫБ ИЗ РАКОВИННЫХ КУЧ ПЕРИОДА РАННЕГО ЖЕЛЕЗНОГО ВЕКА

Ю.В. Завертанова, Л.Е. Васильева, В.А. Раков

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

В последние годы ряд археологических экспедиций на побережье залива Петра Великого, организованных Институтом истории, археологии и этнографии народов Дальнего Востока под руководством Ю.Е. Вострецова, провели раскопки раковинных куч, относящихся к периоду раннего железного века (Песчаный-1 и 6, Зайсановка-2, Клерк-5). В трех верхних слоях раковин (общей мощностью около 1.0 м) раковинной кучи поселения Клерк-5, принадлежащей к янковской культуре раннего железного века, нами собраны и идентифицированы многочисленные остатки морских животных.

Обитатели поселения Клерк-5 (бухта Бойсмана) добывали не менее 12 морских видов рыб из 8 родов, 7 семейств и 2 отрядов. Основу улова составила дальневосточная навага (*Eleginus gracilis*), доля которой составила 50.3% всех отоликов рыб. Обнаружены также отолики минтая *Theragra chalcogramma* (0.9%), представители семейств камбал *Pleuronectidae* (30%), бычковых *Cobiidae* (8.5%), стихеевых *Stichaeidae* (4.5%), терпуговых *Hexagrammidae*

(3.1%), рогатковых Cottidae (2.4%) и скорпеновых Scorpaenidae (0.3%).

По экологическим характеристикам, всех вылавливавшихся рыб можно разделить на две группировки: придонные (тихоокеанская треска, морские окуни, бычки – рогатки) – 18.8% и донные (дальневосточная навага, камбалы) – 81.2%. Для жителей поселения Клерк-5 большое значение в промысле имели донные виды рыб. В поселении Зайсановка-2 (залив Посьета) также доминировали донные рыбы – 45.93%.

По отношению к температуре воды, в уловах встречались в основном (98%) холодолюбивые виды (навага, минтай, треска, морские окуни, бычки – рогатки, камбалы). Промыслом рыбы обитатели поселения могли заниматься в течение всего года, однако пик промысла приходился на теплый период (с весны до осени), когда рыба в массе подходила к берегам на нерест. Нельзя исключить возможности и зимнего промысла нерестовой наваги.

При переходе от бойсманской культуры (5.4-5.0 тыс. л.н.) к зайсановской (4.8-3.3 тыс. л.н.) и далее к раннему железному веку (янковская культура) большое значение в промысле стали иметь не теплолюбивые, а холодолюбивые донные виды рыб. Многочисленные кости и отолиты дальневосточной наваги обнаружены, по крайней мере, в 7 археологических памятниках трех археологических культур, находящихся на западном побережье зал. Петра Великого [3].

Самые ранние по абсолютному возрасту находки костей наваги были собраны в раковинных кучах поселения Бойсмана-1, находившихся на побережье б. Бойсмана [1]. Около 6,1 тыс.л.н., то есть в самое теплое время голоцена, скоплений наваги в Амурском заливе не было вообще или численность ее находилась на самом низком уровне. Навага в заливе появилась 5.2-5.4 тыс. л.н., что связано с похолоданием климата.

В поздненеолитических памятниках Приморья кости наваги найдены в раковинной куче поселения Зайсановка-7 и в культурных слоях поселения Зайсановка-1, расположенных на северо-восточном побережье б. Экспедиции (зал. Посьета). Для нижнего слоя раковинной кучи поселения Зайсановка-7 по раковине *Rapana venosa* получена радиоуглеродная дата – 4750 лет назад (Beta-124174). Здесь собраны 42 кости наваги, которые от общего числа костей рыб составляют 5.75% [2]. В поселении Зайсановка-1, появившемся позднее, найдено всего лишь несколько костей наваги.

Для существования наваги в период зайсановской культуры в западной части зал. Петра Великого складывались не самые благоприятные условия. Анализ видового состава рыб из раковинной кучи поселения Зайсановка-7 показал, что основную роль в промысле играли теплолюбивые (скумбрия японская) и умеренно холодолюбивые (красноперка, камбаловые) виды рыб [2]. Сходная возрастная структура популяции наваги отмечена и для рыб из поселения Песчаный-1 [4]. Более половины особей имели возраст 3-4 года, а максимальный составлял 10 лет. После трехлетнего возраста численность

наваги снижалась, и особей старше 7 лет было не более 2% от общей численности.

В настоящее время максимальная продолжительность жизни наваги из Амурского залива не превышает 7-8 лет, и в возрастной структуре популяции преобладают особи в возрасте 2-3 лет. Таким образом, современная навага имеет не только более мелкие средние размеры, но и не доживает до своего предельного возраста, который был в раннем железном веке.

Анализ размерно-возрастной структуры популяции наваги Амурского залива, существовавшей в раннем железном веке, а также изучение ширины крайнего годового кольца на отолитах свидетельствуют о том, что рыб добывали в холодный период года. Обычно в это время (январь–март) навага образует скопления и нерестится в прибрежной зоне, откладывая икру на водоросли и морские травы. В связи с этим, в структуре популяции относительно немного годовиков. Следовательно, навага в Амурском заливе достигала половозрелости в возрасте двух лет, когда ее численность в уловах резко возрастала.

Таким образом, изучение отолитов дальневосточной наваги, собранных в раковинных кучах археологических стоянок раннего железного века на побережье Амурского залива, позволяет не только сравнивать состояние популяционной структуры в различные периоды времени, но и реконструировать экологическую обстановку в прибрежной зоне. По сравнению с современной навагой, 2,0-2,5 тыс. л.н. этот вид рыб имел большую продолжительность жизни и достигал более крупных максимальных размеров.

Видовой состав добывавшихся моллюсков и рыб свидетельствует о том, что в период раннего железного века в прибрежной зоне залива Петра Великого был немного более теплый гидрологический режим по сравнению с настоящим временем.

Литература

1. Первые рыболовы залива Петра Великого. Природа и древний человек в бухте Бойсмана. Владивосток: ДВО РАН, 1998. 390 с.
2. Вострецов Ю.Е., Короткий А.М., Беседнов Л.Н., Раков В.А., Епифанова А.В. Изменение систем жизнеобеспечения у населения устья р. Гладкой и залива Посыета в среднем голоцене // Археология и культурная антропология Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2002. С. 3-41.
3. Раков В.А., Бродянский Д.Л. Каталог фауны из археологических памятников Приморья. Владивосток: ПБОЮЛ Ермаков Р.В., 2004. 59 с.
4. Гудков П.К., Назаркин М.В., Вострецов Ю.Е. Реконструкция по ископаемым отолитам структуры популяции тихоокеанской наваги *Eleginus gracilis* (Gadidae), обитавшей в Амурском заливе 2450-2400 лет назад // Вопросы ихтиологии, 2005. Т. 45. № 3. С. 357-362.

СОБЫТИЙНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ПРИМОРЬЯ (ПО ДИАТОМЕЯМ)

О.Ю. Лихачёва

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Разработан окончательный вариант диатомовой зональной шкалы неогена Приморья, обладающий высокой степенью стратиграфической разрешаемости (табл.). Разработка такой шкалы стала возможна на основе анализа истинного стратиграфического распространения диатомей *Miosira bifaria*, *M. areolata*, *M. jouseana*, *M. tscheremissinova*, *Aulacoseira canadensis*, *Ellerbeckia kochii*, *Actinocyclus krasskei*, *A. gorbunovii*, *Mesodictyon foveis* и видов родов *Aulacoseira*, *Cyclostephanos*, *Stephanodiscus* и *Cyclotella* в неогеновых отложениях юга Приморья: свита мыса Синий утес, нежинская, новокачалинская (аналог суйфунских слоев), усть-суйфунская и суйфунская свиты [1].

Построение и обоснование диатомовой шкалы шло в несколько этапов. Прежде всего, был проведен анализ стратиграфического залегания геологических тел и выяснение пространственно-временных отношений комплексов горных пород по принципу Стено: выше–ниже (моложе–древнее). При этом

Таблица

Зональная диатомовая шкала неогеновых отложений Приморья (абсолютные датировки даны по трековому анализу)

GEOCHRON. SCALE		EUROPEAN STAGE		AGE of base	Regional Formation	Lona (Local zone)
EOPL.	CALABRIAN			1.806	Suifunskaya F.	
	UPPER	GELASIAN	3.609	Shufansky Horizont	Aulacoseira praegrnulata var. praeislandica f. praeislandica	
PIACENZIAN		Alveolophora tscheremissinovae				
LOWER	ZANKLIAN		5.332			
	UPPER	MESSINIAN	11.608	Ust'-Suifunskaya F.	Ellerbeckia kochii	
TORTONIAN						
MIDDLE		SERRAVALLIAN	15.97	Novo-kachalinskaya F.	Alveolophora alveolata	
		LANGHIAN			Miosira jouseana	
LOWER	AQUITANIAN	23.03	Tephroid Unit Lower part	Actinocyclus lobatus		
				Alveolophora bifaria		
Alveolophora bifaria						
Actinocyclus lobatus						
Alveolophora jouseana						
Alveolophora alveolata						
Ellerbeckia kochii						
Alveolophora tscheremissinovae						
Aulacoseira praegrnulata f. praeislandica						
Actinocyclus gorbunovi						
Actinocyclus traskiei						
Actinocyclus trunkenis						
Mesodicyon fossa						
обилие курачных форм рода Aulacoseira						
Cyclotella						
Stephanodiscus						
Plicatenticulus costatus						

были получены диатомовые комплексы, отражающие эволюционные этапы своего развития. Следующий шаг – выбор видов, имеющих достаточно узкие стратиграфические диапазоны и достаточно широкие амплитуды в отношении биотопов (фациальный барьер), которые можно возвести в ранг зональных видов-индексов. Основным дополнительным критерием при построении шкалы явилась эволюционная изменчивость морфологических признаков конкретных видов рода *Aulacoseira*.

Зона *Miosira bifaria* (синеутесовская свита, нижний миоцен). Верхняя граница определяется по вымиранию вида-индекса и первому появлению вида *Actinocyclus krasskei*. Нижняя граница точно не установлена. Комплекс диатомей свидетельствует о достаточно теплом климате и выравнивании активизации летнего и зимнего муссонов (Early Miocene carbon excursion). Нижняя часть зоны датирована в 25.3 ± 1.6 млн лет.

Зона *Actinocyclus lobatus* (нежинская свита, нижний миоцен). Верхняя граница проводится по вымиранию вида-индекса и появлению видов *Miosira tscheremissinovae* и *Actinocyclus tunkaensis*. Зона датирована 20.2, 20.1, 19.7, 18.8, 18.1 млн лет.

Зона *Miosira jouseana* (нижняя часть новокачалинской свиты, средний миоцен). Верхняя граница определяется по вымиранию вида-индекса и появлению вида *Actinocyclus gorbunovii*. В комплексе диатомей наблюдается высокое видовое разнообразие, отсутствие четко выраженного доминирования. В целом, для комплекса характерен теплоумеренный облик. Данный комплекс фиксирует климатический оптимум на границе нижнего и среднего миоцена (Monterey carbon excursion). Нижняя часть зоны датирована 14.9-15.9 млн лет.

Зона *Miosira alveolata* (верхняя часть новокачалинской свиты, средний миоцен). Верхняя граница зоны определяется по вымиранию вида-индекса. В комплексе наблюдается четко выраженное доминирование *Aulacoseira praegrnulata* (58.5%) и *Melosira undulata* (13%), а также высокая частота встречаемости представителей рода *Tetracyclus* (усиление речного стока). На данном этапе наблюдается усиление контраста между зимним и летним муссоном, соответственно похолодание климата.

Зона *Ellerbeckia kochii* (усть-суйфунская свита, верхний миоцен). Верхняя граница проводится по вымиранию вида-индекса. Комплекс диатомей свидетельствует о холодном климате. На данный период приходится два крупных похолодания – Late Miocene carbon excursion и Messinian carbon excursion. Комплекс датирован 8.6, 8.8, 10.7, 10.8, 11.8 млн лет.

Зона *Miosira tscheremissinovae* (нижний плиоцен, шуфанский горизонт). Верхняя граница зоны проводится по вымиранию вида-индекса. В комплексе наблюдается более высокое видовое разнообразие, по сравнению с предыдущим комплексом, а также незначительное преобладание более теплолюбивых видов, что соответствует небольшому потеплению климата.

Зона *Aulacoseira praegrnulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* (верх-

ний плиоцен, шуфанский горизонт). Верхняя граница соответствует вымиранию вида-индекса. Комплекс свидетельствует о некоторой стабилизации климата, т.е. похолодания и потепления в этот период совсем незначительные.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 06-II-CO-07-027.

Литература

1. Морфология, клеточная биология, экология, флористика, и история развития диатомовых водорослей: материалы X Междунар. научн. конф. диатомологов стран СНГ. Минск, 9-14 сент. 2007 г. 243 с.

ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ (НА ОСНОВЕ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА)

М.С. Обрезкова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Чукотское море является самым восточным шельфовым морем Российской Арктики. Его площадь составляет 567.7 тыс км², а отношение площади моря к площади шельфа 97.1%. Объем моря равен 51 тыс км³, средняя глубина 88 м, наибольшая глубина 160 м [2]. Наибольшее значение для осадконакопления на чукотском шельфе имеют постоянные течения, в основном, генерируемые мощным переносом тихоокеанских вод через Берингов пролив. Характерной чертой Чукотского моря является соотношение взвешенного вещества, поступающего через Берингов пролив (110 млн т/г), и вещества, поступающего в Чукотское море с речным стоком (3.5 млн т/г), как 30:1 [1].

Основной целью настоящего исследования являлось выявление изменений диатомовой флоры в голоцене и возможная связь этих изменений с абиотическими факторами. Для этого был изучен видовой состав и экологическая структура диатомовых комплексов и определено количественное содержание диатомей в осадках. Для изучения была использована колонка № 22 (длина колонки 138 см, глубина моря 57 м), отобранная на шельфе Чукотского моря в 52-м рейсе НИС «Профессор Хромов» в рамках российско-американской программы RUSALCA в 2004 г. Образцы для диатомового анализа отобраны преимущественно через 10 см. Обработка образцов проводилась согласно стандартной методике [3]. Методические вопросы использования диатомового анализа в Арктических морях Евразии рассмотрены Е.И. Поляковой [4], ею же проведены первые систематические исследования диатомей в позднекайнозойских осадках арктических морей.

Донные осадки Чукотского моря характеризуются максимально высоким в ряду других арктических морей содержанием диатомей в осадках. Это обусловлено как высокой продуктивностью вод, так и поступлением взвешенного материала через Берингов пролив, количество которого значительно превышает объем осадочного материала из всех других источников вместе взятых.

При этом не менее половины взвеси составляет диатомовый планктон [4].

Таксономический состав диатомей по всей длине колонки существенно не меняется. Всего определено 78 видов диатомей. Число видов в образцах колеблется от 26 до 41. Доминируют холодноводный неритический вид *Thalassiosira gravida* Cleve (16-35% от общего количества диатомовой флоры), представители рода *Chaetoceros* (7-24%), индикаторы высокой продуктивности шельфовых вод, и тихопелагический *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (5-25%). Субдоминируют холодноводный неритический вид *Bacterosira bathyomphala* (Cleve) Syversten et Hasle (5.5-12%) и *Fragilariopsis oceanica* (Cleve) Hasle (до 12%), показатель ледовых условий.

По экологическому составу диатомовая флора также довольно однообразна и характеризуется резким преобладанием неритических видов (61-87%), количество бентических видов колеблется от 7 до 26%, а содержание океанических видов не превышает 12% и обычно оно ниже 10%. Были обнаружены три пресноводных вида, и почти во всех образцах были отмечены вымершие кайнозойские виды.

На основе изменения численности, видового состава и экологических групп диатомей в колонке были выделены 3 интервала в целом соответствующие диатомовым экологическим зонам, выделенным Е.И. Поляковой и отражающим палеогеографические изменения в Чукотском море в конце позднего плейстоцена и голоцене [4].

В докладе предполагается обсуждение результатов детального изучения голоценовых осадков южной части Чукотского моря.

Работа проведена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты №06-III-B-07-298, 06-III-A-07-270, 06-II-CO-07-027) и СО РАН (интеграционный проект 6.2), а также Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.
2. Геоэкология шельфа и берегов морей России / Под ред. Н.А. Айбулатова. М.: Ноосфера, 2001. 428 с.
3. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. I. Л.: Наука, 1974. 403 с.
4. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.

ПАЛЕОСООБЩЕСТВА ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР ОХОТСКОГО МОРЯ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СРЕДЫ

А.В. Руденко

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Охотское море, как окраинное, является важнейшим элементом климатической системы северо-восточной Азии и северо-западной Пацифики, оказывая влияние на циркуляцию атмосферы и океана. Сходную роль Охотское море играло и в геологическом прошлом. Различные климатические изменения приводили к резким изменениям в структуре экосистем, что, в свою очередь, открывает возможность для детальных палеоэкологических реконструкций.

Целью данной работы было изучение основных палеосообществ планктонных фораминифер Охотского моря как индикаторов экологических параметров среды прошлых эпох – плейстоцена и голоцена.

Фораминиферы – чрезвычайно разнообразная группа морских микроорганизмов типа Простейших (Protozoa), класса Саркодовых (Sarcodina), объединяющая несколько семейств как бентосных таксонов, так и микроорганизмов, ведущих планктонный образ жизни. Самые незначительные колебания экологических факторов могут отразиться на видовой структуре сообщества фораминифер, на ее количественной и качественной (экологической) характеристике. В частности я рассматриваю планктонные формы, которые более чувствительны к изменению температуры и солености поверхностных вод, чем бентосные виды.

Материалом для исследования послужили колонки донных осадков, отобранные сотрудниками ТОИ и ДВГИ ДВО РАН во время экспедиций на НИС «Академик А. Лаврентьев» в 2006 году. Была детально изучена колонка LV 40-06 под руководством С.П. Плетнева (ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток), а так же параллельно повторно просмотрены колонки LV 40-18 и LV 40-20, изученные ранее С.Ю. Буравлёвой. В качестве сравнительного материала использованы биостратиграфические данные колонки № 936, являющейся опорным разрезом верхнего плейстоцена Охотоморской впадины [2].

Колонка LV 40-06 отобрана в восточной части Центрально-Охотского прогиба с глубины 640 м, колонки LV 40-18 и LV 40-20 отобраны с глубины 964 м и 1186 м соответственно. Для реконструкции среднегодовых температур поверхностных вод были использованы данные по связи процентного содержания *Neoglobobulimina pachyderma sin* и среднегодовой температуры в северной Атлантике [1].

Стратиграфическое расчленение донных осадков проводилось на основе фораминиферового анализа. Интервал опробования составлял 10 см. С помощью водно-ситового метода выделяются песчаные фракции (> 0.05 см), содержащие зрелые и легко определяемые виды. При большом количестве раковин, фракции квартовятся. Далее с помощью микроскопа производится определение и подсчет видов для выяснения экологической структуры палеосообщества. После про-

смотря образца осадка подсчитывается процентное содержание каждого вида и вычисляется фораминиферовое число, которое характеризует содержание всех раковин фораминифер во фракции в пересчете на 1 г сухого осадка.

Количество фораминифер варьирует от единичных до нескольких тысяч экземпляров на 1 г сухого осадка. Раковины фораминифер редки или отсутствуют в отложениях ледниковых интервалов.

В отложениях изученных колонок можно выделить несколько тафоценозов от холодноводных к тепловодным: субарктический (*Neogloboquadrina pachyderma* sin), бореальный (*G. quinqueloba*, *G. bulloides* (dex u sin), *Gq. pachyderma* dex, *Gt. glutinata*, и *Gt. uvula*), субтропический (*Gl. scitula*), тропический (*Gs rubber*, *Gq. dutertrei*, *Gs. Sacculifer*).

Тепловодные виды представлены единичными экземплярами, и в основном, это – мелкие угнетенные раковины с плохо выраженной морфологией.

Вертикальное распределение тафоценозов по толще отложений позволяет провести их стратиграфическое расчленение и определить палеоклиматическую ритмику, при которой данные отложения формировались. Чередование теплых и холодных комплексов показывает пульсационный режим температурных изменений.

Самый нижний комплекс V наблюдается только в колонке LV-40-06 (290-400 см). Содержание фораминифер достаточно высокое и составляет до 900 экз. на 1 г. сухого осадка. Среднегодовая температура поверхностных вод изменялась в диапазоне + 4-6 °С, согласно палеотемпературной кривой по *Neogloboquadrina pachyderma* sin, это свидетельствует о тепловодных условиях седиментации в Рисс-вюрмское время.

Следующий комплекс IV (колонка LV 40-18, 250-450 см; колонка LV 40-06, 270-300 см) содержит большое количество раковин планктонных фораминифер. Численность раковин составляет до 150 экз. на 1 г. сухого осадка. Согласно палеотемпературной кривой по *Neogloboquadrina pachyderma* sin, среднегодовая температура поверхностных вод понижалась до + 3 и менее градусов, что свидетельствует о холодноводных условиях и соответствует эпохе оледенения раннего вюрма.

Комплекс III выделен в колонках LV 40-06 (270-130 см), LV 40-18 (100-250 см) и 40-20, (350-410 см). Численность раковин планктонных фораминифер в 1 г сухого осадка составляет до 4500 экз (LV 40-18), 1300 экз (LV 40-06) и 40-120 экз (LV40-20). Среднегодовая температура поверхностных вод понижалась в среднем в диапазоне + 0.5-6 °С в пределах вюрмского оледенения, что позволяет сделать вывод о наличии теплого и кратковременного интерстадиала в данном временном интервале.

Далее следует холодноводный комплекс фораминифер II (интервал 110-130см колонки LV40-06, 100-50 см колонки LV 40-18 и 350-70 см колонки LV 40-20), характеризующийся пониженным содержанием раковин (0-60 экз). Палеотемпературная кривая по *Neogloboquadrina pachyderma* sin. показала

уменьшение температуры до + 2 и менее градусов. Можно с уверенностью сказать, что данный комплекс отражает эпоху оледенения позднего вюрма.

Самый верхний **комплекс I** находится на глубине 0-110 см (колонка LV 40-06) 0-50 см (колонка LV 40-18) и 0-70 см (колонка LV 40-20). Согласно данным, полученным по колонкам LV 40-18 и LV 40-06, количество раковин фораминифер составляет до 1000 экз на 1 г сухого осадка и 40-80 экз по колонке LV 40-20. Среднегодовая температура поверхностных вод изменялась в диапазоне + 0.5-2 °C (LV 40-18) и + 2-8 °C (LV 40-20) с ярко выраженным максимумом в + 4-6 °C, что соответствует температурному оптимуму голоцена.

Таким образом, на основании анализа планктонных фораминифер продемонстрирована возможность реконструкций температурного режима поверхностных вод Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене. Тщательное изучение структуры комплексов микрофауны на определенных рубежах в сопоставлении с другими палеонтологическими данными является надежной основой для палеоэкологических реконструкций. Такие данные крайне необходимы сейчас, когда во многих регионах земного шара ведутся комплексные исследования для выяснения палеогеографических обстановок ближайшего к нашему времени геологического прошлого для целей прогноза географической среды в будущем.

Литература

1. Буравлёва С.Ю. Возможности палеотемпературного анализа при реконструкции температурного режима вод Охотского моря на основе планктонных фораминифер // Тез. докл.: Регион. Конференция молодых ученых «Совр. проблемы геол., геохимии и геоэкологии ДВ России». Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 49-50.
2. Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D., Cherepanova M.V., Gvozdeva I.G. Late Pleistocene-Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and peletontological evidence // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 209. P. 281-301.

РАЗРАБОТКА МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТОВ ПО ИЗОТОПНОКИСЛОРОДНОМУ АНАЛИЗУ РАКОВИН ДИАТОМЕЙ

В.А. Шамраев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Данные по кислородноизотопному анализу морских отложений имеют широкое распространение и хорошо изучены благодаря методу, основанному на кислородноизотопном анализе раковин фораминифер. Но фораминиферы не сохраняются в озерных отложениях, что обусловило необходимость поиска нового носителя информации (соотношения стабильных изотопов кислорода) и разработку нового метода по выделению носителя из осадка и получению из него кислорода.

В континентальных озерных осадках, как носители изотопнокислородной разницы прошлых эпох, были выбраны диатомовые водоросли. Но диатомовые водоросли в отличие от фораминифер, имеют не углеродную, а кремниевую форму жизни, что обусловило невозможность использования того же, что и для фораминифер метода.

Трудность вызывает выделение диатомей из осадка с крайне низким посторонним материалом: органика, глинистые частицы, кальциты и д.р. Обработка кислотами крайне нежелательна, т.к. может привести к изменению изотопнокислородного соотношения на 3-5%, что значительно может исказить реальную картину.

В основе нового метода лежит реакция силилирования, придающая гидрофобные свойства поверхности диатомей, после чего они всплывают в среде реакции, а весь терригенный материал оседает на дне делительной воронки. При этом нет необходимости использовать тяжелые жидкости на завершающем этапе обработки пробы.

Выявлены новые источники ошибки, совершаемой не только на стадии обработки пробы, но и на стадии формирования самой раковины диатомей: любой достаточно сильный приток воды извне, в виде осадков, может значительно изменить соотношение легких и тяжелых изотопов кислорода, что внесет ошибку в оценку адекватности климатической ситуации времени формирования раковин диатомовых водорослей, и, соответственно, исказит климатическую картину условий осадка накопления.

Разработка методик устранения ошибок и погрешностей, коэффициентов поправок на данной стадии развития метода имеет приоритетное значение, особенно сейчас, когда достигнута чистота выхода створок равная практически 100%, что обеспечивает высочайшую точность анализа.

Судить об адекватности полученных данных можно исходя из количества терригенного материала в конкретном разновозрастном слое керна. Если размер слоя/прослойки увеличен за счет большого количества терригенного материала и по всей своей длине датируется одним возрастом, можно с известной долей уверенности заявить, что в момент образования этого слоя/прослойки характерной чертой осадконакопления был обильный приток вод, которые и принесли в осадок этот терригенный материал. Следовательно, зная среднюю скорость осадконакопления для данного водоема, по возрастной шкале мы можем определить мощность этого слоя/прослойки и сделать вывод об объемах привнесенной воды, которая обеспечила рост мощности слоя за счет поверхностного смыва и переноса материала в водоем. Зная разницу в количестве привнесенной воды в рассматриваемый период и средний приток воды в единицу времени, например 10 лет, при известном климате (выпадение осадков из какого бассейна наиболее значительны), делается вывод об утяжелении воды водоема или, наоборот, привнесении большего количества легких изотопов. Этим можно объяснить некоррелируемые рас-

хождения в палеоклиматических кривых. Но можно пойти далее и, зная избыток воды, бассейн, из которого она испарялась, прежде чем попасть в рассматриваемый нами объект, и соотношение изотопов кислорода в бассейне испарения, и построить адекватную картину, отражающую действительные палеотемпературы, которые характеризуют условия осадконакопления рассматриваемого слоя/прослойки, что позволит составить реальную коррелируемую палеоклиматическую кривую.

РАДИОЛЯРИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЙ ПАЛЕОСРЕДЫ В ОХОТСКОМ МОРЕ В ГОЛОЦЕНЕ И ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Е.А. Янченко

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Целью настоящей работы было изучение изменений палеосреды Охотского моря в голоцене и позднем плейстоцене. Для этого был изучен таксономический состав комплексов радиоларий, а так же проведен количественный анализ распределения скелетов радиоларий в осадках Охотского моря.

Материалом исследований послужили осадки глубоководной колонки MR 06-04 PC-7R, которая была отобрана поршневым пробоотборником в центральной части Охотского моря (51°17' с.ш., 149°12' в.д., глубина моря 1256 м). Возрастная модель колонки MR 06-04 PC-7R представлена в статье Горбаренко и др. [1], где выделяются изотопно-кислородные стадии (ИКС), согласно Мартинсону [6].

В данной работе анализируется распределение скелетов радиоларий в верхней части колонки (0-150 см) с интервалом 10 см, который содержит осадки сформировавшиеся во время изотопно-кислородных стадий (ИКС 1-3), и охватывает последние ~ 39 тыс. лет [1]. Для приготовления препаратов радиоларий, натуральный воздушно-сухой осадок обрабатывался перекисью водорода с добавлением триполифосфата натрия, радиоларии отделялись через сито с размером ячеек 0.04 мм [4].

Всего в изученных осадках колонки MR 06-04 PC-7R, определено 97 видов радиоларий, принадлежащих 64 родам. Доминируют в радиолариевых комплексах Охотского моря виды *Cycladophora davisiana* (Ehr.) – до 64%, *Stylochlamydidium venustum* (Bail.) – до 16%, *Lithocampe platycephala* (Ehr.) – до 15%, *Ceratospyris borealis* (Bail.) – до 10%, и группа видов *Plagoniidae* spp. – до 10%.

В изученных образцах на основе изменений численности, видового и экологического составов радиоларий были выделены 3 горизонта, которые примерно соответствуют выделенным изотопно-кислородным стадиям, глобальным изменениям климата, колебаниям уровня моря, на основе чего была проведена реконструкция палеосреды (рис.).

Горизонт 3 соответствует интервалу 150-120 см; ~ 38.8-28 тыс. лет.

На интервале 150-130 см абсолютное содержание радиолярий в осадках варьирует в пределах 39000-57000 экз/г. На горизонте 120 см наблюдается резкое снижение численности радиолярий до 700 экз/г. Это обусловлено тем, что в данном осадке наблюдается обилие вулканического стекла (пепловый

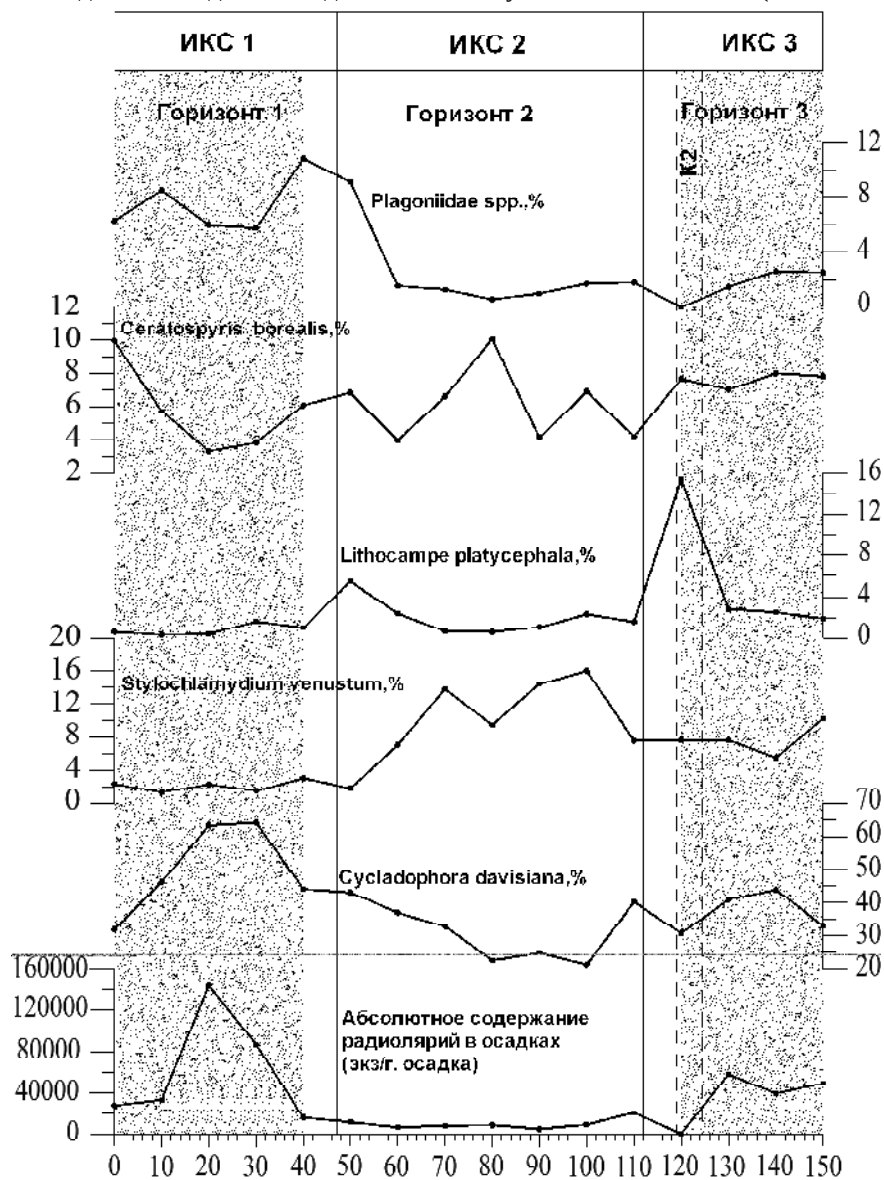


Рис. Распределение радиолярий в осадках колонки MR 06-04 PC-7R.

прослой K₂, датируемый ~ 30 тыс кал. лет).

В пределах горизонта 3 доминируют виды, отличающиеся высоким процентным содержанием в ледниковых осадках [3]. Судя по их распределению, формирование данного горизонта, вероятно, происходило во время наиболее мягких условий последнего оледенения.

Горизонт 2 соответствует интервалу 120-40 см; ~ 28-14.7 тыс кал. лет. На этом промежутке общая численность радиолярий в осадках значительно снижается (5000-20500 экз/г) и низкие показатели сохраняются на протяжении всего горизонта.

Осадки горизонта 2 содержат максимальное число таких видов радиолярий, которые имеют наибольшую концентрацию в ледниковых осадках, что подтверждается данными других авторов [3]. Следовательно, снижение численности радиолярий и увеличение процентного содержания «ледниковых» видов свидетельствует о том, что данный горизонт был сформирован в более суровых климатических условиях по сравнению с горизонтом 3.

Горизонт 1 соответствует интервалу 40-0 см; ~ 14.7-0 тыс кал. лет. На интервале 40-20 см происходит резкое увеличение численности радиолярий от 16000 до 144000 экз/г, далее численность радиолярий снижается и варьирует в пределах 33000-27000 экз/г.

В горизонте 1 представлены виды радиолярий, характеризующие современные аркто-бореальные ассоциации радиолярий северной части Охотского моря [2, 5]. Следовательно, во время формирования верхнего интервала колонки (горизонт 1) преобладали благоприятные климатические условия близкие современным.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 06-05-91576 Яф-а и 07-05-00655-а, грантов ДВО РАН (проекты №06-III-B-07-283, № 06-II-CO-07-027) и СО РАН (№ 6.2).

Литература

1. Горбаренко С.А., Харада Н., Малахов М.И., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л. Тысячелетние осцилляции климата и среды Охотского моря за последние 190 тысяч лет в связи с глобальными изменениями (направлена в ДАН).
2. Кругликова С.Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков Охотского моря // Океанология, 1975. Т. 15. № 1. С.116-122.
3. Матуль А.Г., Горбаренко С.А., Мухина В.В., Лесков В.Ю. Четвертичные микропалеонтологические и литофизические записи осадков из северной части Охотского моря // Океанология, 2003. Т. 43. № 4. С. 583-592.
4. Abelmann A., Brathauer U., Gersonde R., Sieger R., Zielinski U. Radiolarian-based transfer function for the estimation of sea surface temperatures in the Southern Ocean (Atlantic sector) // Paleooceanography. V. 14. № 3. P. 410-421.
5. Kruglikova S.B. Distribution of Polycystine radiolarians from the recent and

Pleistocene sediments // Berichte zur Polarforschung, 1999. № 306. P.120-133.

6. Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Jr. Moore T.C., Shackleton N.J. Age dating and the orbital theory of the ice age: Development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy // Quaternary Research, 1987. Vol. 27. P. 1-29.

ИЗМЕНЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАТЕРИАЛА ЛЕДОВОГО РАЗНОСА В ОХОТСКОМ МОРЕ НА ШКАЛЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЙ

Ю.П. Василенко, С.А. Горбаренко

Тихоокеанский институт океанологии ДВО РАН, г. Владивосток

Нами произведен анализ содержания хлорина (определения выполнены н.с. А.А. Босиным) и материала ледового разноса (МЛР), частиц размером > 0.063 мм, в колонках морских донных осадков LV28-40-5 и MR06-04 PC-7R. Это позволило нам сравнить изменение содержания МЛР по изотопно-кислородным стадиям (ИКС) и во время наиболее холодных осцилляций, эквивалентных Гейнрих событиям (ГЭС), в центральной части Охотского моря на протяжении последних 80 тыс лет [1, 3].

Колонки были отобраны в рамках российско-германского проекта КОМЕХ на НИС «Академик М. Лаврентьев» (28 рейс, 1998 г.) и российско-японского проекта на НИС «Mirai» (2006 г.). Районы забора колонок располагаются в центральной части Охотского моря. Но станция забора колонки LV28-40-5 ($51^{\circ}2'$ с.ш., $147^{\circ}11'$ в.д.) находится западней, чем станция забора колонки MR06-04 PC-7R ($51^{\circ}17'$ с.ш., $149^{\circ}12'$ в.д.), и попадет под влияние Восточно-Сахалинского течения. На основании их изучения была проведена.

Возрастные шкалы для данных колонок были построены на основании радиоуглеродных датировок, карбонатной и изотопно-кислородной стратиграфии, данных по изменению магнитного поля Земли и изменению магнитной восприимчивости осадка, тефрохронологии, и радиоуглеродных датировках методом ускорительной масс-спектрометрии (для колонки LV28-40-5) [1, 2].

Полученные данные по содержанию хлорина и МЛР, в осадке обеих колонок демонстрируют вариации климата во время ледниковья – межледниковья и отражают состояние ледового покрова во время ГЭС. В целом, увеличение содержания МЛР в течение холодных ИКС 2 и 4, происходило под влиянием сильного похолодания и, как следствие, усиления ледового покрова. Во время промежуточной ИКС 3 отмечается сниженное содержание МЛР (относительно ИКС 2, 4), что указывает на менее суровый климат. В течение ИКС 2 содержание МЛР постепенно увеличивается и достигают максимальных зна-

чений в средний (для LV28-40-5) и в заключительной (для MR06-04 PC-7R) частях этого периода. Схожая картина для данных колонок наблюдается и во время ИКС 4 [1, 3].

Вариации содержания МЛР, а, следовательно, и ледового покрова, отмечаются и в масштабе тысячелетий. Например, в течение ГЭС 4 и 5 содержание МЛР уменьшается, а для ГЭС 3 наблюдается увеличение содержания МЛР. В колонке LV28-40-5, расположенный под влиянием Восточно-Саха-линского течения, достаточно четко прослеживается увеличение содержания МЛР во время ГЭС 1 и 2. С другой стороны, для центральной колонки MR06-04 PC-7R не выявляется такой четкой корреляции содержания МЛР с быстрыми изменениями климата [1, 3].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 06-05-91576 Яф-а и 07-05-00655-а, грантов ДВО РАН № 05-III-A-07-136 и № 05-III-И-07-003, интеграционного гранта Дальневосточного и Сибирского отделений РАН 03-2-0-00-006 (№143).

Литература

1. Горбаренко С.А., Харада Н., Малахов М.И., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л. Тысячелетние осцилляции и среды Охотского моря за последние 190 тысяч лет в связи с глобальными изменениями // Доклады АН, в печати.
2. Gorbarenko S.A., Goldberg E.L., Kashgarian M., Velivetskaya T.A., Zakharkov S. P., Pechnikov V.S., Bosin A.A, Psheneva O.Yu., Ivanova E.D. Millennium scale environment changes of the Okhotsk Sea during last 80 kyr and their phase relationship with global climate changes // *Journal of Oceanography*. 2007. Vol. 63. P. 609-623.
3. Vasilenko Yu.P., Gorbarenko S.A. Spatial distribution of sea ice in The Okhotsk sea during last 80 thousand years // *Proceeding of the 23-th international symposium on the Okhotsk Sea and sea ice*. Mombetsu. February 17-20, 2008. Mombetsu, Hokkaido, Japan. 2007.

Секция 3
Металлогения, минералогия и генезис месторождений полезных
ископаемых Дальнего Востока России

Руководитель: д.г.-м.н. В.Г. Хомич (ДВГИ ДВО РАН)

ТРАНСФОРМАЦИЯ МИНЕРАЛОВ ГРАНАТОВЫХ ПЕРИДОТИТОВ
КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ Р-Т ПАРАМЕТРОВ
ГЛУБИННОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

А.В. Баркар

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Считается, что щелочные базальты образовались при высоких температурах и давлениях [3, 4, 5, 6, 7]. Находки гранатовых включений в щелочных базальтах явление довольно редкое и важность их в том, что они несут информацию о глубинном составе Земли.

Был изучен гранатовый пироксенит из эруптивного центра Шаварын-Царам (плато Хангай, Монголия). Гранат составляет центральную часть сростка (70% объема включения), окаймленную зернами клино- (20%) и ортопироксена (5%), оливина (< 1%), шпинели (5%). Размер образца 9×12 мм. Изучение состава и взаимоотношений минералов на микроанализаторе JXA-8100 (INCA) показало, что гранат, клинопироксен, ортопироксен, оливин и шпинель являются равновесными (рис. 1) и образуют ассоциацию первичных минералов (Gr-Cpx-Ol-Orx-Sp).

Гранат включения прозрачный, красного цвета, лишенный кристаллографических форм и замещенный по трещинам и периферии симплектитам (рис. 2). По химическому составу гранат относится к пиропу (табл.). Клинопироксен представлен глиноземистым авгитом (7-9 вес % Al_2O_3). Ортопироксен и оливин магнезиальные. Шпинель, ассоциирующая с гранатом глиноземистая (60% Al_2O_3).

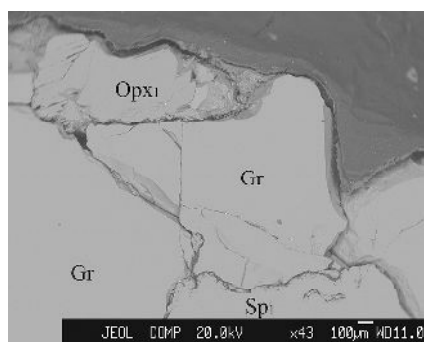


Рис. 1. Контакт первичных граната, ортопироксена и шпинели

Ортопироксен и оливин магнезиальные. Шпинель, ассоциирующая с гранатом глиноземистая (60% Al_2O_3).

Минералы, замещающие гранат, образуют ассоциацию вторичных минералов. Разложение граната происходит по схеме: $Gr \rightarrow Orx + Ol + Sp$ (рис. 2). Гранат в зоне контакта с первичным клинопироксеном и оливином разлагается с образованием симплектита, состоящего из вторичных оливина, ортопироксена и шпинели. Вторичные ортопироксен и шпинель несколько отличаются по составу

от одноименных минералов первичной ассоциации: они более глиноземистые и железистые, также вторичный ортопироксен содержит значительно меньше магния, чем первичный (таблица). Вторичный оливин практически неотличим от первичного по составу.

Оценка Р-Т условий образования гранатсодержащих включений проводилась с помощью различных минералогических термометров и барометров для минералов первичной и вторичной ассоциаций. Для гранатовых включений вулкана Шаварын-Царам температуры составили 950-1250 °С (по различным геотермобарометрам, в т.ч. [1, 2]). Параметры, полученные для минералов вторичной ассоциации, значительно ниже: температуры составляют 700-800 °С [1, 2], а давления, рассчитанные методом минимизации термодинамического потенциала, составили 4-5 кбар [3].

Таким образом, температуры и давления, полученные для минералов первичной ассоциации (950-1250 °С, 9-12 кбар), соответствуют обстановкам нижней коры – верхней мантии. Предполагается, что гранатсодержащее включение существовало в этих условиях перед тем, как попасть в базальтовую магму. В результате прогрева в магме гранат стал разлагаться с образованием минералов вторичной ассоциации (700-800 °С, 4-5 кбар). Это согласуется

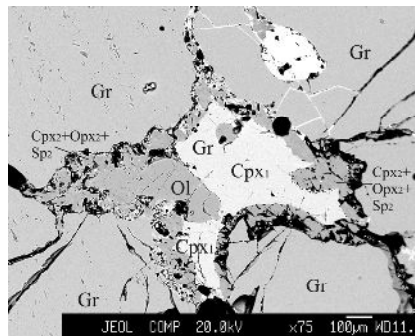


Рис. 2. Реакционная зона (симплектит) на контакте граната, оливина и ортопироксена

Химический состав минералов из включений в щелочных базальтах вулк. Шаварын-Царам

	Минералы первичной ассоциации					Вторичные минералы		
Мин.	Gr	Sp ₁	Orp _{x1}	Ol	Cpx	Sp ₂	Orp _{x2}	Ol ₂
SiO ₂	41.96	0.00	54.80	40.66	52.47	0.50	46.26	40.27
TiO ₂	0.33	0.16	0.31	0.00	0.71	0.00	0.09	0.00
Al ₂ O ₃	23.30	60.70	4.54	0.00	7.03	64.30	16.17	0.00
Cr ₂ O ₃	0.50	4.86	0.00	0.00	0.32	1.12	0.44	0.00
FeO	8.69	11.14	7.22	11.11	3.80	11.55	8.26	11.9
MnO	0.00	0.16	0.00	0.00	0.10	0.00	0.23	0.00
MgO	20.38	21.23	31.99	47.19	15.75	21.08	26.32	47.18
CaO	4.69	0.00	0.98	0.35	18.03	0.00	1.32	0.35
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	0.00	0.04	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.85	98.65	99.84	98.95	99.86	98.55	99.70	100.04
Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100 (INCA). Аналитики: А.А. Карабцов, А.В. Баркар. (Sp – шпинель, Ol – оливин, Gr – гранат, Cpx – клинопироксен, Орх – ортопироксен).								

с данными, полученными [3]. Авченко и др. (2007) полагают, что гранатовые ксенолиты попали в магму при повышенных давлениях, а затем претерпели относительно быструю транспортировку до промежуточного очага, образовавшегося на глубине 12-15 км, а в последующем были вынесены на дневную поверхность.

Литература

1. Loucks R.R. A precise olivine-augite-magnetite geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 140-150.
2. Nickel K.G. and Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // Earth & Planet. Sci. Lett., 1985. № 73. P. 158-170.
3. Авченко О.В., Высоцкий С.В., Чудненко К.В. Опыт моделирования реакции гранат→ортопироксен+шпинель+плагноклаз методом минимизации термодинамического потенциала// ДАН, 2007. Т. 415. № 1. С. 1-4.
4. Высоцкий С.В., Щека С.А., Баркар А.В., Иванова В.Л., Карабцов А.А. Гранатовые включения в щелочных базальтах Приморья – глубинные ксенолиты или родственные мегакристы? // Тихоокеан. геол., 2007. Т. 26. № 1. С.111-120.
5. Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии, 1990. Труды. Выпуск № 46. 70 с.
6. Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения, 1979. Труды, выпуск. № 25. 312 с.
7. Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия, 1975. С. 5-17, 235-240.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ БЛАГОРОДНЫЕ ОПАЛЫ: СТРОЕНИЕ НА АТОМНО-МОЛЕКУЛЯРНОМ И НАНО- УРОВНЯХ

А.В. Баркар¹, А.А. Карабцов¹, В.Г. Курявый²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Институт химии ДВО РАН, г. Владивосток

Благородный опал – иризирующая разновидность водосодержащего кремнезема, может образовываться в осадочных (95% месторождений) и вулканогенных породах (5%). Известно, что благородный опал из осадочных месторождений сложен агрегатами оксида кремнезема А-типа по [2], однако аморфный на молекулярном уровне, он имеет упорядоченную структуру (границентрированная кубическая упаковка) на наноуровне [1, 3, 5, 6]. Наночастицы диаметром 400-600 нм в таких опалах однородны по размеру в слоях и образуют «сетчатую» пространственную решетку, способную к дифракции волн видимого света (λ 400-800 нм), в результате чего возникает «игра» света в опале. В отличие от благородных опалов осадочного происхождения, вулканогенный сложен альфа-кristобалитом, который представляет собой

высокотемпературную полиморфную модификацию оксида кремнезема. (К-тип по [2]), реже тридимитом (КТ-тип по [2]). Природа этого различия практически не исследована. Также мало изучен и механизм возникновения иризации в вулканогенных опалах [1, 3, 4, 5].

Были изучены благородные опалы вулканогенного происхождения (месторождение Радужное, Приморье) и Эритрея (Африка). Они сложены α -кристобалитом (рис. 1). Кристаллическая структура опалов была исследована на рентгеновских дифрактометрах ДРОН-3 и D8 DISCOVER ($\text{CuK}\alpha$).

Для сравнения приведен благородный опал из осадочных пород (он образует размытый пик на главной линии кристобалита).

Наноструктура (10^{-6} - 10^{-9} м) иризирующих опалов вулканогенного происхождения была изучена на атомно-силовом сканирующем микроскопе Solver (NT-MDT, г. Зеленоград). Выяснилось, что: опал сложен разноразмерными частицами; в нем обнаружены глобулы двух порядков: 20-60 нм и 100-400 нм. Форма глобул эллипсоидная удлинённая. Они уложены слоями неупорядоченно. Толщиной 1-2 наночастицы второго порядка. Образуя пакеты в 200-500 нм (рис. 2 и 3). Установлено, что глобулы оксида кремнезема в вулканогенных опалах деформированы и более мелки, по сравнению с опалами А-типа. Нормальный для опала порядок укладки слоев нарушен, поэтому дифракция света на «сетчатой» решетке, образованной глобулами невозможна. Однако пакеты слоев, толщина которых (200-500 нм)

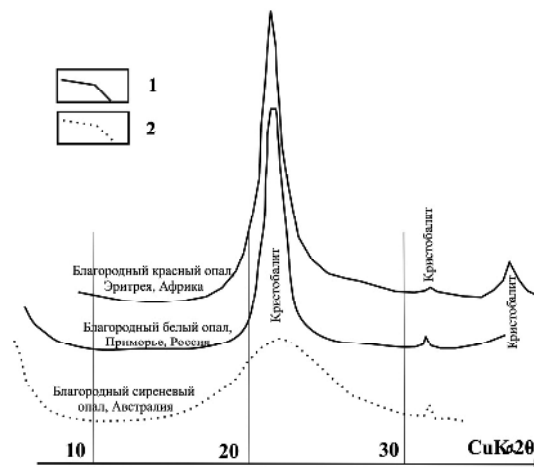


Рис. 1. Рентгенограммы благородных опалов: 1 – вулканогенного, 2 – осадочного происхождения. Аналитик: Т.Б. Афанасьева.

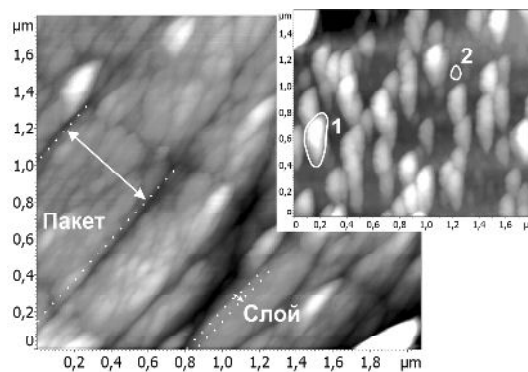


Рис. 2. Нано-структура благородного опала месторождения Радужное. АСМ «Solver». 1 – глобула первого порядка (60 нм), 2 – глобула второго порядка (100×300 нм).

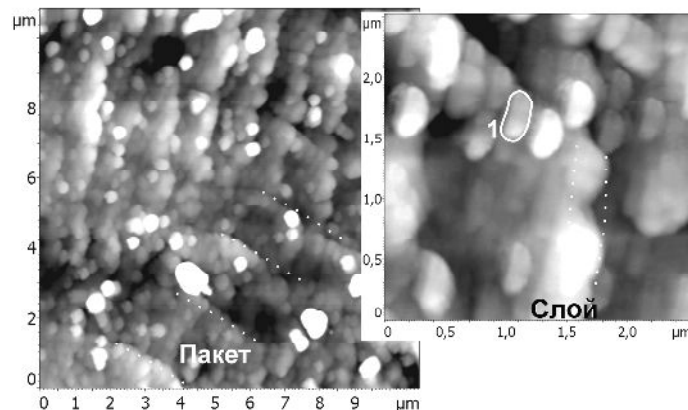


Рис. 3. Нано- структура эритрейского благородного опала. АСМ «Solver». 1 – глобула второго порядка (200×400 нм).

сопоставима с длинами волн видимого света (λ 400-800 нм), образуют закономерную дифракционную решетку, что и вызывает иризацию в этих опалах.

Таким образом, иризация в вулканогенных благородных опалах возникает, по-видимому, в результате дифракции света на пространственной решетке, образованной пакетами глобул оксида кремнезема. А кристаллическая структура свидетельствует о том, что эти опалы образовывались под термическим воздействием и в нестабильной обстановке (быстрый приток вещества, возможно, тектонические подвижки). В результате чего термодинамически выгодная сферическая форма глобул изменилась на удлинненную и исказился порядок упаковки глобул. Как показали [5], вулканогенные опалы в процессе формирования подвергались, вероятно, пневматолитовому отжигу (воздействию перегретым паром).

Литература

1. Darragh P.J., Sanders J.V. Volcanic gem opals // Austral. Gemmol., 1969. Vol. 10. N 8. P. 5-8.
2. Jones J.B., Segnit E.R. The natural of opal. I. Nomenclature and constituent phases // J. Soc. Austr., 1971. Vol. 6. P. 301-315.
3. Sanders J.V. Microstructure and crystallinity of gem opals // Amer. Mineralogist, 1975. Vol. 60. P. 749-757.
4. Tishkina V.B., Pakhomova V.A., Mikhailova K.D., Zalishchak B.L., Zharchenko S.Yu and Laptash N.M. Colouration of opal from the Raduzhnoe deposit (Russian Far East) // J. Gem. As. Hong Kong, 2007. Vol. XXVIII. P. 92-95.
5. Высоцкий С.В., Карабцов А.А., Курявый. В.Г., Сафронов П.П. Благородные опалы месторождения Радужное (Северное Приморье, Россия): проблема строения и генезиса // Перспективные направления развития нанотехнологий в ДВО РАН. Владивосток, 2007. С. 140-154.
6. Денискина Н.Д., Калинин Н.Д., Казанцева Л.К. Благородные опалы. Новосибирск, 1987. 183 с.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВОГО ПЕГМАТИТА МАССИВА ОДИХИНЧА

В.А. Зайцев

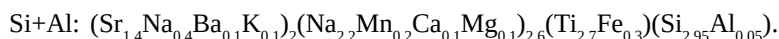
*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
г. Москва*

Массив Одихинча – второй по величине щелочно-ультраосновной массив Маймеча-Котуйской провинции. Он сложен последовательно сформированными простыми интрузиями оливинитов, мелилитовых пород, якупирангитов-мельтейгитов и ийолитов и содержит редкие дайки кальцитовых карбонатитов. В массиве известно несколько сиенит-пегматитовых жил [2].

Исследуемый пегматит обнажается на склоне оврага, в нижней части которого закартирован анхимономинеральный кальцитовый карбонатит. Непосредственный контакт между пегматитом и карбонатитом не наблюдался, их возрастные соотношения не установлены. Тесная пространственная ассоциация пегматита с карбонатитом позволяет сопоставлять его с «агпаитовыми пегматитами скрепления» Ковдорского массива (Кольский п-ов) [4].

В пегматите наблюдаются две зоны: 1 – мелкозернистая, напоминающая луаврит, сложенная нефелин-полевошпат-эгириновым агрегатом, с пойкилитовыми кристаллами лампрофиллита и сноповидными выделениями ловчоррита, и 2 – крупнокристаллическая, состоящая из уплотненных кристаллов полевого шпата размером до первых сантиметров, находящихся в массе нефелина. Здесь же в подчиненном количестве развиты ксеноморфный ринколит, пластинчатый лампрофиллит и крупные (до 1.5*0.5 см) уплотненные кристаллы минерала группы эвдиалита.

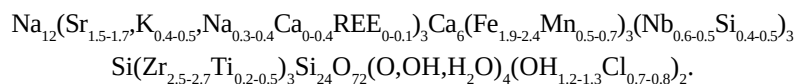
Лампрофиллит пегматита представлен типичной стронциевой разновидью. Его состав в пересчете на 4 ф.е.



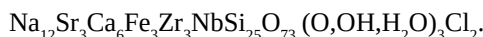
Ловчоррит содержит 2.5% Nb₂O₅ и 5.5% SrO – значительно больше, чем типичный ловчоррит из Хибинского и Ловозерского массивов.

Анализы минерала группы эвдиалита приведены в таблице. В кристаллах наблюдается концентрическая зональность. От центра к краю растет содержание Mn и уменьшается содержание Fe и Sr. По трещинам наблюдается вторичное гидротермальное изменение, выражающееся в частичном выносе Na, Fe, хлора и редкоземельных элементов и привносе Nb, Mn и Ba.

В пересчете на 29 атомов Si+Zr+Nb+Ti+Hf формула первичного эвдиалита может быть записана как



Вторичный эвдиалит отличается дефицитом Na. Таким образом, как первичный, так и вторичный эвдиалит должны быть отнесены к тазекиту



Ранее тазекит был обнаружен только в трех щелочных массивах: Иллимауссак (type locality), Пилансберг и Хибины [1, 5, 6], где его образование связывают с гидротермальным процессом. В массиве Одихинча тазекит впервые обнаружен в раннепегматитовой ассоциации.

В отличие от «пегматитов скрещения» Ковдорского массива, где присутствуют высококальциевые представители группы эвдиалита – фекличевит, голышевит и моговидит, а также натрий-бариевый член группы лампрофилита – набалампрофилит [3, 4] для изученного пегматита Одихинчи характерна стронциевая специфика редкометальной минерализации. Влияние высоко-кальциевой среды отражено только в повышении содержания Ca в позднем тазеките.

Химический состав тазекита из массива Одихинча
в сравнении с минералом из Иллимауссак

	Массив Одихинча				Иллимауссак [6]
	Центр	Промежуточная зона	Край	Зона изменения	
Na ₂ O	12	12.1	12.09	10.97	7.71
MgO	0.04	0.05	0.05	0.1	
Al ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.03	
SiO ₂	48.13	48.14	48.15	47.37	41.64
SO ₃	0.17	0.16	0.17	0.14	
Cl	0.8	0.78	0.85	0.59	1.91
K ₂ O	0.66	0.71	0.66	0.63	0.23
CaO	10.68	10.41	11.26	11.19	8.19
TiO ₂	0.78	0.55	1.19	0.57	
MnO	1.06	1.03	1.64	1.78	3.02
FeO	5.35	5.01	4.22	4.09	3.92
SrO	5.59	5.31	4.91	5.35	13.98
Y ₂ O ₃	0.05	0	0	0	0.28
ZrO ₂	9.98	10.6	9.63	10.46	9.89
Nb ₂ O ₅	2.67	2.22	2.58	2.87	4.38
BaO	0.1	0.08	0.04	0.35	
La ₂ O ₃	0.16	0.34	0.28	0	
Ce ₂ O ₃	0	0.29	0.29	0.09	0.08
Nd ₂ O ₃	0.04	0	0.11	0.08	
HfO ₂	0.17	0.25	0	0.25	0.32
Total	98.47	98.05	98.14	96.92	95.55

Работа выполнена при поддержке гранта президента РФ № МК-860.2008.5 и Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. Азарова Ю.В. Типоморфизм минералов и эволюция минералообразования в породах «комплекса» луюврит-малинитов Хибинского массива // Канд. дисс. 2004.
2. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л: «Недра», 1991. 260 с.
3. Пеков И.В., Екименкова И.А., Чуканов Н.В., Расцветаева Р.К., Кононкова Н.Н., Пекова Н.А., Задов А.Е. Фекличевит – $\text{Na}_{11}\text{Ca}_9(\text{Fe}_3+\text{Fe}_2)_2\text{Zr}_3\text{Nb}[\text{Si}_{25}\text{O}_{73}](\text{OH},\text{H}_2\text{O},\text{Cl},\text{O})_5$ – новый минерал группы эвдиалита из Ковдорского массива, Кольский полуостров // ЗВМО, 2001. Т. 130. З. 55-65.
4. Чуканов Н.В., Моисеев М.М., Расцветаева Р.К., Розенберг К.А., Задов А.Е., Пеков И.В., Коровушкин В.В. Голышевит $(\text{Na},\text{Ca})_{10}\text{Ca}_9\text{Fe}_2\text{Zr}_3\text{NbSi}_{25}\text{O}_{72}(\text{CO}_3)(\text{OH})_3\cdot\text{H}_2\text{O}$ и моговидит $\text{Na}_9(\text{Ca},\text{Na})_6\text{Ca}_6\text{Fe}_2\text{Zr}_3\text{Si}_{25}\text{O}_{72}(\text{CO}_3)(\text{OH},\text{H}_2\text{O})_4$ – новые минералы группы эвдиалита из агпаитовых пегматитов Ковдорского массива, Кольский полуостров // Записки ВМО, 2005. Т. 134. № 6. С. 36-46.
5. Mitchell R.H., Liferovich R.P. Subsolidus deuteric/hydrothermal alteration of eudialyte in lujavrite from the Pilansberg alkaline complex, South Africa // Lithos Vol. 91. Iss. 1-4, 2006. pp. 352-372.
6. Petersen N O.V., Johnsen O., Gault R.A., Niederayr G., Grice J.D. Taseqite, a new member of the eudialyte group from the Ilimaussaq alkaline complex, South Greenland // Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte, 2004. N 2. pp. 83-96.

ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ МИЛОГРАДОВСКОЙ ПЛОЩАДИ И ИХ ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ С ПРОЯВЛЕНИЯМИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В.В. Ивин, В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Ореолы интенсивных гидротермальных преобразований вулканических пород Милоградовской площади изучались во второй половине XX века специалистами Приморского геологического управления МГ РСФСР (А.Н. Родионов, В.М. Павлов и др. [1]). Крупные проявления золото-серебряной минерализации здесь были обнаружены значительно позднее (1988-1995 гг.) при проведении поисковых работ (А.В. Пеженин, Ф.И. Ростовский).

Милоградовская площадь (рис.) характеризуется распространенностью эффузивно-пирокластических накоплений верхнего мела (турон-кампан) и верхнего мела – палеогена. Турон-кампанские отложения принадлежат приморской, а мел-палеогеновые – сияновской и богопольской свитам. Вулканиды приморской свиты (K_2pr) принадлежат двум толщам: нижней – эффузивно-пирокластической, и верхней – пирокластической. В нижней толще (K_2pr_1) закартированы покровы игнимбритов, туфов, туфолав смешанного состава, дацитовых и риодацитовых лав, а в верхней (K_2pr_2) – туфолав и кристалло-



Рис. Схематическая геологическая карта Милоградовской площади (А) и геологическая карта участка «Космос» (Б), по А.Н. Родионову, В.М. Павлову и Р.И. Петраченко.

А: 1 – четвертичные отложения; 2 – гидротермальные кварциты (а) уч. Космос и золото-серебряные жильные тела (б); 3 – дайки, силлы дацитов (а), андезибазальтов (б); 4 – туфы риодацитов. Богопольская свита, K_2 -Pbg; 5 – игнимбриты дацитов и риодацитов. Сияновская свита, K_2 snv; 6 – эффузивно-пирокластические накопления кислого и умеренно-кислого состава. Приморская свита, K_2 pr.

Б: 1 – аллювиальные отложения; 2 – верхняя пачка приморской свиты; 3 – нижняя пачка приморской свиты; 4 – дайка кварцевых порфиров; 5 – тектонические нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 6 – зоны дробления; 7 – пропилитизация (а), аргиллитизация (б); 8 – серицитизация и окварцевание; 9-12 – вторичные кварциты: 9 – серицитовые, 10 – каолинитовые, 11 – монокварциты, 12 – алунитовые с примесью андалузита, диаспора и корунда; 13 – границы: геологические (а), измененных пород (б).

кластических туфов кислого состава, насыщенных крупными зернами кварца и полевых шпатов.

Наиболее интенсивно метасоматические изменения пород верхов нижней толщи приморской свиты (псаммитовых, алевропелитовых, пепловых туфов) проявились на участке Космос. Здесь в левом обрывистом берегу реки Милоградовки высотой около 120 м расположен массив вторичных кварцитов. В почти отвесных скальных обнажениях фиксируется (сверху вниз) смена разных фаций вторичных кварцитов: от монокварцитов (кварца до 95%) к серицитовым, алунитовым кварцитам (алунита до 60% с включениями андалузита, диаспора, мусковита, пиррофиллита и диккита), и далее к алунит-каолинит-кварцевым, каолинит-кварцевым и каолинит-серицитовым разностям. Размеры массива вторичных кварцитов примерно равны 100×500 метров, причем на долю монокварцитов приходится не более 10% площади.

Аргилизированные и пропилитизированные разности пород располагаются на периферии массива вторичных кварцитов. Первые содержат глинистые минералы, хлорит, серицит, кварц; вторые – серицит, хлорит, иногда карбонат и цеолит (хлорит-серицитовая фация).

Для метасоматически преобразованных пород Милоградовской площади характерна слабая сульфидизация (редкая вкрапленность пирита) и обохривание.

Поле вторичных кварцитов участка «Космос» размещено на существенном удалении (в несколько км) от известных рудоносных участков Милоградовской площади (см. рис.). Судя по морфологии тела вторичных кварцитов и его зональности, оно, по всей вероятности, является частью «килеобразной» залежи, лишь частично сохранившейся от эрозии.

Своим периферическим положением по отношению к благороднометалльным рудопоявлениям гидротермальные кварциты участка «Космос» отличаются от известных полей алунитовых кварцитов Приохотья: Карамкенского и Светлого. На территории последних ореолы алунит-кварцевых метасоматитов или совмещены с рудоносными залежами (Светлое), или располагаются над рудными телами (Карамкен) и характеризуются повышенной сульфидизацией.

Возможно, слабая степень метасоматических преобразований вмещающих пород на Милоградовском проявлении золото-серебряной минерализации объясняется его значительной удаленностью от килеобразной залежи, где наиболее полно проявились разные фации вторичных кварцитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН, инициативный проект № 06-III-A-08-321.

Литература

1. Петраченко Р.И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья // Новосибирск: Изд-во «Наука», Сибирское отделение, 1974. 170 с.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩ НА ПЛОЩАДИ НИЖНЕ-ТАЕЖНОГО РУДНОГО УЗЛА (ПРИМОРЬЕ)

В.В. Ивин, В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Нижне-Таежный рудный узел (НТРУ) расположен в так называемой переходной зоне, разделяющей Центральный сектор Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса (ВСАВПП) на две части: северную (Самаргинскую) и южную (Серебрянскую). Переходная зона характеризуется сокращенными мощностями вулканических накоплений приморской (K_2rg) и самаргинской (K_2-P_1sm) свит, обусловленными неглубоким залеганием терригенного фундамента ВСАВП, что связано с существованием здесь поперечного горстообразного поднятия.

Для площади НТРУ характерна редуцированность разрезов вулканических толщ мелового и мел-палеогенового возраста. Об этой особенности вулканогенной части разрезов узла можно судить по отсутствию в междуречье

Серебрянки и Кемы верхнемеловых вулканогенно-осадочных отложений синанчинской (K_2sn) свиты, фрагментарностью (в виде небольших изолированных полей) распространения эффузивно-пирокластических накоплений богопольской (K_2-P_1bg) свиты и почти полным отсутствием кузнецовских базальтов и андезибазальтов эоцена ($P_{2-3}kz$). Отметим, что упомянутые толщи широко распространены или в южной (K_2sn) или в северной (K_2-P_1bg , $P_{2-3}kz$) частях Центрального сектора ВСАВП.

На площади НТРУ вскрыто более 30 рудных зон с редкометалльной, полиметаллической (с серебром), олово-полиметалльно-серебряной, собственно серебряной (иногда и золотой) минерализацией. В размещении зон намечаются элементы зональности. В интрузивных массивах (Малиновском, Заводском и др.) выявлена полиметаллическая, бедная висмутовая, молибденовая и оловянная минерализация, ассоциирующая с кварц-мусковитовыми грейзенами. На удалении от интрузивов (в эффузивно-пирокластических, экструзивных образованиях) зоны грейзенизации и ороговикования сменяются ореолами пропилитизации и кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов. В юго-западной части НТРУ известны обширные поля алунитовых кварцитов.

Рудные зоны с олово-полиметалльно-серебряной, полиметалльно-серебряной минерализацией, такие как Белембинская, Бортовая, Русловая и др. размещены среди ороговикovaných вулканитов вблизи Малиновской интрузии. Они состоят из сложноветвящихся крутопадающих сереброносных кварц-сульфидных жил, сопровождаемых прожилково-вкрапленной минерализацией.

Убогосульфидные сереброносные зоны (Кумирная, Ближняя, Водораздельная, Заманчивая, Крайняя, Неясная, Перевальная, Сентябрьская, Сюрприз и др.) пространственно разобщены с олово-полиметалльно-серебряными. Они размещены, преимущественно, среди вулканитов, превращенных в кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты. Зоны имеют грубополосчатое строение. Осевые их части обычно сложены гребенчатым, среднезернистым полупрозрачным кварцем брекчиевидного облика, обрамленным (симметрично или только с одной стороны) кварцевыми же жильно-прожилковыми «полосами», содержащими гнезда, просечки, вкрапленность мелкозернистого и дисперсного арсенопирита и простых сульфидов Fe, Zn, Pb, Cu, а также сульфидов и сульфосолей Ag.

Наиболее изученными зонами являются Водораздельная, Кумирная, Новая и Заманчивая. Зона Водораздельная (аз. пад. $190-200^\circ$ $\angle 70-75^\circ$) находится в западной части Кумирного рудного поля. Прослежена на 1300 м. Сложена серицит-гидрослюдисто-кварцевыми (иногда с хлоритом и адуляром) метасоматитами мощностью до 8 м. Ее центральная часть (3-4 м) представлена гнездами, прожилками среднезернистого полупрозрачного кварца, содержащего вкрапленность, просечки, неправильные скопления дисперсного арсенопирита, акантита и, реже, сульфосолей серебра. Зона Кумирная также имеет субширотное простирание, изменяющееся на северо-западное с по-

явлением нескольких апофиз, она расположена в СВ части рудного поля. Ее протяженность 3500 м. Зона совмещена с дайкой порфировых риолитов, преобразованных вместе с вмещающими породами в кварц-серицит-гидро-слюдистые метасоматиты мощностью до 120 м. Центральная часть зоны (до 5 м) выполнена допродуктивным кварцем. Серебряная минерализация (вкрапленность сульфосолей Ag, арсенопирита и др. рудных минералов) приурочена или к висячему, или к лежащему боку и сосредоточена в прожилках мелко- и среднезернистого полупрозрачного кварца. Зоны Новая и Заманчивая (протяженностью 500 и 1150 м) находятся на ЮЗ фланге рудного поля. Имеют СЗ (310-330°) до субширотного (290°) простирание и крутое падение под углами до 80-85°. Приурочены к лежащим бокам даек мелкопорфировых риолитов среди мощных (до 90 м) ореолов кварц-серицитовых метасоматитов. В зоне Новой среди последних развиты прожилки белого шестоватого и прозрачного друзовидного кварца, насыщенного скоплениями кристаллов (до 1 см) черного пираргирита и редкими вкрапленниками пирита. Зона Заманчивая включает пирит-кварцевую жилу мощностью до 3 м, в лежащем боку которой, среди окварцованных, гидрослюдизированных, интенсивно сульфидизированных пород, развиты гнезда и прожилки халцедоновидного кварца, содержащие вкрапленность пираргирита, реже полибазита, акантита, стефанита и фрейбергита.

Вышеназванные сереброносные зоны размещены, преимущественно, среди буровато-коричневато-серых накоплений верхней пачки приморской толщи (K_2rg_3), представленных игнимбритами, рыхловатыми спекшимися псаммитовыми туфами кислого состава с фьямме аргиллизированного вулканического стекла и содержащих редкие прослойки туфов риодацитов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Вмещающими же породами для полиметалльно-серебряных и олово-полиметалльно-серебряных зон являются накопления нижней пачки приморской толщи (K_2rg_1), представленные агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми туфами риолитов, содержащими обломки пород складчатого основания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса (ВСАВП).

Сравнение вещественного состава жильно-метасоматических тел разных рудоносных участков НТРУ с известными в регионе месторождениями показывает, что они могут сопоставляться, в первом приближении, с объектами Дальнегорского рудного района (ДРР), в которых широко распространены не только минералы свинца и цинка с повышенными содержаниями Ag в рудах, но и выявляются элементы вертикальной зональности в распределении минералов висмута, серебра, а также концентраций Sn в рудах. Приведенные материалы позволяют сравнивать НТРУ и с другими рудными районами и провинциями Тихоокеанского металлогенического пояса, в которых серебряное оруденение обычно размещается на уровне аргиллизитов гидрослюдистого состава и адулярсодержащих метасоматитов, иногда среди вторичных

кварцитов. На более глубоких уровнях рудно-метасоматической колонны фиксируются серицитовые, хлорит-серицитовые, хлорит-карбонатные, ортоклазовые, альбитовые преобразования пород со свинцово-цинковой, олово-полиметаллической, висмутовой, медной, медно-молибденовой минерализацией, тяготеющей к экзо- и эндоконтактовым зонам субвулканических, интрузивных массивов.

Данные о минерально-геохимических ассоциациях рудных зон Нижне-Таежного узла, метасоматических изменениях вулканических образований и признаках зонального размещения эндогенной минерализации указывают на значительность масштабов проявленного здесь оруденения и определенную его уникальность. Основаниями для такого вывода являются не только содержания Ag в минерализованных зонах, но и присутствие Au, а также заметных количеств Cu, Pb, Zn, Sn и признаки зонального размещения разных минеральных типов оруденения на уровне современного эрозионного среза.

Работа выполнена при финансовой поддержке инициативного проекта ДВО РАН № 06-III-A-08-321.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И РОССЫПИ КРИНИЧНОГО И БОЛОТИСТОГО РУДНО-РОССЫПНЫХ ПОЛЕЙ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ)

А.А. Лотина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Проведено сопоставление типовых для золото-редкометалльного оруденения объектов Криничного (Приморский край) и Болотистого (Хабаровский край) рудно-россыпных полей.

Криничное поле размещено в массиве меловых гранитоидов и в его око-лоинтрузивном пространстве, где развиты силлы диоритовых порфиритов в терригенных и карбонатных породах. Для Криничного месторождения характерно развитие золото-висмут-теллуровой минерализации в большом вертикальном диапазоне. Оруденение представлено серией параллельных кварцевых, кварц-карбонатных и редко кварц-полевошпатового состава прожилков (с убогой и умеренной вкрапленностью сульфидов и иногда тонким турмалином), залегающих в гранодиоритах и в терригенных породах. В силлах диоритовых порфиритов и в известковистых осадочных породах оруденение представлено в основном залежами серицит-кварцевых метасоматитов с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией. Редкометалльный характер оруденению этого объекта придает встречаемый в рудах молибденит, теллуробисмутит, тетрадимит, жозеит, верлит, самородный висмут, мальдонит и другие [1]. Для некоторых разновидностей руд характерен арсенопирит, а также гнездовые выделения галенита и сфалерита. К одной субрегиональной структуре совместно с Криничным месторождением принадлежат

ему подобные Путятинское и Аскольдовское месторождения. Возраст последнего датируется кампанским (82.3 млн лет) временем [4].

На Криничном поле известны делювиальные и аллювиальные россыпи. Размещаются они в долине р. Рудневка, ключей Пашкеевского, Толстого, Кирпичного и Приискового. Основным источником золота для россыпей служило Криничное золоторудное месторождение, расположенное выше истоков реки, почти у гребня водораздела.

Россыпь р. Рудневка начинается в истоках реки и непрерывно тянется до устья. Длина реки 9.2 км, ширина поймы 15 м в истоках и 300 м в нижнем течении. Склоновые накопления в средней и верхней части долины имеют преимущественно щебнисто-глыбовый, на отдельных участках песчано-глыбовый состав. Аллювиальные отложения, в основном, представлены галечниками с линзами разнозернистого песка, а в долине нижнего течения значительную роль в разрезе играют прослой глины. Мощность отложений в пойме 3-5 м. Плотик россыпи представлен корой выветривания (палеозойских) гранитов, диоритов с прожилками золотосодержащего кварца и дайками кислого и основного состава.

В делювиальной и в головке аллювиальной россыпей золото представлено комковидными зернами, а также кристаллами и их сростками. Вниз по течению окатанность и уплощенность золота последовательно возрастают по мере увеличения дальности его переноса от коренного источника. В россыпях проба золота, по данным различных авторов, составляет от 750 до 920 единиц.

Рудно-россыпное поле Болотистое и одноименное рудопроявление расположены на западном фланге Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, в эрозионном окне среди неогеновых базальтов вблизи небольших интрузий габбро-диоритов позднемелового-палеогенового возраста, которые прорывают толщи нижнемеловых песчаников. Оруденение представлено серией кварцевых и турмалин-кварцевых (иногда с сульфидами) прожилков, сосредоточенных преимущественно в мел-палеогеновом массиве габбро, габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Для этих прожилков также, как и на Криничном месторождении, характерно наличие халькогенидов висмута (теллуrowисмутита и тетрадимита), наблюдающихся в тесном сростании с золотом [1].

Зоны минерализации Болотистого рудопроявления послужили источником питания богатых россыпей нескольких сопряженных друг с другом ручьев – Среднего, Промежуточного, Встречного, Болотистого и Ключевого.

Наиболее богатая россыпь (длина 2.6 км) приурочена к долине руч. Среднего, который дренирует некоторые рудные зоны участка Болотистого в его центральной части. Протяженность ручья около 5 км. Менее богатая россыпь р. Ключевого локализуется в нижней части долины. Протяженность ее составляет более 1.5 км.

Плотик россыпей ручьев Среднего и Ключевого сложен терригенными

образованиями, которые прорываются дайками диабазов и габбро-диабазов. Литологический состав россыпей представлен слабо окатанными галечно-гравийными отложениями с незначительной долей валунов в их верхней части. Данные отложения перекрывают древние галечники в средней и верхней части россыпей. В нижней и увальной части галечники перекрыты глиной с горизонтами илов, торфяников и линзами глинистых галечников. Мощность этих отложений составляет от 1 до 6 м. [3].

В россыпях преобладает крупный и средний размер зерен золота. Отмечаются и самородки весом 1-10 г. В верхней части россыпи на их долю приходится не менее 3-5% металла [4]. Для россыпного золота в основном характерны фракции золота размером 2.0-1.0 и 1.0-0.5 мм. Менее распространены фракции 5-2 и 0.5-0.25 мм. Незначительная часть металла приходится на фракции менее 0.25 мм. Форма золотин неправильная. В изученной части россыпи чаще всего встречаются комковидные, бесформенные, удлиненные и уплощенные формы зерен. Они в основном характерны для фракций 0.25-0.5 мм и менее распространены во фракциях 1.0-3.0 мм. В россыпях в единичных случаях были установлены кристаллы Au. По окатанности различаются угловатые, полуугловатые и реже окатанные золотины (в нижней части россыпи). Поверхность золотин у неокатанных зерен отпечатковая и остроугольная; у полуокатанных бугорчато-ямчатая и шероховатая. Блеск зерен золота средний. Цвет золотин варьирует от желтого до буровато-желтого (за счет пленок гидроокислов железа). Пробность Au колеблется от 919 до 980 единиц. К типоморфным элементам-примесям данного золота относятся Bi, Te, Cu, Pb, As, Sb и Hg. Кроме того, в россыпном золоте зафиксирована примесь Pd в количестве 1.1-1.2 г/т [1]. В россыпях были установлены платиноиды [2].

Таким образом, Криничное и Болотистое рудно-россыпные поля схожи по минералого-геохимическим характеристикам руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 06-III--В-08-362.

Литература

1. Иванов В.В., Замбжицкий А.И., Молчанова Г.Б., Лотина А.А. и др. Особенности минералогии золото-висмут-теллурического оруденения Сихотэ-Алиня // Современные проблемы металлогении. Ташкент, 2002. С. 176-178.
2. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Лотина А.А. Минералы платиноидов в золотых россыпях западных отрогов Сихотэ-Алиня // Мат. 16-й научной конф. «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар: Геопринт, 2007 г. С. 110-112.
3. Степаненко В.М., Замбжицкий А.И., Буряк В.А. Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно-Сихотэ-Алинском поясе – показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого оруденения россыпеобразу-

ющей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Благовещенск, 2001. С. 145.

4. Ivanov V.V. Gold metallogeny and Cretaceous Granitoid Magmatism of Sikhote-Alin (Far East of Russia) // Anatomy and textures of ore-bearing granitoids of Sikhote Alin (Primorye region, Russia) and Related Mineralization. International field conference in Vladivostok, Russia: 1-12 September 1998. Vladivostok. P. 35-36.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ БАМСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ, РОССИЯ)

А.В. Мельников

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Бамское золоторудное месторождение представляет собой систему карбонат-кварцевых жильно-прожилковых зон и жил, расположенных в надинтрузивной части Невачанской интрузии. Рудные тела структурно приурочены к кулисно построенной системе разрывов, развитых в лежащем боку субширотного ориентированного Бамского сброса, ограниченного радиальными разломами Бамской кольцевой структуры [1].

Руды месторождения от мало- и до умеренносульфидных имеют массивную, прожилковую, прожилково-вкрапленную или брекчиевую текстуру. В составе нерудных компонентов преобладают кварц, иногда халцедоновидный, карбонаты (в т.ч. марганцовистые), серицит. В небольших количествах отмечаются барит и флюорит. Среди рудных минералов, количество которых обычно не превышает 1-5% (иногда достигая 5-10%), развиты пирит, халькопирит, галенит и золото, реже встречаются блеклая руда, сфалерит, шеелит, гессит, матильдит, акантит и петцит. Золотосеребряное отношение в рудах 1:3.

Выделяется пять стадий минерализации: дорудную, существенно кварцевую, три рудные – раннюю, кварц-шеелит-пиритовую, среднюю – полисульфидную и позднюю – золото-сульфидно-сульфосольную с теллуридами и пострудную – кварц-карбонатную.

На месторождении выделены околорудные метасоматиты: листвениты-березиты, гумбеиты и аргиллизиты. Наиболее хорошо проявлена березитизация вмещающих пород.

Наиболее ранними по времени образования и более высокотемпературными являются гумбеиты. Гумбеиты образуют неширокие (до первых десятков сантиметров) околорудные зоны в гранитах. Установлена следующая схема зональности: неизменённый гранит → зона серитизации → зона калишпатизации. В процессе гумбеитизации происходил вынос Al, привнос K, Fe и CO₂.

Широко проявлена лиственитизация-березитизация пород. Она захватывает как граниты, так и метаморфические образования (гнейсы, амфиболиты). Мощность зон изменяется в широких пределах от нескольких сантимет-

ров до 1-10 м, редко более. Метасоматическая колонка изменений по гранитам и гнейсам состоит из следующих зон: неизменённый гранит (гнейс) → зона серитизации → зона карбонатизации → зона окварцевания. В процессе лиственитизации-беретизации возрастает роль Ca, K, SiO₂ и CO₂ при уменьшении Na, Mg, Fe и Al.

Аргиллизиты пользуются ограниченным распространением и не всегда ярко и полно проявлены. Они образуют зоны мощностью от 0.1-0.2 м до 1-5 м. Мощные зоны аргиллизации выполнены рыхлыми глинистыми минералами с обильной (до 10%) вкрапленностью пирита. Типичная метасоматическая колонка имеет следующее строение: неизменённый гранит → зона хлоритизации → зона серитизации → зона устойчивости глинистых минералов. Сопоставление химических анализов показывает, что в процессе аргиллизации выносятся почти все основные компоненты, кроме SiO₂ и CO₂, что весьма характерно для аргиллизации.

Автором изучался характер распределения в рудах элементов платиновой группы (ЭПГ) и их корреляция с другими рудными элементами по 28 групповым пробам из различных рудных тел Бамского золоторудного месторождения (канавы, траншеи и скважины). В аналитических лабораториях ИГиП ДВО РАН (г. Благовещенск) были выполнены следующие виды анализов:

- атомно-абсорбционный анализ на элементы платиновой группы – Os, Ir, Pt, Ru, Rh, Pd (лаборатория химического анализа, аналитик С.М. Радомский);
- атомно-абсорбционный анализ на Au и Ag (лаборатория химического анализа, аналитик С.М. Радомский);
- приближенно-количественный спектральный анализ на 52 элемента (лаборатория спектрального анализа, аналитик С.М. Некрасова).

Получены следующие результаты:

1. Из ЭПГ в значительных количествах 0.2-0.5 г/т в рудах установлены Pt (20 проб). Содержания Os (7 проб) достигают 0.02-0.024 г/т, Pd (15 проб) 0.01-0.02 г/т. Rh, Ru установлены на уровне чувствительности анализа.
2. Количества Au и Ag в проанализированных пробах изменяются в пределах 0.07-21.6 и 2-72.5 г/т соответственно.
3. Совместно с ЭПГ и золотом установлены аномальные содержания других элементов. Наиболее высоким уровнем концентрирования (по отношению к кларку для кислых пород) характеризуются Sb и Bi (КК более 1000). У Ag, Cd, Pb, Cu, Au, Hg, As коэффициент концентрации колеблется в пределах 100-1000; у Pt, а также Zn, W, Ba он изменяется от 10 до 100; «оставшиеся» ЭПГ, а также Ni, Mn, Sr, Mo, Cr, Sc, Co, Ti имеют КК 1-10.

Корреляционные связи элементов достаточно разнообразны. Учитывая небольшое количество проб, к значимой отнесена корреляционная связь, характеризующаяся коэффициентом 0.5 и более. Намечается положительная связь Pt (помимо Os и Ba) с группой халькофильных элементов, тесно коррелирующих с Ag. Это Sb, Bi, Cd, Pb, Cu, Au, Hg, Zn, Mo, As. Отрицательная

связь намечается с сидерофильными элементами: Ni, Co, P, Cr, V, Sc, Ti, а также с оксидами Fe и Na. Au тесно связано с W и, менее явно, с Mo.

Литература

1. Степанов В.А., Стриха В.Е., Черемисин А.А. и др. Бамское золоторудное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1998. 209 с.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ КИРОВСКОГО ЗОЛОТО-ВИСМУТОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ, РОССИЯ)

А.В. Мельников

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Кировское золоторудное месторождение расположено на стыке Становой складчато-блоковой и Амуро-Охотской складчатой систем, сочленение которых происходит по Монголо-Охотскому глубинному разлому [1]. Площадь месторождения сложена позднеархейскими гранитоидами, прорванными раннемеловыми интрузиями монзонитов и кварцевых диоритов. В южной части обнажаются мезозойские терригенные образования, выполняющие крупную близширотную синклинальную структуру [2, 4]. Наиболее богатые рудные тела концентрируются в местах пересечения широтных и северо-восточных нарушений. Известно более 300 рудных жил, из которых 55 разведывалось и еще меньшее количество эксплуатировалось. Глубина отработки достигала 200 м. Длина жил до 600-700 м, мощность до 1.5 м, падение крутое (60-90°) на северо-запад и юго-запад. Контакты жил обычно четкие, часты разветвления и апофизы. Рудные жилы сложены молочно-белым и серовато-белым кварцем с вкрапленностью арсенопирита, халькопирита, висмута, пирита, магнетита, сфалерита, тетрадимита, шеелита, пирротина, редко самородного висмута, блеклых руд, энargита, золота. Выделяются жилы малосульфидные и умеренно сульфидные. Из жильных минералов кроме кварца, составляющего до 98% жильной массы, отмечаются мусковит, анкерит, кальцит, турмалин, халцедон. Содержание золота в рудах крайне неравномерное, среднее – от 3 до 95.8 г/т. Характерно присутствие крупного золота в тончайших (доли миллиметра) кварцевых прожилках, а также в околорудных породах. Высокие содержания золота отмечаются в местах с висмутовой и медной минерализацией. В рудах преобладает мелкое (до 1 мм) чешуйчатое и пластинчатое золото, хотя иногда встречаются выделения до 2 мм и более. Проба золота 920-970, иногда снижается до 850. Кроме золота в рудах содержатся (%): Bi, As – 1.63, Cu – 0.9, Zn – 1.8, Pb – 2, Sb – 1.5, W – 0.42, Mo – 0.009, Sn – 0.1, Ni – 0.63, Co – 0.08, Fe – 0.007, Se – 0.001, Ag – 134 г/т. На месторождении выделено [3] шесть минеральных ассоциаций (от ранних к поздним): 1) турмалин-магнетитовая, 2) существенно кварцевая, 3) висмутино-халькопиритовая, 4) пирит-арсенопиритовая, 5) полиметаллическая, 6) антимонитовая с халцедоновидным кварцем и киноварью. Все они золотоносны,

но наиболее продуктивны висмутин-халькопиритовая и пирит-арсенопиритовая. Золото часто тонкодисперсное, величина выделений до 0.005 мм, проба 850. На месторождении проявлена зональность в околорудных метасоматитах. Метасоматическая колонка для измененных пород, вмещающих промышленные рудные тела, следующая (от жилы): 1) ортоклаз-кварц, 2) ортоклаз-кварц-кальцит-хлорит (пеннин)-эпидот, 3) кальцит-мусковит (серицит)-кварц, 4) серицит (мусковит)-кварц.

Распределение платиноидов в рудах месторождения. Анализ геохимических данных, полученных на основе инверсионно-вольтамперометрического определения (ИВА) платиноидов в сульфидизированных метасоматитах и жильных кварц-золото-сульфидных рудах Кировского месторождения (табл.), проведенного в геолого-аналитическом центре «Золото-платина» при Томском политехническом университете, показал следующее:

1. Из 30 проанализированных штучных проб содержание платины установлено в количестве от 0.13 до 1.24 г/т, в среднем 0.67 г/т. Это свидетельствует о том, что в данном месторождении все типы руд несут значительные концентрации платины.

2. Содержание палладия в этих же рудах колеблется от 0.032 до 0.29 г/т, в среднем – 0.14 г/т. Содержание Ir, Os, Ru, Rh не превышает первых сотых долей г/т (Ir – 0.007-0.044 г/т, Os – 0.006-0.03 г/т, Ru – 0.001-0.007 г/т, Rh – 0.001-0.008 г/т).

3. Прожилково-вкрапленные пирит-халькопиритовые руды характеризуются устойчиво умеренными концентрациями Pt в пределах 0.77-1.19 г/т. При этом минимальное содержание этого элемента в рудах составляет 0.77-0.89 г/т, а максимальное – 1.07-1.19 г/т. Сульфидизированные березиты по кварцевым

Содержание платиноидов в жильном кварце и околорудных метасоматитах Кировского месторождения

Типы руд и метасоматитов	Число проб	Содержание, г/т					
		Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh
Березитизированные гранодиориты	4	0.34-0.67	0.078-0.13	0.011-0.029	0.006-0.03	0.002-0.004	0.002-0.003
Березиты по кварцевым диоритам с сульфидами	5	0.13-1.24	0.044-0.18	0.008-0.022	0.009-0.016	0.003-0.007	0.001-0.005
Кварц-серицит-сульфидные метасоматиты по гранит-порфирам	6	0.022-1.16	0.065-0.15	0.007-0.023	0.009-0.021	0.002-0.005	0.002-0.004
Сульфидно-кварцевые метасоматиты по гранитам и гранит-порфирам	7	0.13-1.17	0.032-0.29	0.009-0.033	0.007-0.024	0.001-0.004	0.004-0.008
Жильный кварц с пиритом и халькопиритом	3	0.65-1.79	0.11-0.43	0.022-0.044	0.010-0.011	0.002-0.004	0.001-0.002
Прожилково-вкрапленные пирит-халькопиритовые руды	5	0.77-1.19	0.22-0.45	0.017-0.029	0.010-0.014	0.003-0.004	0.005-0.008

диоритам показали 1.24 г/т Pt и 0.18 г/т Pd, березитизированные гранодиориты – 0.67 г/т Pt и 0.13 г/т Pd, кварц-серицит-сульфидные метасоматиты по гранит-порфирам – 1.16 г/т Pt и 0.15 г/т Pd, сульфидно-кварцевые метасоматиты по гранитоидам – 1.17 г/т Pt и 0.29 г/т Pd. В жильном кварце с пирит-халькопиритовой минерализацией, выявлены аномально повышенные концентрации Pt в 1.79 г/т и Pd – 0.43 г/т.

4. Оценка среднего содержания Pt в разнообразных типах руд и метасоматитах Кировского месторождения составила 0.67 г/т (30 проб), для жильно-вкрапленных пирит-халькопиритовых руд – 0.98 г/т (5 проб), для сульфидизированных березитов по кварцевым диоритам – 0.69 г/т (5 проб), для березитизированных гранодиоритов – 0.51 г/т (4 пробы), для кварц-серицит-сульфидных метасоматитов по гранит-порфирам – 0.59 г/т (6 проб), для сульфидно-кварцевых метасоматитов по гранитоидам – 0.65 г/т (7 проб), а для жильного кварца с пирит-халькопиритовой минерализацией – 1.22 г/т (3 пробы).

5. Кировское месторождение следует рассматривать как комплексный весьма крупный объект золото-висмутовых (с серебром и платиноидами) руд.

6. Комплексное благороднометальное оруденение Кировского месторождения сходно с таковым оруденением Покровского, Буриндинского и Пионерского золоторудных месторождений.

Литература

1. Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П. и др. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск: КИП, 2000. 168 с.
2. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
3. Гуров Л.П. Золотоносные минеральные формации Кировского месторождения // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 74-92.
4. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ P3Э ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ КОРОК ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ БЕЛЯЕВСКОГО И МЕДВЕДЕВА ЯПОНСКОГО МОРЯ

П.Е. Михайлик

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Железоманганцевые образования в Японском море были подняты с подводных возвышенностей Первенца, Тарасова, Богорова, Медведева, Беляевского, Ямато и др. В прошлые годы они исследовались Л.Е. Штеренбергом и др., [2], Н.С. Скорняковой и др., [1] и многими другими. Корки сложены бёрнесситом, тодорокитом и небольшим количеством вернадита. По хими-

ческому составу эти рудные накопления характеризуются низкой концентрацией Fe, Ni, Co, Cu и высокой Mn, Mo, Sr [1,2]. Однако генезис данных корок окончательно не установлен.

Нами изучен химический состав Fe-Mn гидротермально-осадочных образований (далее Mn корки) с подводных вулканов Беляевского (Центральная котловина) и Медведева (котловина Хонсю) и получены новые данные по содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ) и иттрия, которые подтверждают гидротермальную природу рудных накоплений.

Химический состав Mn корок изучен методами ICP-AES (PLASMAQUANT-110) и ICP-MS (Agilent 7500 C).

Mn образования вулкана Беляевского представлены рудными брекчиями, а также массивными и слоистыми корками. Брекчии сложены обломками корок и микроконкрециями, сцементированными Mn окислами. В слоистых корках установлено большое количество диатомей. Марганцеворудные образования вулкана Медведева представлены брекчиями и массивными корками. Брекчии здесь сложены обломками нонтронита и пемзы, сцементированными Mn окислами.

Обычно гидротермальные Fe-Mn образования характеризуются концентрацией микроэлементов значительно меньшей, чем гидрогенные [8]. Mn корки вулканов Беляевского и Медведева свидетельствуют о высоком содержании марганца и низком железа (Mn – 42.2%; Fe – 2.42%). Небольшая концентрация малых элементов и минералов обломочной фракции – отличительная особенность гидротермальных Mn окислов островных дуг [9] и вулканов горячих точек [4]. Однако концентрация Ba в корках вулканов Беляевского и Медведева значительно выше, чем в любых известных морских гидротермальных Mn образованиях.

Низкая концентрация РЗЭ (табл.) в япономорских корках характерна и для гидротермальных Mn образований срединно океанических хребтов, задуговых спрединговых центров и горячих точек [6,8,10]. Для изученных корок характерна слабая положительная Se_{SN} аномалия (индекс SN указывает, что РЗЭ и Y нормализованы к пост-архейскому австралийскому сланцу по McLennan, 1989) и сильная Eu_{SN} , (вычисленная по $(Eu/Eu^*)_{SN} = Eu_{SN} / [(Sm_{SN} \times 0.67) + (Tb_{SN} \times 0.33)]$ по [3]).

Fe-Mn корки характеризуются как положительной, так и отрицательной Se_{SN} аномалией ($(Ce/Ce^*)_{SN} = 1.24$ (варьирующей от 0.78 до 1.59) и вычисленной как отношение $(Ce/Pr)_{SN}$ по [3]). Некоторые образцы корок (с отрицательной Se_{SN} аномалией, меньше единицы), возможно, отлагались с более высокими скоростями роста, чем гидрогенные корки, имеющие высокую положительную Se_{SN} аномалию [5, 10]. Для Mn корок вулканов Беляевского и Медведева высокие скорости роста могут быть объяснены в случае выпадения их из гидротермальных флюидов. Следовательно, Mn образования с Se_{SN} аномалией больше единицы вероятно являются гидрогенными. Однако все об-

разцы характеризуются высокой положительной Eu_{SN} аномалией, меняющейся от 1.47 до 5.72, характерной для высокотемпературных гидротермальных флюидов, а это позволяет предполагать, что температура раствора, из которого формировались корки, была около 250 °C [3, 10]. Таким образом приведенные данные свидетельствуют о вероятности образования Mn окислов из высокотемпературных флюидов.

Среднее содержание РЗЭ и Y в Mn корках вулканов Бежьевского и Медведева

Элемент	Среднее содержание	C/C ^{PAAS}
Y	10.70	0.40
La	10.24	0.27
Ce	24.55	0.31
Pr	2.22	0.25
Nd	9.92	0.29
Sm	2.23	0.40
Eu	1.26	1.16
Gd	2.80	0.60
Tb	0.37	0.48
Dy	2.34	0.50
Ho	0.50	0.50
Er	1.55	0.54
Tm	0.22	0.55
Yb	1.45	0.51
Lu	0.21	0.49

Bau и его соавторы [3] показали, что гидротермальные Mn корки характеризуются положительной Y аномалией (т.е. более высоким Y/No отношением) близкой к морской воде, в то время как гидротермальные корки показывают отрицательную Y аномалию ($Y/No < 28$), вследствие избирательной сорбции РЗЭ (III) частицами окислов железа. Образцы корок характеризуются низким Y/No отношением (20 до 25) и показывают, что марганецпоставляющие флюиды не были восстановленными до такой степени, чтобы выпадение железа происходило в достаточном количестве [10].

Приведенные выше факты свидетельствуют в пользу формирования Mn корок из гидротермальных флюидов, циркулировавших на подводных вулканах Бежьевский и Медведева.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Президиума ДВО РАН (06-I-P17-079 и 06-3-V-08-364), а также договора с ВНИИ Океангеология – № 634/2007-ДВГИ.

Литература

1. Скорнякова Н.С., Батурин Г.Н., Гурвич Е.Г. Железомарганцевые корки и конкреции Японского моря. ДАН СССР, 1987. № 293(2). С. 430-434.
2. Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И.Ф. Морфология и состав Mn корок Японского моря. Тихоокеанская геология, 1986. № 1. С. 125-128.
3. Bau M., Koscinsky A., Dulski P., Hein J.R. Comparison of the partitioning behaviors of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrothermal marine

ferromanganese crusts and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. № 60. P. 1709-1725.

4. Hein J.R., Gibbs A.K., Clague D.A., Torresan M. Hydrothermal mineralization along submarine rift zones, Hawaii. *Marine Georesources and Geotechnology*. 1996. N 14. P. 177-203.

5. Koscinsky A., Stascheit A., Bau M., Halbach P. Effect phosphatization on the geochemical and mineralogical composition of marine ferromanganese crusts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. N 61(19). P. 4079-4094.

6. Kuhn T., Bau M., Blum N., Halbach P. Origin of negative Ce anomalies in mixed hydrothermal-hydrogenetic Fe-Mn crusts from the Central Indian Ridge. *Earth and Plan. Scien. Lett.* 1998. N 163. P. 207-220.

7. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rock: Influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral.* 21. 1989. P.169-200.

8. Mills R.A., Wells D.V., Roberts. Genesis of ferromanganese crusts from the TAG hydrothermal field. *Chemical Geology*. 2001. N 176. P. 283-293.

9. Usui A. Hydrothermal manganese minerals in Leg 126 cores. *Proc. ODP. Int. Repts.* 1992. N 126. P. 113-123.

10. Usui A., Bau M., Yamazaki T. Manganese microchimneys buried in the Central Pacific pelagic sediments: evidence of intraplate water circulation, *Marine Geol.* 1997. N 141. P. 269-285.

МИНЕРАЛОГИЯ ВУЛКАНИТОВ ШКОТОВСКОГО ПЛАТО

Е.В. Нечаева, В.П. Нечаев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

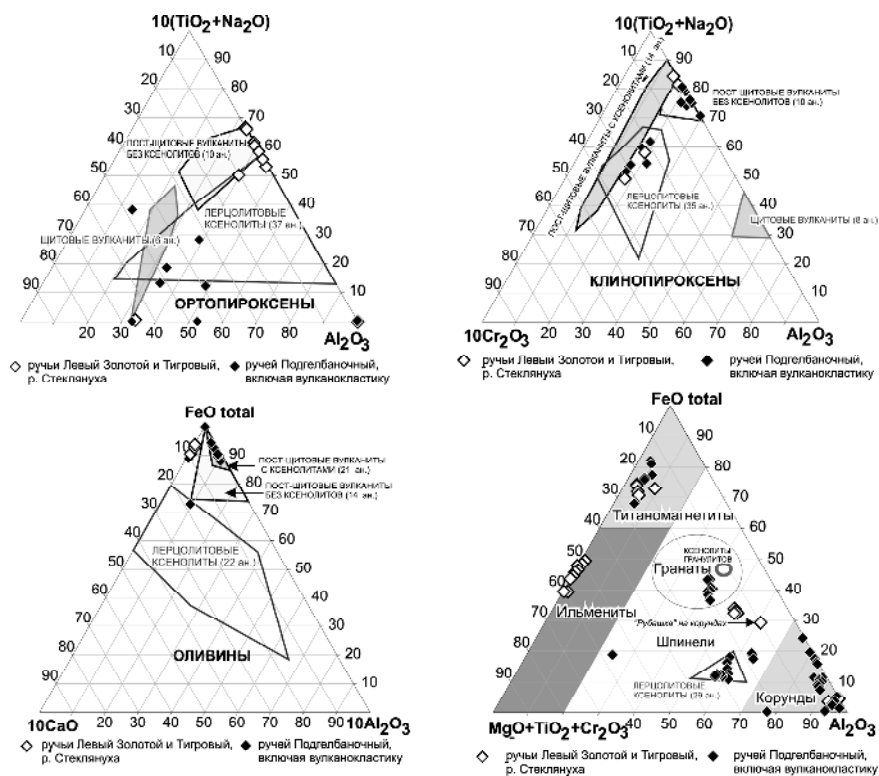
Шкотовское плато базальтов расположено на юге Приморского края. Оно сложено неоген-четвертичными базальтами. До недавнего времени состав плато описывался как несложный: в основании лежат базальты нормальной щелочности, на них залегают субщелочные и, на самом верху, щелочные базальты. Минералогия этих базальтов считалась однообразной, типичной для внутриплитного вулканизма. Проявленный в последнее время интерес к шкотовским базальтам связан с тем, что в этих, считавшихся ранее неперспективными в отношении полезных ископаемых породах, нашли такие минералы как корунд и циркон [1, 2], а сами базальты и их пирокластика применяются в качестве стройматериалов. По К-Аг датировкам и результатам маршрутных исследований [2, 3] было выявлено, что данное вулканическое сооружение имеет более сложное строение, чем предполагалось ранее. В западной и центральной частях плато на толеитовых базальтах (15-12 млн лет) основания (щитовая стадия) лежат щелочные и субщелочные базальтоиды (пост-щитовая стадия) с многочисленными лерцолитовыми включениями (10-12 млн лет), а завершают разрез высокоглиноземистые базальты нормальной и слегка повышенной щелочности, часто переполненные мегакристами

плагиоклазов и пироксенов (8-10 млн лет). Пост-щитовые породы оказались продуктивными на сапфиры и цирконы [1, 2].

Продукты размыва пород щитовой стадии в современных речных отложениях выделяются большим количеством вулканического стекла (за счет размыва гиалокластитов). В них обычны также плагиоклаз, оливин, орто- и клинопироксены, магнетит и ильменит. Характерной особенностью ассоциации является однообразие по набору минералов во всех частях плато. Этим, а также мелкообломочным характером минералов (размер зерен редко превышает 1 мм) она отличается от ассоциаций, сменяющих ее вверх по течению. В противоположность этому, в шлихах из осадков, образовавшихся при размыве базальтоидов пост-щитовой фазы, часто встречаются крупные (до 20 мм) кристаллы, а набор визуально различающихся минеральных особей меняется от места к месту. Эта их особенность хорошо подтверждается микрозондовыми анализами, фиксирующими значительные колебания составов между минералами одного вида (рис.). Среди крупных минералов-мегакристов из лерцолитовых ксенолитов хорошо выделяются ярко-зеленый хромдиопсид, бледно-зеленый оливин и грязно-зеленый ортопироксен. Вместе с анортклазом, буро-коричневым титан-авгитом, титаномagnetитом и, реже, блестяще-черной шпинелью, почти черным керсутитом, биотитом, оранжево-красным цирконом, фиолетово-синим корундом и темно-красным гранатом, они формируют образ продуктов размыва щелочных и субщелочных базальтов со множеством лерцолитовых включений, залегающих непосредственно выше лав щитовой стадии. Выше по водотокам эта ассоциация сменяется набором мегакристов из субщелочных, часто мегаплагиофировых базальтов: очень крупный плагиоклаз ряда андезин-олигоклаз, буровато-зеленый ортопироксен, титан-авгит, ильменит, магнетит, а также циркон и светло-серый корунд. Цирконы из щелочных лерцолит-содержащих вулканитов и субщелочных мегаплагиофировых базальтов мало отличаются друг от друга по составу, изученному на микрозонде ($\text{HfO}_2 = 0.5-1.5 \text{ ppm}$), и возрасту, определенному трековым методом (11-12 млн лет). В наибольшей концентрации они встречены в щелочной вулканокластике. В противоположность им, корунды заметно отличаются не только окраской, но и примесями: минералы из щелочных вулканитов заметно богаче железом, а мегаплагиофировые – титаном (рис.).

Следовательно, можно предположить, что цирконы образовались одноактно, во время формирования щелочных расплавов, и попали в более молодые расплавы как ксенолиты, тогда как корунды кристаллизовались в широком диапазоне условий. Возможно, именно благодаря этому, они в большинстве случаев характеризуются четко выраженной зональностью, отмечаемой исследователями магматических сапфиров из разных стран.

На диаграммах показаны существенные отличия минералов из разных источников: щитовых базальтов, пост-щитовых вулканитов и лерцолитов. Они также демонстрируют различие источников обломочного материала



Сравнительные диаграммы составов тяжелых минералов из вулканитов и аллювия

в ручьях Л. Золотой, Тигровый и Стеклануха, размывающих, в основном, высокоглиноземистые мегаплагиофировые вулканиты, и ручья Подгелбаночного, дренирующего небольшую постройку щелочных базальтов с обильными лерцолитовыми включениями (рис.).

Таким образом, полученные данные позволяют различать минеральные ассоциации среди продуктов разложения базальтоидов различного состава и структурного положения. Это позволяет разработать методику изучения строения базальтовых полей по продуктам их размыва.

Литература

1. Высоцкий С.В., Щека С.А., Нечаев В.П., Сорока В.П., Баркар А.В., Ханчук А.И. Первая находка сапфиров в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморского края. Доклады РАН, 387/6, 2002. С. 806-810.
2. Кихней Е.В., Нечаев В.П., Чашин А.А., Грахам И.Т. Новые находки сапфира на Шкотовском плато // Тезисы докл. региональн. конф. молодых ученых «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России». Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2006. С. 31-33.

3. Чашин А.А. , Нечаев В.П. , Кихней Е.В. , Рассказов С.В. , Грахам И.Т. Владимирова Т.П. Петрология и флюидный режим субщелочных и щелочных пород Шкотовского плато (Южное Приморье) // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Миасс, 2006. С. 278-283.

4. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Yu.A. Cenozoic Magmatism of the North-Eastern Eurasian Margin: The Role of Lithosphere Versus Asthenosphere. Journal of Petrology 2005. 46(2). P. 221-253.

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ
ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
С ОЛОВЯННОЙ И ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ
(ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КАВАЛЕРОВСКОГО
РУДНОГО РАЙОНА)**

А.А. Орехов¹, В.Г. Гоневчук¹, Т.Л. Крылова²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Европейский геологический институт РАН, г. Москва

Изучение параметров породо- и рудообразующих флюидов дает возможность охарактеризовать их способность к концентрированию и переносу тех или иных рудных компонентов, определить благоприятные условия накопления и отложения последних в процессе формирования месторождений. Уникальное свойство флюидных включений сохранять информацию о составе и условиях эволюции рудно-магматических систем позволяет использовать данные термобарогеохимических исследований для выявления условий образования пород и связанного с ними оруденения.

В качестве объекта исследований нами выбрана юго-западная часть одного из крупнейших оловорудных районов России – Кавалеровского [4]. Особенностью этой территории является пространственное совмещение оловянной и золотой минерализации. Здесь, вблизи оловянного месторождения Искра [1, 2], локализована группа рудопроявлений, эрозия которых обусловила формирование золотоносных россыпей Соболиная и Изюбриная [5]. Основными источниками питания россыпей считаются минерализованные гранитоиды штоков Западного и Восточного, локализованные в истоках рек Изюбриная и Соболиная, соответственно, и породы их экзоконтакта. Нами исследовались оловорудное месторождение Искра и медно-молибденово-золотая минерализация гранитоидных штоков Восточного и Западного – месторождение Лазурное.

Месторождение Искра сформировалось в период 72.5-61.6 млн лет и представляет касситерит-хлоритовый тип позднемелового – раннепалеогенового этапа оловянного рудообразования в Кавалеровском рудном районе (КРР). Важнейшая минералогическая особенность месторождения – присутствие оловянно-

но-медных руд, халькопирит которых обогащен золотом (до 9 г/т). Выделяется пять разновременных генераций кварца [2]. С третьей и четвертой генерациями ассоциируют профилирующие рудные минералы – касситерит и халькопирит.

Лазурное месторождение является представителем группы мезо-кайнозойских медно-порфировых месторождений Западно-Тихоокеанского пояса [3]. Минерализация (К-Ag возраст по полевому шпату 901 млн лет – массив Восточный, 90.5 – массив Западный) пространственно и генетически связана с обоими штоками (Западным – монцодиориты и Восточным – гранодиориты), представляющих разные фазы в эволюции одной магматической ассоциации.

В Западном штоке, породы повсеместно слабо изменены (биотитизация, полевошпатизация, хлоритизация). В нем преобладает минерализация в виде относительно равномерной вкрапленности халькопирита иногда с молибденитом, пиритом. Кварц здесь часто имеет слабую буровато-коричневую окраску, что может указывать на высокую температуру формирования прожилков.

В штоке Восточном минерализация в основном представлена сериями прожилков и жилами (первые десятки сантиметров) кварца с вкрапленностью халькопирита, молибденита, пирита. Кварц – визуально белый, иногда полупрозрачный.

Для определения физико-химических параметров флюидного режима при формировании месторождений Лазурное и Искра исследованы первичные флюидные включения (ФВ) в различных образцах кварца этих месторождений.

Изучение ФВ проводилось методами микротермометрии на камере «Linkam-TNMS 600» с длиннофокусным объективом 80х фирмы «Olimpus», установленном на микроскопе, оснащенный видеокамерой. Точность измерений составляет ± 0.20 в интервале температур от -60 до 600 °C и ± 1.50 за пределами этого интервала. Концентрация растворов определялась для двухфазных включений – по температурам плавления льда по данным [6], для включений с твердыми фазами – с помощью программы FLINCOR [7]. Также, в упомянутой выше программе рассчитаны давление и плотность флюидов.

Фазовый состав ФВ, обнаруженных в изученных образцах, весьма разнообразен. В кварце присутствуют: 1) трехфазные ФВ, содержащие газ, раствор и изотропную твердую фазу (тип I); 2) многофазные ФВ, содержащие газ, раствор, изотропную, анизотропную и непрозрачную, по-видимому, рудную твердые фазы (тип II); 3) газовые или существенно газовые с пленкой раствора по стенкам вакуолей (тип III); 4) двухфазные, содержащие газ и раствор (тип IV).

Проведенные исследования показывают, что условия минералообразования на месторождении Лазурное (штоки Западный и Восточный) обладают значительным сходством. Кварц содержит флюидные включения, близкие по фазовому составу. Главной общей чертой флюидов является гетерогенность минералообразующей среды, т.е. сосуществование водно-солевых растворов, в основном, Na-Ca-Mg-хлоридного состава и малоплотных водно-газовых флюидов. Вероятно, подобная система существовала в ранний пери-

од формирования вкрапленной минерализации и сменялась обычными гидротермальными растворами в ходе формирования прожилково-жильной минерализации месторождения. Обычно такие условия характерны для месторождений порфирового типа, формирующихся в определенной временной и территориальной близости с магматическим очагом.

Месторождение Искра, сформировавшееся при температурах 290-140 °С из гомогенных флюидов существенно Na-хлоридного состава, имевших умеренную и низкую соленость, является типичным месторождением гидротермального типа [2].

Литература

1. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М., Лебедев В.А., Орехов А.А. Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия) // Тихоокеанская геология, 2005. № 6. С. 77-88.
2. Кокорин А.М., Гвоздев В.И., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Коростелев П.Г., Семеняк Б.И. Месторождение Искра – новый объект Кавалеровского оловянного района (геология, состав руд, генезис) // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 226-247.
3. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. Москва: Недра, 1986. 236 с.
4. Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Анахов В.В. и др. // Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. 252 с.
5. Юшманов Ю.П. Золото-медно-порфировые магматогенно-рудные системы Соболиного рудного узла в Центральном Сихотэ-Алине // Геология и горное дело в Приморье: Тез. докл. конф. Владивосток, 2000. С. 102-103.
6. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano-Siena, 1994. P. 117-130.
7. Brown P.E. FLINCOR: «FLINCOR»: A Microcomputer Program for the Reduction and Investigation of Fluid Inclusion Data. Am. Mineral., 1989. V. 74. P. 1390.

СОСТАВ БЛЕКЛЫХ РУД СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХОЯНЬЯ

Н.В. Тихонова

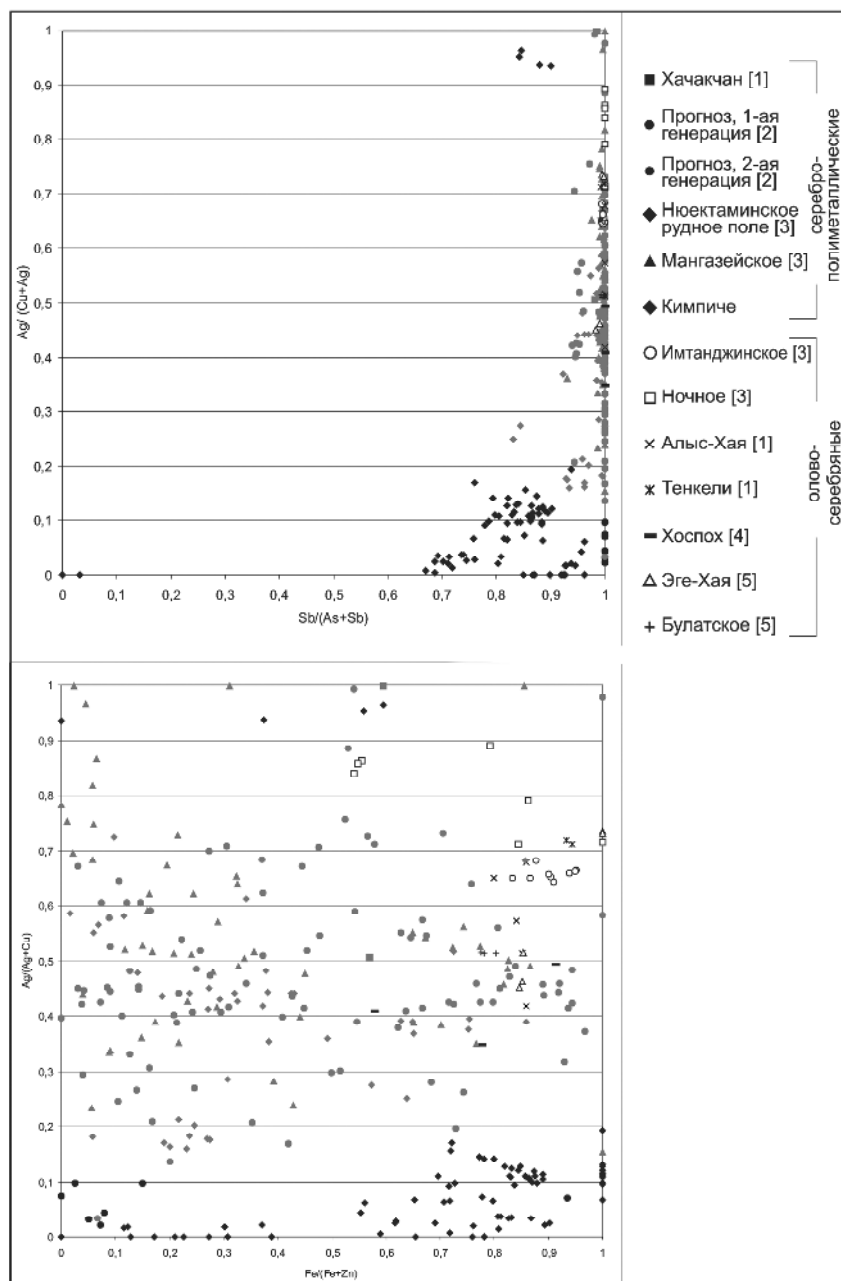
ФГУП «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов», г. Москва

Блеклые руды давно привлекают внимание исследователей в отношении возможности их использования в качестве индикаторов физико-химических условий рудоотложения и рудноформационных критериев в силу их широкого распространения на гидротермальных месторождениях различной формационной принадлежности, а также высокой изоморфной емкостью этих минералов.

Нами были рассмотрены данные о составе блеклых руд из основных серебряных месторождений и рудопроявлений Верхоянья. Блеклые руды в этих месторождениях являются одним из главных, а в некоторых – главным минералом-концентратом серебра. На рассмотренных месторождениях преобладают сурьмяные блеклые руды, заметно реже встречаются сурьмяно-мышьяковистые, с примесью As от 2.0 до 10.6 мас. % (Кимпиче). Концентрации серебра варьируют от 0 до 53.4 мас. %. Наиболее распространены блеклые руды с содержанием серебра 13-30 мас. %. Самые высокосеребристые блеклые руды (с содержанием серебра более 50 мас. %) отмечены на месторождениях Мангазейское, Кимпиче, Хачакчан. Блеклые руды с минимальным содержанием серебра также характерны для месторождения Кимпиче. Невысоки содержания серебра в блеклых рудах первой генерации месторождения Прогноз.

Серебряные месторождения Верхоянья относятся к двум рудноформационным типам: олово-серебряному (Имтанджинское, Эге-Хая, Булатское, Тенкели, Хоспох, Алыс-Хая) и серебро-полиметаллическому (Прогноз, Мангазейское, Ньюектаминское рудное поле, Хачакчан, Ночное). На диаграмме $Ag/(Ag+Cu)-Fe/(Fe+Zn)$ блеклые руды месторождений олово-серебряной формации группируются в единое поле (рис.) и представлены, главным образом, Ag-Fe тетраэдритами, фрейбергитами с содержаниями серебра 13-37 мас. %, железа 4-6 мас. %. Содержания мышьяка не превышают 0.5 мас. %. Блеклые руды месторождений серебро-полиметаллической формации на этой же диаграмме образуют более широкое поле (рис.). Они представлены Ag тетраэдритами, фрейбергитами, иногда теннатит-тетраэдритами (Ньюектаминское рудное поле, частично Прогноз, Мангазейское). Наиболее распространены блеклые руды с содержаниями серебра от 15 до 30 мас. %. Среди цинковых разностей диапазон серебристости блеклых руд расширяется от первых до 35 мас. %, в то время как среди железистых разновидностей этот диапазон сокращается до 18-25 мас. %. В серебро-полиметаллических месторождениях выделяются фрейбергиты с максимальными содержаниями серебра (около и более 50 мас. %), представленные как цинковыми (Мангазейское), так и железистыми (Прогноз) разностями. Отмечаются и высокосеребристые фрейбергиты с примерно равным соотношением цинка и железа (Прогноз, Хачакчан, Ночное, Мангазейское). Наблюдается тенденция уменьшения содержания серебра в блеклых рудах при содержании мышьяка более 1 мас. %. Различия в составе блеклых руд различных формаций отражаются и в наличии примесей: они практически не содержатся в олово-серебряных месторождениях, тогда как на серебро-полиметаллических месторождениях, в блеклых рудах отмечаются примеси ртути до 2.3 мас. % (Кимпиче, Хачакчан, Ньюектаминское рудное поле), олова до 4.5% (Мангазейское, Прогноз), висмута до 1.4% (Прогноз).

Состав блеклых руд месторождения Кимпиче не укладывается ни в одну из описанных групп, образуя обособленное поле на обеих диаграммах. Они характеризуются существенно повышенными содержаниями мышьяка



Состав блеклых руд месторождений Верхоянской сереброносной провинции. В скобках указаны источники учтенных на диаграмме анализов.

(1.5-10.6 мас. %), вплоть до теннантитов и невысоком содержании серебра (0-8.5 мас. %), за исключением единичных образцов. Большая часть блеклых руд представлена железистыми разностями с содержаниями железа 4-6 мас. %, однако, представлены и разновидности с преобладанием цинка над железом, вплоть до чисто цинковых.

Литература

1. Амузинский В.А., Андрианов Н.Г., Жданов Ю.Я. Минералогия серебряных руд Аллара-Сахского поля // Серебряное оруденение Якутии. Изд-во СО РАН. Якутский научный центр. Якутск, 1999.
2. Гамянин Г.Н., Алпатов В.В., Бортников Н.С., Аникина Е.Ю. Геолого-вещественная характеристика и генетические особенности серебро-полиметаллического месторождения Прогноз. Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002.
3. Костин А.В. Западно-Верхоянская серебрянорудная провинция. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Якутск. Я., 2000.
4. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды. М.: Наука, 1983.
5. Яковлев Я.В., Соловьев Л.И. Серебряное оруденение в Южно-Янских месторождениях Восточной Якутии // Серебряное оруденение Якутии. Изд-во СО РАН. Якутский научный центр. Якутск, 1999.

О СТРУКТУРНОЙ ОРИЕНТИРОВКЕ ВКЛЮЧЕНИЙ ГРАНАТА В ЯКУТСКИХ АЛМАЗАХ

С.С. Угапьева

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск*

Исследование включений минералов в алмазах дает огромную информацию о вещественном составе и процессах, происходивших в среде их кристаллизации.

Методом рентгеноструктурного анализа, позволяющего получить более подробные данные относительно критериев сингенетичности минеральных включений, механизма их внедрения, закономерностях сростаний с алмазом-хозяином, а также происхождении последнего, изучены включения граната в алмазах.

Исследование проводилось на рентгеновской установке – УРС 0.3. Для изучения ориентировки минерала-узника в алмазе использовалась рентгеновская монокристаллическая камера РКП-А, Fe, Cu – излучение. Экспозиция съемок составляла 3-6 ч. в зависимости от размера включения. По серии лауэ – пятен от включения и алмаза строилась совмещенная стереографическая проекция. Анализ такой проекции позволяет установить наличие совпадающих элементов симметрии и тем самым определить взаимную ориентировку алмаза и включенного в него граната.

Полученные данные аналогичны результатам исследований [1, 2], которые проводились на образцах из россыпей Урала. В якутских алмазах с включениями граната также установлены структурно-геометрические и морфологические особенности, свидетельствующие об их закономерном сростании: 1) направлениями и плоскостями сростания как у алмаза, так и у

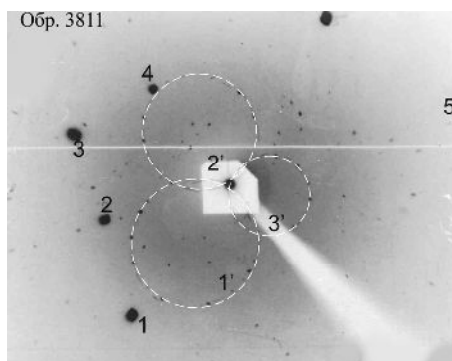
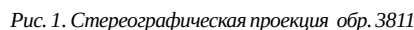


Рис. 2. Лауэграммa обр. 3811. Мелкие пятна – отражения граната, крупные – алмаза. Зональные кривые граната выделены белой прерывистой линией

«минерала-узника» являются наиболее важные в морфологическом и структурном отношении ребра и грани; 2) нетипичная форма включений связана с воздействием активной «основы», т.е. по размеру «алмаз-хозяин» намного больше «минерала-узника», что свидетельствует о превышающей величине скорости роста алмаза. Закономерное срастание алмаза с включением является признаком их одновременного роста. Таким образом, полученные результаты еще раз подтверждают сингенетичность граната с алмазом.

Литература

1. Франк-Каменецкий В.А. Природа структурных примесей в минералах. Изд. ЛГУ, 1964. 239 с.
2. Футергендлер С.И., Франк-Каменецкий В.А. Об эпитактической природе некоторых включений в алмазах // Рентгенография минерального сырья, 1964. № 4. С. 97-107.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

М.И. Фомина

*Северо-Восточный Комплексный научно-исследовательский институт
ДВО РАН, Магадан*

Золото-теллуридно-висмутовые рудные проявления давно известны на территории Северо-Востока. Они связаны с мезозойскими рудно-магматическими структурами и по своим параметрам не представляют промышленного интереса. За последние годы на Северо-Востоке были обнаружены проявления золото-теллуридной минерализации в архейских породах кристаллического фундамента, сопоставимые по геологической ситуации и минералого-геохимическим особенностям с крупнейшими месторождениями мира. На примере Джугаджакского и Ноддинского рудных полей рассмотрены: характеристики участков и обоснована возможность отнесения их к одному формационному типу. Для характеристики геологической позиции и возраста оруденения использованы материалы других авторов. Ниже приведены данные сравнительного анализа двух рудопроявлений (в дальнейшем для краткости, рудопроявления будут называться Джугаджак и Нодди).

Первым принципиальным отличием являются рудовмещающие породы, в которых локализуются золотоносные кварцевые жилы. На Джугаджаке – это плагиоклаз-амфиболовые, на Нодди – кварц-калишпатовые породы. Вместе с тем на обоих сравниваемых рудопроявлениях отмечается присутствие железистых кварцитов (на Нодди они встречаются чаще).

Рудопроявления находятся в экзоконтактах крупных раннепалеозойских plutонов: Джугаджак – Абкитского, Нодди – Коаргычанского и Анмандыканского.

Контрастные отличия проявлены и во вторичной минерализации вмещающих толщ – это связано с тем, что на Джугаджаке проявлен региональный, а на Нодди – контактовый метаморфизм.

На территории участков развиты метасоматические изменения, характерными являются кварц-хлоритовые преобразования и «красная» гранитизация. Кроме того на Нодди зафиксирована также «серая» гранитизация, амфиболитизация и слабая эпидотизация. На Джугаджаке картина несколько иная. Эпидотизации подвержены все породы, а в кварц-хлорит-эпидотовых метасоматитах (в эпидоте) отмечаются субмикроскопические включения золота.

Еще одной отличительной особенностью участков является разная морфология рудных тел. Для Джугаджака характерны крутопадающие линзовидные жилы. На Нодди, кроме крутопадающих, золотоносными являются также и пологие жилы с полисульфидным оруденением.

Рудопроявления отличаются количеством продуктивных стадий минералообразования, что подтверждено Rb-Sr датировками. На Джугаджаке их установлено три. Они формировались в интервале времени от среднего рифея до середины девона. По минералогическим данным нами пока выявлено только две стадии. На Нодди выделен один продуктивный этап, который по возрасту сопоставим с поздней стадией Джугаджака. Данные по этой (девонской) стадии оруденения согласно В.К. Политову, С.Ф. Стружкову и др. имеют небольшой разброс в определениях (Джугаджак – 353 ± 15 млн л., Нодди – 325 ± 15 млн л.).

Главное отличие в оруденении заключается в том, что на Джугаджаке среди жильных присутствует хлорит, эпидот и гидрослюда, среди рудных петцит, тетрадимит, теллуrowисмутит и арсенопирит, которых нет на Нодди. В свою очередь на Нодди – соответственно присутствуют кпш, флюорит и молибденит, которых нет на Джугаджаке. По минералогическим характеристикам на Джугаджаке выделено три стадии золотого оруденения [2]:

- золото первой стадии формировалось в рифейских плагиоклаз-амфиболовых породах в виде субмикроскопической вкрапленности. Однако в шлиховых ореолах встречены более крупные его частицы с типоморфной структурой «древнего золота»;

- золото второй стадии связано с кварц-хлоритовыми жилами и тесно ассоциирует с теллуридами висмута, серебра и золота;

- золото третьей стадии выделено условно по результатам анализа шлихов, где в ассоциации с золотом обнаружено самородное серебро. В рудах подобная ассоциация пока не установлена.

Оруденение последней стадии предположительно сформировалось в период мезозойской активизации.

На Нодди выделено также три стадии, из которых первые две отнесены к девону:

- золото ранней стадии представлено включениями в раннем халькопирит-

те, который импрегнирует во вмещающие породы;

– золото второй стадии связано с кварц-полисульфидными и кварц-флюоритовыми жилами, образуя сростания с гесситом, халькопиритом, галенитом и пиритом;

– третья стадия выделена условно по результатам минералогического изучения протолок и шлиховых проб (в ассоциации с золотом обнаружено самородное серебро). Как и на Джугаджаке, мы связываем условно выделенную стадию с мезозойской активизацией.

В геохимическом плане рудопроявления обладают сходством по низким концентрациям в рудах Sb и As, что отличает их от мезозойских золото-редкометалльных проявлений. В тоже время, Джугаджак отличается от Нодди наличием в рудах Bi, а Нодди от Джугаджака – присутствием Mo.

Завершая сравнительный обзор геологических и минералогических особенностей Нодди и Джугаджака, можно отметить, что объекты имеют сходство в геологическом строении, однако по ряду минералогических признаков их нельзя отнести к одному рудно-формационному типу. Оруденение на Джугаджаке по своим параметрам ближе к золото-редкометалльной формации, связанной с древними толщами. Об этом свидетельствует высокая пробность самородного золота 880-970; Au-Cu-Fe, Au-Ag-Te-Bi геохимическая специализация руд с пониженной ролью Sb и As; эпидот-хлорит-гематит-гидрослюдистая фация метасоматитов и присутствие в зальбандах жил эпидота. Оруденение Нодди – ближе к мезотермальной золото-кварцевой формации – поскольку в нем убогое количество теллурсодержащих парагенезисов, отсутствие характерных висмутовых минералов в рудах, относительная сближенность во времени стадий (этапы) минералообразования и связь с молибденовой минерализацией, проявленных контактовых метаморфических преобразований.

Литература

1. Н.Е. Савва, П.Ю. Рожков, М.И. Фомина Особенности палеозойского золото-редкометалльного оруденения на примере рудопроявления Джугаджак // Материалы научно-практической конференции «Проблемы технологии производственного процесса, методологии учебного процесса, геологии, экологии и горного дела». Магадан: МФХГТУ, 1997. 96-98 с.

2. М.И. Фомина, Н.Е. Савва О трех разновидностях самородного золота в россыпях Омолонского срединного массива // Геология и минерагения Северо-Востока Азии. Тез. докл. X сессии СВО МО РАН. Магадан, 16-17 ноября 1999 г. СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 71-72с.

НАНОТРУБКИ И НАНОСФЕРОИДЫ ПРИРОДНОЙ АМАЛЬГАМЫ ЗОЛОТА КАК СВИДЕТЕЛЬСТВА ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ

Е.И. Медведев, Н.Н. Барин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В последнее время в геологической литературе заметно выросло число работ, посвященных наноминералогии золота [1, 3]. При широком охвате проблемы в целом, нельзя не отметить отсутствие в них сведений о находках наноразмерных золотых трубок. Восполнить эти пробелы помогают результаты изучения в ультрамалом масштабе каменного материала, отобранного из делювиальных отложений Фадеевского рудно-россыпного узла, расположенного на границе Ханкайского и Лаоелин-Гродековского террейнов [7].

Исследования поверхности зерен ильменита с применением сканирующего электронного микроскопа EVO-50XVP, оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCA, позволили выявить примазки наноразмерных обособлений золота (рис. 1а, б). Доминирующую роль в их кристаллизации играет пленка толщиной 300-500 нм. Ее состав характеризуется присутствием (масс. %): Au – 85.3, Hg – 5.0, C – 3.8, N – 1.8.

При более детальном рассмотрении нанопленок (рис. 2а, б) фиксируется их переход к более гибким структурам в виде нанотрубок диаметром 100-200 нм при длине 2-4 мкм. Интерпретация данных о химизме золотых наноматериалов приводит к выводу, что по мере удаления от минеральной матрицы в составе нанотрубки растет доля углерода (от 3.8 до 7.1 масс. %), соответственно уменьшается количество Hg (от 5.05 до 3.9 масс. %) и исчезает N. Неоднородности в составе золотых трубок являются следствием их кристаллизации из газовой фазы [5].

Помимо нанотрубок, на поверхности пленки отмечены сфероидальные образования размерами менее 100 нм (рис. 2б). Сравнительно с нанотрубками, в сфероидах заметно выше доля Au (94 масс. %), отсутствуют углерод

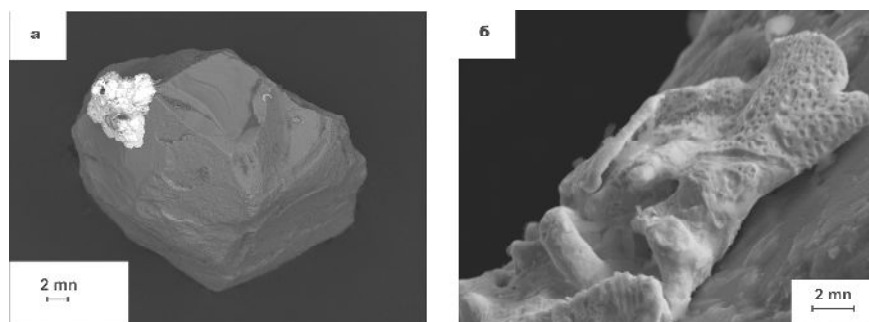


Рис.1. Примазки аурамальгамы (светлое) на ильмените (темное)

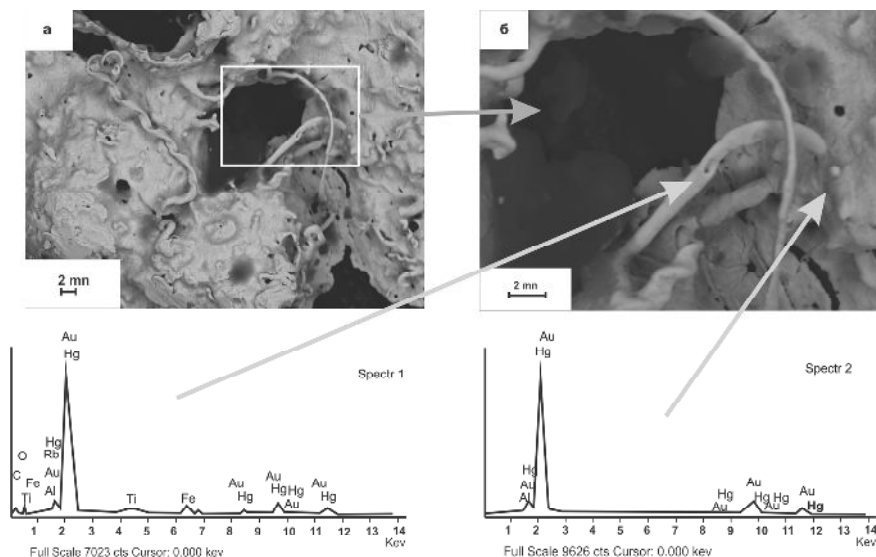


Рис. 2. Увеличенные изображения нанотрубок и наносфероидов аурамальгамы и их энергодисперсионные спектры.

и азот. Нельзя не отметить тождественность в составе этих сфероидов с изученными ранее наночастицами ртутистого золота в ассоциации с киноварью [2]. В сущности, состав нанотрубок и наносфероидов близок к составу «сухих» металлоносных флюидов глубинного происхождения.

По представлениям многих исследователей [1, 6], ртутистое золото и киноварь связаны с глубинными флюидными потоками. Наиболее вероятными местами их движения являются легкопроницаемые зоны глубинных разломов, в том числе и скрытых, выраженных нечетко оконтуренными зонами тектоно-магматической активизации. Н.А. Озерова [4] отмечает приуроченность Hg – содержащих флюидов к разрывам планетарного масштаба, в которых ртуть ассоциирует с «мантийным» гелием. По-видимому, по участкам проявления аурамальгамы можно распознавать разломы глубинного заложения. В пределах этих структур часто выделяются ассоциации с киноварью, самородными металлами и интерметаллидами [2].

Вероятно, находки наночастиц природной амальгамы золота можно рассматривать, как свидетельство флюидной дегазации Земли, проявляющейся в процессе тектоно-магматической активизации в осадочном чехле окраин Ханкайского террейна.

Работа выполнена при поддержке проекта ДВО РАН № 06-III-B-08-363.

Литература

1. Моисеенко В.Г. Вопросы наногеохимии золота // Наногеохимия золота Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 6-30.
2. Молчанов В.П., Плюснина Л.П., Медведев Е.И., и др. Об участии углеродистых метасоматитов в формировании россыпей Фадеевского узла (Приморье) // Дегазация земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и их парагенезисы М.: ГЕОС, 2008. С. 321-324.
3. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества. Под ред. Юшкина Н.П., Асхабова А.М., Ракина В.И. С.-Пб.: Наука, 2005. 214 с.
4. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное образование. М.: Наука, 1986. 155 с.
5. Паддефет Р. Химия золота. М.: Мир, 1982. 264 с.
6. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.
7. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Бялобжеский С.Г. и др. // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2007. Т. 1. 339 с.

Секция 4
Петрология магматических и метаморфических комплексов
Дальнего Востока России

Руководитель: д.г.-м.н. С.А. Щека (ДВГИ ДВО РАН)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ ГАББРОИДОВ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

М. Г. Волкова, С. А. Татарников

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Интрузивные образования основного и ультраосновного состава широко распространены в южном обрамлении фундамента Сибирской платформы и отражают эволюцию постколлизиионной стадии развития региона. Для Малоосиновского перидотит-пироксенит-габброноритового массива, как эталонотипа габброидных ассоциаций Южного Прибайкалья, получены детальные петролого-изотопно-геохимические характеристики, позволяющие судить о составе мантийного источника габброидов.

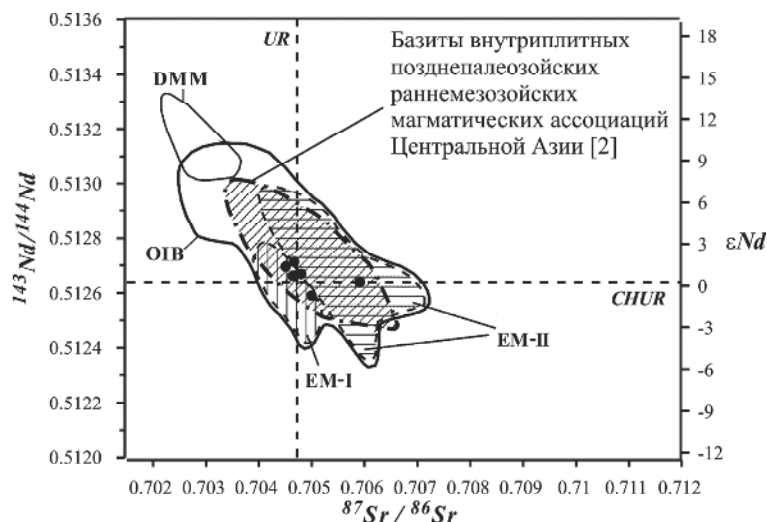
Малоосиновский массив внедрился в толщу метаморфизованных пород Слюдянского кристаллического комплекса, возраст метаморфизма которого считается нижнеордовикским. По петрохимическим характеристикам вся серия пород образует неразрывный тренд дифференциации. Геохимически эти породы отличаются высокими концентрациями Sr, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf и P3Э.

Изотопный состав Nd и Sr измерялся на масс-спектрометре Finnigan MAT262. Точность измерения контролировалась международными стандартными образцами NBS-987 для Sr и JNd-1 для Nd.

Измеренные изотопные составы Nd и Sr габброидов Малоосиновского массива представлены на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис.). С целью определения вероятного мантийного источника габброидов, полученные данные были пересчитаны на возраст их формирования (340 млн лет), определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. Результаты представлены совместно с изотопными составами базальтов в современных изотопно-геохимических мантийных резервуарах.

Составы габброидов попадают в поле изотопных составов базальтов океанических островов (ОИВ) и обладают изотопно-геохимическими параметрами, типичными для обогащенного мантийного источника типа ЕМ-I и ЕМ-II. Такими же характеристиками обладают базиты внутриплитных позднепалеозойских-раннемезозойских магматических ассоциаций.

Согласно исследованиям В. В. Ярмолюка с соавторами [2, 3], внутриплитный магматизм Центральной Азии был связан с мантийными источниками типа PREMA, ЕМ-I и ЕМ-II, то есть изотопные составы продуктов этого магматизма в основном отвечают обогащенной мантии разного типа. Среди них ведущую роль играла мантия типа ЕМ-II, смешанная с источником PREMA.



Изотопные составы Nd и Sr постколлизийных габброидов Малоосиновского массива (•). OIB – поля базальтов океанических островов; DMM, EM-I, EM-II – поля мантийных источников. Линии указывают на поля базальтов с изотопно-геохимическими характеристиками, типичными для определенных мантийных источников: EM-I – базальты островов Китового хребта; EM-II – базальты островов Кергелен и Самоа. Поля нанесены по [4]. Изотопные соотношения в CHUR (однородный хондритовый резервуар) для Nd и в UR (однородный резервуар) для Sr по [1].

По полученным изотопным Sr-Nd характеристикам невозможно с точностью определить тип мантийного резервуара габброидов Малоосиновского массива. Следует лишь отметить, что источником исследованных пород могло служить вещество обогащенной мантии типа EM-I, а расположение части точек изотопных составов габброидов в поле мантийного источника EM-II обусловлено контаминацией вмещающих пород, в результате которой происходило заражение Sr.

Литература

1. Фор Г. Основы изотопной геологии / Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
2. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного магматизма) // Доклады РАН, 2000. Т. 375. № 4. С. 525-530.
3. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплум в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000. № 5. С. 3-29.
4. Zindler A., Hart S.R. Geochemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493-571.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Е.В. Саранина

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Начальное изотопное отношение стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ характеризует состав магматического расплава в момент кристаллизации и служит важной геохимической характеристикой мантийного или корового источника, из которого образовалась выплавка. После кристаллизации первичное изотопное отношение меняется в связи с добавлением ^{87}Sr за счет радиоактивного распада ^{87}Rb в соответствии с законом Резерфорда-Содди. Если имеется существенное различие $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в минеральных фазах и основной массе, можно определить время кристаллизации породы по изохронной модели.

В последние годы опубликован большой объем данных по изотопным отношениям пород вулканических комплексов юга Сибири и Дальнего Востока, включая $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ [1 и др.]. На диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нередко обнаруживаются тренды, субпараллельные оси абсцисс [7]. Между тем, Rb-Sr-изотопная система чувствительна к пост-магматическим изменениям и процессам выветривания пород, поэтому такой тренд может быть связан с вторичными изменениями пород. Из-за включения в выборку пород, подвергшихся выветриванию, изохронное датирование по валовым составам может дать снижение кажущегося возраста на 20% [4]. ^{87}Sr выносятся из калийсодержащих минералов (биотита) и перемещается в кальциевые минералы (плагиоклаз и апатит). Поэтому важнейшим требованием к исследованиям изотопного состава образцов, является отсутствие их вторичных изменений. Для исследований возможного влияния этого фактора автором выполнены сравнительные исследования изотопного состава стронция с применением кислотной обработки в вулканических породах Дальнего Востока и Киргизии.

Изотопный состав проб измерялся сначала без предварительной кислотной обработки по принятой стандартной методике. Параллельно эти же пробы помещались на 24 часа в 0.75 М раствор соляной кислоты с дальнейшим ее удалением многократной промывкой ультрачистой водой из системы Elix-3 Millipore (Франция). Измерения проводились на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 (оператор Н.Н. Фефелов).

На Дальнем Востоке для исследований отобраны образцы с искаженным возрастом, измеренным методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Эти искажения были обусловлены вторичными изменениями пород. В коллекции образцов из разреза раннемеловых вулканитов м. Марии (п-ов Шмидта, о. Сахалин) потери при прокаливании составляют от 2.5 до 10.0 мас. % и снижаются в раннекайнозойских экструзиях до 1 мас. %. Часть пород обогащена натрием, что связано с процессами спилитизации [2, 3]. Измерения одиннадцати образцов показали сла-

бое систематическое снижение изотопных отношений в пробах, подвергавшихся обработке. Максимальное смещение на 0.000208 (от 0.704063 ± 0.000013 до 0.703855 ± 0.000011) обнаружено при обработке обр. ШМ-03-22, относящегося к высококалийной известково-щелочной серии (пакет 2). Выше по разрезу, в породах умеренно калиевой известково-щелочной и низкокалиевой толеитовой серий (пакет 3) изотопный состав сместился в среднем на 0.00002 , что близко к погрешности измерений. Например, для обр. ШМ-03-31 измерено смещение от 0.703996 ± 0.000018 до 0.703973 ± 0.000009 . Изотопный состав пород, обогащенных калием, обнаруживает более существенное влияние процессов вторичных изменений - на порядок больше, чем изотопный состав низкокалиевых пород. Подобные измерения с применением предварительной кислотной обработки в образцах, драгированных со дна Японского моря, не обнаружили заметного смещения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [5].

В Киргизии определен химический состав вулканических и субвулканических пород трех территорий: северного склона хр. Тянь-Шань на побережье оз. Иссык-Куль (районы Учкудук, Тоссор и Торайгыр), южного склона хребта (южной пограничной территории Киргизии) западнее Таласо-Ферганского разлома (район Таш-Кумыр) и восточнее его (районы Кыргызсай, Койбын, Алакуль и Туюн). Породы районов Торайгыр и Таш-Кумыр характеризуются высокими потерями при прокаливании – от 4.9 до 8.7 мас. %. В породах района Койбын они снижаются до интервала 2.8–3.9 мас. %. Породы других территорий дают сравнительно низкие потери при прокаливании – преимущественно в интервале 0.5–2.4 мас. % [6]. Изотопный состав стронция определен без предварительной кислотной обработки в 18 образцах пород с побережья оз. Иссык-Куль. Получен спектр $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ с минимальным значением 0.703735 ± 0.000009 в обр. 152Ж из района Учкудук и максимальным – 0.706591 ± 0.000017 в обр. 158А из района Тоссор. Подобный широкий диапазон изотопного состава стронция был измерен для вулканических пород из впадины Туюн [7].

В изученной серии образцов имеется отчетливая корреляция изотопного состава стронция с потерями при прокаливании. Породы из района Торайгыр характеризуются повышенным $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в интервале 0.705954–0.706418 при высоких потерях при прокаливании. Измерения с применением кислотной обработки дали узкий диапазон более низких значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ для образцов Учкудук (0.703443–0.703483) и Торайгыр (0.705137–0.705296). Для образца из района Тоссор измерено отношение 0.706066 ± 0.000009 . Максимальное смещение изотопного состава достигает 0.0028.

В результате исследования установлено систематическое завышение начальных изотопных отношений стронция в вулканических породах в связи с их вторичными изменениями. В низкощелочных породах это влияние минимально и находится в пределах погрешности измерений, а в породах, обогащенных щелочами, вносит существенное искажение в изотопную систему.

Данные, полученные по измененным образцам без предварительной кислотной обработки, нельзя интерпретировать в качестве геохимических показателей магматических источников.

Работа выполнена по интеграционным проектам СО РАН 7.10.3/2006, 88/2006, ДВО РАН 06-1-П16-065 и гранту Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
2. Рассказов С.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И., Ясныгина Т.А. Геохимическая эволюция позднеэоцен-олигоценового магматизма п-ова Шмидта, Северный Сахалин // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 3. С. 317-329.
3. Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Малиновский А.И., Чашин А.А. Раннемеловые вулканы и раннекайнозойские экструзии м. Марии на п-ве Шмидта, Северный Сахалин: геохимические исследования // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 3. С. 75-88.
4. Geyh M.A., Schleicher H. Absolute age determination. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1990. 503 p.
5. Kaneoka I., Notsu K., Takigami Y. et al. Constraints on the evolution of the Japan Sea based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Sr isotopic ratios for volcanic rocks of the Yamato Seamount Chain in the Japan sea // EPSL. 1990. V. 97. P. 211-225.
6. Mikollaichuk A.V., Simonov V.A. Cretaceous-Paleogene basalts of the Tian Shan // www.mantleplumes.org
7. Sobel E.R., Arnaud N. Cretaceous – Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume. Lithos. 2000. V. 50. P. 191-215.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ БАЗАНИТОВОГО РАСПЛАВА (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ, СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА)

Т.Ю. Тимина

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Проявления мезозойского и кайнозойского щелочно-базальтоидного вулканизма широко распространены в Центрально-Азиатской складчатой области, включающей южные территории Сибири, в том числе и Хакасию, где расположены многочисленные вулканические трубки с глубинными ксенолитами. Эти образования связаны с этапом новейшей тектономагматической активизации региона, которая наиболее интенсивно развивалась в течение кайнозойского времени, но ее первые признаки локально фиксируются уже в конце мезозоя. В пределах Северо-Минусинской впадины условно можно выделить две группы трубок взрыва базанитов, в которых сконцентрировано более

20 вулканических и вулкано-плутонических тел: южную (трубки Белё, Красноозерская, Джирим, Чебалдак, Тергешская, Точильная) и северную (Конгаровская, Три Брата, Сестра, Ужур, Ботиха и др). Согласно недавним $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датировкам, возраст для базальтов трубок взрыва составляет интервал от 74 до 81 млн [1]. В данной работе представлены результаты исследования базанитов из трех трубок взрыва: Тергешская, Красноозерская и Конгаровская.

Минералогия и петрография базанитов

Породы, слагающие Тергешскую, Конгаровскую и Красноозерскую трубки, относятся к щелочным базальтам базанитового типа. Их щелочной характер отражается в нефелин-нормативном составе (до 10% нефелина) и отсутствии модалного и нормативного ортопироксена. Фенокристы представлены оливином (Fo_{80-71}), реже клинопироксеном (Ti-авгитом). Основная масса состоит из оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза, Ti-магнетита, F-апатита, ильменита и стекла. В трубке Тергешская встречаются стекловатые и голокристаллические разновидности базанитов. В голокристаллических базанитах выявляется присутствие калишпата.

В качестве вкрапленников базаниты трубки Красноозерская содержат оливин (Fo_{75-71}), зональный клинопироксен, и реже плагиоклаз (An_{62-58}). Состав центральных зон некоторых крупных вкрапленников клинопироксена соответствует диопсиду ($\text{Mg\#} = 0.87-0.90$) с относительно высокими содержаниями Cr_2O_3 (0.6-0.8 мас. %). Краевые зоны фенокристов клинопироксена по составу отвечают Ti-авгитам. Основная масса представлена микрофенокристами оливина (Fo_{74-65}), клинопироксена (Ti-авгита), плагиоклаза (An_{60-55}) и Ti-магнетита.

Фенокристы в базанитах трубки Конгаровская представлены оливином (Fo_{84-72}), изредка встречаются зональные вкрапленники клинопироксена. Состав центральных зон наиболее крупных вкрапленников клинопироксена отвечает Cr-диопсидам ($\text{Mg\#} = 0.80-0.91$, Cr_2O_3 – до 1.2 мас.%). Внешняя зона фенокристов относится к высокоглиноземистым Ti-авгитам. Основная масса базанитов состоит из оливина (Fo_{75-70}), клинопироксена (Ti-авгита), плагиоклаза (An_{60-50}), Ti-магнетита, F-апатита.

Расплавные включения в фенокристах базанитов

В базанитах трубки Тергешская расплавные включения были обнаружены в фенокристах оливина и клинопироксена. В оливине они иногда сосуществуют с флюидными CO_2 включениями. Размер расплавных включений варьирует от 5 до 60 мкм. Фазовый состав первичных расплавных включений в оливине: стекло + флюид ± дочерние фазы ± глобула Fe-Ni-Cu сульфидов. Дочерние фазы представлены рёнитом, клинопироксеном, реже – апатитом, Ti-магнетитом и ильменитом. Изредка встречается ксеногенная Cr-Al-шпинель. Фазовый состав первичных расплавных включений в клинопироксене: стекло + флюид ± ксеногенный Ti-магнетит. Температура гомогенизации первичных включений в оливине составляет 1280-1310 °C, в клинопироксене – 1100 °C.

Сингенетические CO_2 включения (гомогенизация углекислоты в жидкость при $+24^\circ\text{C}$) указывают на то, что кристаллизация фенокристов оливина и захват включений происходили при $P > 3-4$ кбар [2].

В базанитах трубки Красноозерская включения расплава были обнаружены во вкрапленниках оливина и клинопироксена. Размеры включений – от 5 до 60 мкм. Фазовый состав включений расплава в оливине – стекло + флюид ± дочерние фазы ± сульфидная глобула. Дочерние фазы представлены клинопироксеном, апатитом и ильменитом. В зональных вкрапленниках клинопироксена выявлены первичные расплавные включения, располагающиеся в основном в краевых зонах. Их размеры от 5 до 70 мкм. Фазовый состав включений расплава в клинопироксене: стекло + флюид ± апатит ± ксеногенный Ti-магнетит.

В трубке Конгаровская первичные расплавные включения были выявлены только в фенокристах оливина. Размеры включений варьируют от 5 до 40 мкм. Их фазовый состав: стекло + флюид ± дочерние фазы. Среди дочерних фаз наиболее распространены клинопироксен, амфибол, апатит. В нескольких включениях на сканирующем микроскопе был диагностирован редкий для базанитов минерал – перовскит.

Химический состав включений

Стекла прогретых включений в оливине базанитов трубки Тергешская характеризуются высокими содержаниями FeO (9-15), MgO (4-10), CaO (6-11.5), TiO_2 (1.9-3.3), P_2O_5 (0.2-1.2) и относительно низкими SiO_2 (41.2-48.4), Al_2O_3 (14.7-17.8), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (2.1-8.8 мас. %). Содержание H_2O и F в гомогенизированных расплавных включениях составляет 0.02 и 0.12 мас. %, соответственно, а содержание Cl – 0.08-0.1 мас. %. Полученные данные позволяют утверждать, что исходный базанитовый расплав был достаточно сухим. Остаточные стекла негретых включений в оливине и клинопироксене сильно варьируют по петрогенным компонентам в зависимости от количества дочерних фаз, но в целом, имеют более кислый состав. Стекло основной массы насыщено водой (2.3-4.3 мас. %).

Наиболее крупные первичные расплавные включения в оливине из базанитов трубки Тергешская, прогретые в интервале температур гомогенизации, и стекла основной массы были проанализированы на ионном зонде. Редкоземельный и редкоэлементный спектры для базанитов и гомогенизированных первичных расплавных включений из фенокристов оливина идентичны. Для стекол основной массы характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE), пониженные концентрации высокозарядных элементов (HFSE), и вместе с тем отмечается положительная Zr-аномалия.

Стекловатые включения во вкрапленниках оливина из базанитов тр. Красноозерская имеют следующий состав (в мас. %): SiO_2 – 52.7-58.6, Al_2O_3 – 19.3-22.5, TiO_2 – 1.9-2.8, FeO – 3.2-4.7, MgO – 0.5-1, CaO – 7-10.48, P_2O_5 – 0.4-1, Na_2O – 2.6-4.4, K_2O – 1.4-2.5 и Cl – 0.08-0.3. Остаточные стекла расплавных

включений в клинопироксене, в целом, имеют близкий состав, однако характеризуются пониженными содержаниями TiO_2 (0.4-0.7) и более высокими концентрациями P_2O_5 и K_2O (1-2.3 и 2.5-3.4 мас. %, соответственно). Составы расплавных включений в оливине из трубки Конгаровская очень близки к составам включений в клинопироксене из трубки Красноозерская.

Эволюция базанитового расплава при кристаллизации в целом была направлена в сторону повышения SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и уменьшения феррических компонентов и проходила от базанитового до тефритофолитового и трахиандезитового составов. Фугитивность кислорода в процессе кристаллизации базанитов постепенно изменялась от более окислительных (NNO) к более восстановительным (QFM) условиям.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 06-05-65015, 08-05-00134), СО РАН (интеграционный проект 6.15), а также Фонда содействия отечественной науке.

Литература

1. Брагин В.Ю., Реутский В.Н., Литасов К.Д., Мальковец В.Г. Позднемеловой эпизод внутриплитного магматизма в Северо-Минусинском прогибе по палеомагнитным и геохронологическим данным // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 576-582.
2. Тимина Т.Ю., Шарыгин В.В., Головин А.В., Эволюция расплава в процессе кристаллизации базанитов трубки Тергешская, Северо-Минусинская впадина // Геохимия, 2006. №8. С. 814-833.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ШИБАНОВСКОГО МАССИВА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Ю.А. Шабанова, Б.Л. Залищак

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Проблема образования вольфрамовых, оловянных, редкометалльных месторождений и их взаимоотношений, остаётся в центре дискуссий и в настоящее время. Верхне-Шибановское рудное поле, входящее в состав Шибановского массива и расположенное в восточной части Ханкайского супертеррейна, является интересным объектом хрусталеносных камерных пегматитов (формация мориононосных гранитных пегматитов) и представлено несколькими пегматитовыми полями, локализованными в его границах.

Гранитные пегматиты продолжают оставаться практически единственным источником тантала и цезия, из них по-прежнему добывают некоторое количество слюды, лития, бериллия, и друзы пегматитовых минералов [3].

Рудное поле в плане имеет овальную форму, вытянуто в северо-западном направлении, характеризуется широким развитием тектонических нарушений и разновозрастных интрузивных образований, в том числе гранитных пегматитов. В геологическом строении района установлены среднепалеозой-

ские, позднепермские и позднемеловые граниты, осадочно-вулканогенные и осадочные породы верхней перми, а также четвертичные образования. Участки скопления пегматитов приурочены к апикальной части массивов среднезернистых и неравномернозернистых лейкократовых гранитов верхнемелового возраста, залегающих среди палеозойских гранитов. В меловых гранитах развиты олово-вольфрамовые рудные зоны.

Современные четвертичные отложения поймы и русла распространены повсеместно в бассейне руч. Шибановского. Они представлены обломками пегматитов существенно кварц-микроклинового состава с биотитом, шерлом, иногда с мусковитом и альбитом, редкими кристаллами касситерита и берилла. Отдельные участки россыпей обогащены топазом, морионом, дымчатым кварцем. Строение пегматитов зональное, наблюдаются зоны аплита, графических и блоковых пегматитов, кварцевых ядер с прекрасными кристаллами мориона и дымчатого кварца.

Особенностью месторождения явилась обнаруженная нами потенциальная редкометалльная минерализация. Во время проведения полевых работ 2006-2007 гг. в пределах Верхне-Шибановского рудного поля оконтурен ареал распространения щелочных сиенитов. Выявленный ареал эгириновых и гастингситовых щелочных сиенитов позволяет рассматривать этот район как аналог известных редкометалльных месторождений Nb, Th и Tr в Центральном Сихотэ-Алине, таких как Соболиха (Иденгу), Поперечное, Погинское [1, 2].

Как показали детальные исследования пород и пегматитов, средние суммарные содержания редкоземельных элементов оказались повышенными. Сиениты состоят из калиевого полевого шпата, кварца (до 10%), альбита, эгирина и гастингсита, и акцессорных минералов, в том числе, апатита, циркона, сфена и др. Гранитоиды состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита.

По результатам спектрального анализа, средние содержания элементов в гранитоидах в $10^{-4}\%$: Be – 7.28, Zr – 215.28, Nb – 42, La – 24.57, Yb – 7.01, Y – 43, Sc – 3.14, в щелочных сиенитах: Be – 6.82, Zr – 273, Nb – 34.8, La – 36.6, Yb – 6.78, Y – 53.6, Sc – 17.2. Рентгенофлуоресцентным анализом содержания редких элементов установлены в пределах в г/т: Y = (20-80), Zr = (25-250), Nb = (20-60), Rb = (100-400), Sr = (20-150).

Месторождение Шумное (Погское) расположено в позднеюрской – раннемеловой олистостроме, представленной алевролитами и алевропесчаниками с прослоями песчаников и прорванной массивом сиенитов. Интрузивный массив интенсивно альбитизирован и хлоритизирован, кроме того, развиты зоны метасоматических альбитов. Рудоносность обусловлена присутствием лопарита, пирохлора, циркона, сфена и апатита. Основной полезный компонент – ниобий, содержание Nb_2O_5 колеблется от 0.1 до 0.85%, среднее по месторождению 0.12%. Содержание пятиокси тантала незначительно – от 0.002 до 0.025%, среднее – 0.007%. Значимым попутным компонентом является

цирконий, среднее содержание по месторождению ZrO_2 – 0.45%.

Поперечное месторождение представлено тантал – ниобиевой минерализацией, локализованной в щелочных полевошпатовых метасоматитах. Рудные зоны четковидные с пережимами, падение их крутое до вертикального. Распределение минерализации неравномерное, руды тонковкрапленные (0,1 мм и мельче). Содержание полезных компонентов: Nb_2O_5 – от сотых долей до 1-3%, среднее по зонам 0.6 и 0.3%, среднее содержание Ta_2O_5 – 0.018%. Помимо ниобия, как основного компонента, в весьма повышенных количествах присутствуют цирконий и редкие земли. Содержание ZrO_2 – 0,6-1.7%, до 3%. Основные минералы – концентраторы редкометалльной минерализации: ниобия и тантала – колумбит, пандайт и баотит при очень низком содержании в них Ta и Nb, циркония – циркон и циртолит.

Месторождение Соболиха (Иденгу) представлено рудной зоной в сиенитах и метасоматитах с ниобиевой минерализацией, которая, в свою очередь, связана с ильменорутилом, образующим очень тонкую (0.01-0.03) вкрапленность. Содержание Nb_2O_5 в ильменорутиле 16.8%. Среднее содержание элементов в рудных зонах: Nb_2O_5 – 0.13%, Y_2O_3 – 0.03%, Se_2O_3 – 0,13%, La_2O_3 – 0.07%.

Таким образом, установленная редкометалльная минерализация представляется перспективной для детального изучения Шибановского месторождения с целью выявления процессов, ответственных за редкометалльное оруденение.

Литература

1. Залищак Б.Л. Щелочные магматические породы // Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, 1978. Т. 2. Магматизм и тектоника. С. 66-82.
2. Рязанцева М.Д., Залищак Б.Л. Ниобий - циркониевые месторождения Приморья // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Под ред. А.И. Ханчука. Книга 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С 691.
3. Шмакин Б.М. Экстремальное концентрирование элементов в гранитных пегматитах // Природа, 2001. № 2. С 39-46.

Секция 5

Физико-химические методы исследований в геологии

Руководитель: д.г.-м.н. С.А. Щека (ДВГИ ДВО РАН)

ЧИСЛЕННАЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОДЪЕМА СВОБОДНОГО ФЛЮИДА В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ

В.И. Васильев

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

На основе разработанной ранее [1] компьютерной модели равновесных минеральных ассоциаций для обстановки зон субдукции островных дуг была реализована многорезервуарная модель вертикального подъема свободного флюида из расчетных флюидонасыщенных зон вдоль погружающейся плиты с глубины 98-100 км. Расчетные поля температур, давлений и составов модели, а также параметры резервуаров согласованы с литературными данными [2, 3]. Исследования [1] показали наличие полей существования свободного флюида и их количественные характеристики в области дегидратации погружающейся плиты на глубинах от 50 до 100 км. Расчет равновесий производился методом минимизации свободной энергии Гиббса на программном комплексе «СЕЛЕКТОР». Использовался метод последовательного проточного реактора с 20 резервуарами, расположенными снизу вверх в субвертикальном направлении. Учитывались следующие независимые компоненты модели: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, S, C, Cl, F, H и O. Геометрическая область максимальных концентраций свободного флюида в условиях дегидратации пород океанической плиты соответствует ~ 800 °С и 30360 бар на Р-Т диаграмме. Эти условия приняты для 1-го резервуара. За состав исходного флюида принят расчетный равновесный свободный флюид, соответствующий условиям погружения плиты на глубину 100 км (резервуар 1). Параметры последнего 20-го резервуара (глубина 5 км): 84 °С и 1250 бар. Модель была сформирована и рассчитана для подъема одной порции флюида. Интерпретация полученных результатов по изменению состава флюида (рис. 1) и минеральных ассоциаций вмещающих пород (рис. 2-4) показана на следующих диаграммах.

Минеральные фазы вмещающих пород по характеру изменений и приуроченности к определенным резервуарам можно разделить на три группы. Поведение первой группы минеральных фаз (на примере альбита, кремнезема, везувиана, гематита и хризотила) показано на рис. 2. Это минералы верхних частей литосферы, их содержание увеличивается после взаимодействия с флюидом в 14-м и 15-м резервуарах, затем падает в 16-м и 17-м резервуарах и приходит в норму к поверхности. Амплитуда изменений содержаний минералов этой группы относительно высока и лежит в пределах 6-7 масс. %. Вторая группа минеральных фаз, напротив, присутствует также и в нижних резервуарах, и, соответственно, претерпевает изменения. Из этой группы наи-

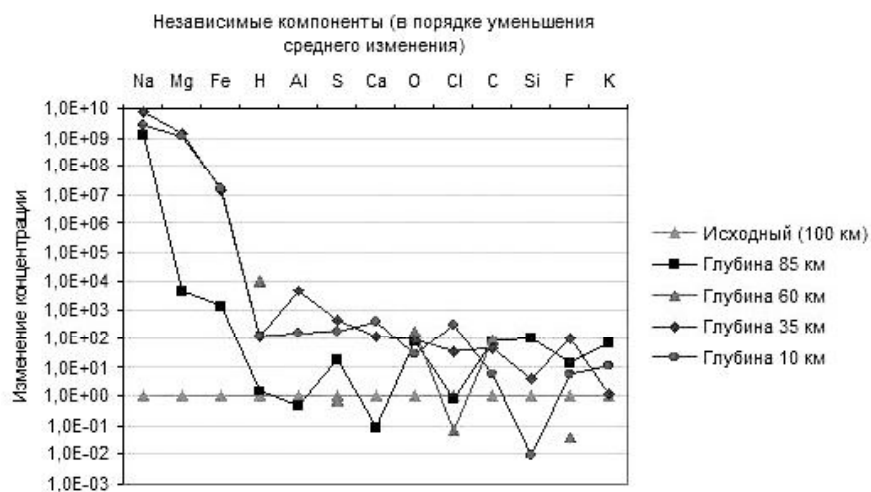


Рис. 1. Диаграмма изменения концентраций независимых компонентов флюида, нормированных относительно исходного состава (принят за единицу). Шкала концентраций – логарифмическая.

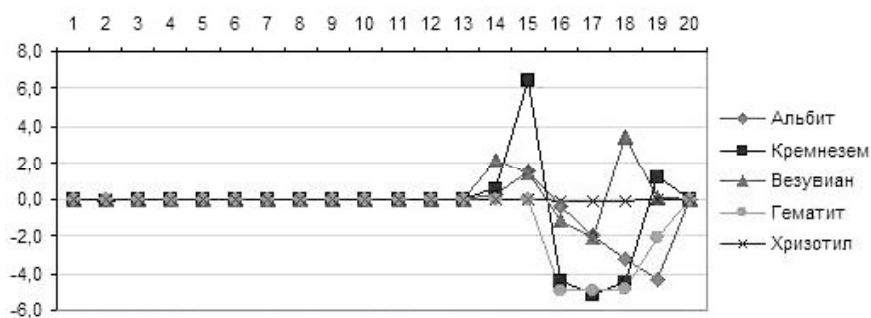


Рис. 2. Вариации составов I группы минералов по резервуарам относительно неизменных после взаимодействия с поднимающимся флюидом.

более характерно поведение форстерита и пектолита, менее – энстатита и андалузита. Благодаря высокой активности флюида на выходе из мантийного клина, они, конечно, претерпевают колебания составов в резервуарах с 14-го по 18-й, но еще интересней ведут себя на глубоких горизонтах (особенно это касается форстерита). Поведение этой группы минеральных фаз показано на рис. 3. Амплитуда колебаний составов также достаточно широка и достигает 7,5 масс. %. Третья группа минеральных фаз характеризуется невысокой амплитудой вариаций составов (менее 1 масс. %). Сюда входят такие минералы как пирротин, графит и флюорит. Их поведение показано на рис. 4.

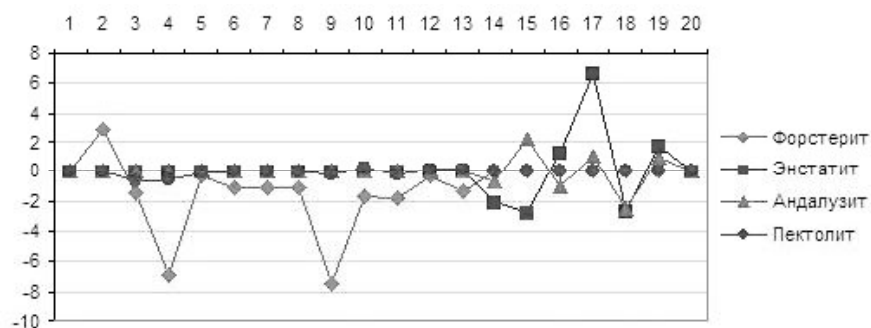


Рис. 3. Вариации составов II группы минералов по резервуарам относительно неизменных после взаимодействия с поднимающимся флюидом.

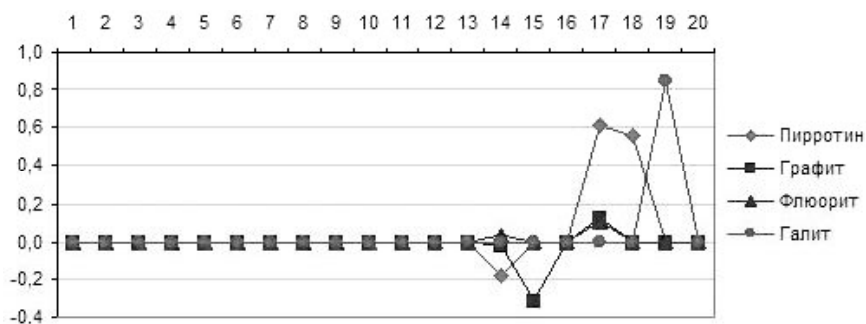


Рис. 4. Вариации составов III группы минералов по резервуарам относительно неизменных после взаимодействия с поднимающимся флюидом.

Литература

1. Васильев В.И., Жатнуев Н.С. Физико-химическое моделирование минеральных равновесий зон субдукции островных дуг на ПК «СЕЛЕКТОР» // Вулканизм и геодинамика. Т. 1. Улан-Удэ, 2006. С. 128-132.
2. Справочник физических констант горных пород / Под. ред. С. Кларка. М.: Мир, 1969. 544 с.
3. Winter J.D. An introduction to igneous and metamorphic petrology: Upper Saddle River. New Jersey, Prentice-Hall, 2001. 697 p.

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДОЗАПОЛНЕННЫХ ТРЕЩИН В ЛИТОСФЕРЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Е.В. Васильева, В.И. Васильев

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Согласно модели, предложенной в [2], в области хрупких деформаций флюид находится под собственным гидростатическим давлением, а в области пластических деформаций – под полным литостатическим давлением. Литостатическое давление на трещинно-поровый флюид обуславливает снятие упрочнения пород (эффект Терцаги) и определяет их вязкое течение при низких скоростях деформации (менее 10^{-13} с⁻¹). Значительное ослабление пород также происходит в результате эффекта Ребиндера. Под воздействием этих факторов породы приобретают склонность к гидроразрыву при небольших избыточных давлениях флюида, находящегося в трещинах и полостях [3].

Через переходную зону временами происходит прорыв флюидов с резким падением давления и температуры и интенсивным минералообразованием. Самого по себе литостатического давления флюида недостаточно для распространения трещины гидроразрыва. Вероятно, прорыв зоны свидетельствует о наличии замкнутых протяженных трещин, содержащих минерализованный флюид в условиях пластичных пород.

Давление флюида, находящегося в замкнутом поровом пространстве ниже переходной зоны, соответствует литостатическому, но в «голове» протяженных по вертикали трещин оно должно существенно превышать таковое. Чем протяженнее полость, тем значительнее должна быть разница между литостатическим и флюидным давлением в «голове» трещины и эта разница называется избыточным давлением флюида.

Таким образом, можно предположить, что в условиях пластических деформаций в «голове» отдельных протяженных трещин и/или систем трещин с флюидом создается избыточное флюидное давление, превышающее литостатическое. При величине, превышающей прочность пород, ИДФ может привести к распространению трещины вверх путем гидроразрыва пород, а поскольку объем флюида ограничен на момент гидроразрыва, то в хвостовой части трещины будет происходить смыкание стенок, что приведет к поступательному движению трещины и/или системы трещин вверх. ИДФ в трещине прямо пропорционально плотности вмещающих пород, протяженности трещин и обратно пропорционально плотности флюида в трещине [2].

Целью эксперимента явилось исследование процессов образования и эволюции трещин в пластичной среде при литостатическом давлении флюида. В соответствии с принципами тектонофизического моделирования [1] была разработана методика эксперимента с использованием приборов и модельного материала.

Эксперимент производился на оригинальной установке (рис. 1). Конструкция установки позволяет задавать деформации, необходимые для получе-

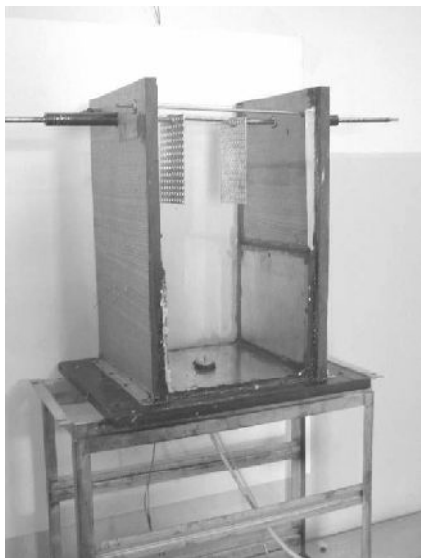


Рис. 1. Экспериментальная установка

ния сдвиговых, разрывных напряжений. Для моделирования стрессовых напряжений создавалась деформация сжатия.

Размеры модели 320×280×270 мм. При постановке эксперимента была принята следующая последовательность действий: подготовка модельного материала, контроль его плотности, формирование модели, деформирование, фотосъемка деформированной модели, измерение параметров полученной зоны трещинообразования. В качестве модельного материала был выбран 5%-ый раствор желатина с сахаром, который позволяет легко варьировать его реологические свойства. Для его получения использовался желатин марки П-11, который смешивался с 10 частями сахарного

песка и 100 мл воды. Полученная суспензия хорошо перемешивалась и отстаивалась в течение 40 минут, для наиболее лучшего растворения желатина и сахара. Затем смесь нагревалась при температуре 90 °С до полного растворения компонентов при постоянном помешивании. После чего раствор заливался в установку. Полное застывание происходило через 1.5 суток.

Таким образом, были получены 2 слоя. Первый отстоялся 3 суток, второй – 1.5 суток. Структура 1-го слоя грануловая, 2-го – однородная. Ко дну установки были подведены трубки, через которые под давлением подавалась смесь из воздуха и окрашенного чернилами этилового спирта. После образования трещины подача смеси из воздуха и спирта была прекращена. Эволюция системы регистрировалась цифровой камерой в поляризованном свете, позволяющем наблюдать напряжения в модельном материале.

На рис. 2 слева дано состояние системы на заключительном этапе эксперимента, справа – геометрическая интерпретация, базирующаяся на анализе напряжений в упругом материале.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН, 2005. Т. 404. № 3. С. 380-384.
3. Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3 // Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УРО РАН, 2002. 152 с.

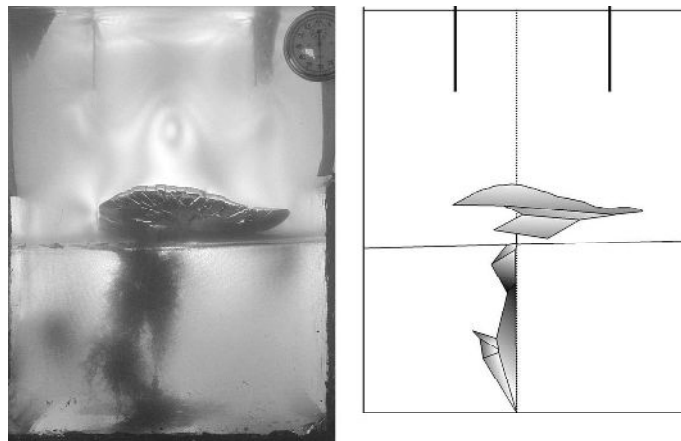


Рис. 2. Состояние системы на заключительном этапе эксперимента

СРАВНЕНИЕ ТОЧНОСТИ И ВОСПРОИЗВОДИМОСТИ АНАЛИЗА, ВЫПОЛНЕННОГО НА ВОЛНОВЫХ И ЭНЕРГОДИСПЕРСИОННОМ СПЕКТРОМЕТРАХ МИКРОАНАЛИЗАТОРА JXA-8100

Н.И. Екимова, А.А. Карабцов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Количественный рентгеноспектральный анализ основан на использовании эталона известного состава, а точнее, на определении отношения интенсивности характеристического рентгеновского излучения от анализируемого элемента в образце и эталоне. Это отношение, с учетом необходимых поправок, эквивалентно концентрации элемента в образце. Для регистрации характеристического рентгеновского излучения и преобразования сигналов в форму, пригодную для математической обработки, используются два типа спектрометров: кристалл-дифракционный, или спектрометр с дисперсией по длинам волн (ВДС), и полупроводниковый, или энергодисперсионный спектрометр (ЭДС). Каждый имеет свои преимущества и недостатки, например: превосходное энергетическое разрешение ВДС приводит к существенно более высокому отношению сигнал/фон и лучшей спектральной дисперсии. Это сводит к минимуму наложение спектральных линий друг на друга. Более низкое отношение пик/фон для ЭДС означает худшую чувствительность по сравнению с ВДС, однако, в областях спектра, где линии легко разделяются, эти два метода обладают близкой чувствительностью. Одним из наибольших преимуществ ЭДС является возможность одновременной регистрации рентгеновского излучения от всех элементов, входящих в состав образца. В кристалл-дифракционных спектрометрах качественный анализ осуществляется сканированием кристалла, поэтому время сбора информации зависит от времени скани-

рования. Если для ЭДС качественный анализ спектра занимает меньше минуты, то для ВДС полный анализ спектра занимает несколько минут.

Большинство сканирующих электронных микроскопов оснащено только энергодисперсионными спектрометрами, тогда как в нашей лаборатории работает рентгеноспектральный микроанализатор JXA-8100 с тремя волновыми спектрометрами, доукомплектованный энергодисперсионным спектрометром INCA-250, производства компании Oxford Instruments, и мы имеем возможность анализировать один и тот же образец двумя способами. Погрешности любых измерений неизбежны и, соответственно, при использовании разных методик возможно расхождение результатов. Сопоставление полученных результатов привело к необходимости сравнения метрологических характеристик обеих методик (правильности, воспроизводимости, точности, пределов обнаружения). Здесь мы рассмотрим два параметра – воспроизводимость и точность.

Воспроизводимость методики анализа характеризуется рассеянием результатов анализа в серии повторных анализов одной и той же пробы относительно их среднего значения. Воспроизводимость численно характеризуется средней квадратической ошибкой (она выражается в тех же единицах, что и результат анализа) или относительной квадратической ошибкой, выражаемой в процентах к результату анализа (называемой также коэффициентом вариации). Ошибка воспроизводимости $\Delta_{\text{воспр}}$ по смыслу является случайной. Точность анализа – это характеристика результатов анализа, отражающая степень их близости к истинным значениям анализируемых содержаний веществ и влияния на результаты ошибок метода определения. Чем меньше результат определения отклоняется от истинного значения величины, т.е. чем меньше его погрешность, тем выше точность, независимо от того, является ли погрешность систематической или случайной или содержит и ту, и другую составляющую.

Сравнение ошибок измерений на ВДС и ЭДС

1	2	3	4	5	6	7	8
Na	3.48	TAP	2.00	2.35	0.08	0.11	san
Mg	18.59	TAP	1.19	2.12	0.23	0.21	di
Mg	39.55	TAP	3.04	1.87	1.39	0.33	ol
Al	19.37	TAP	0.18	0.05	0.22	0.18	san
Si	38.89	PET	0.91	1.47	0.74	0.23	ol
Si	55.48	PET	0.48	0.41	0.80	0.33	di
Si	65.09	PET	2.10	2.05	0.64	0.32	san
K	12.17	PET	4.19	0.89	0.20	0.12	san
Ca	0.13	PET	4.84	8.3	0.01	0.04	ol
Ca	25.84	PET	1.45	0.96	0.31	0.19	di
Mn	0.31	LiF	0.16	12.7	0.03	0.07	ol
Fe	20.85	LiF	0.89	0.69	0.15	0.34	ol

Условные обозначения: 1 – анализируемый элемент, 2 – содержание окисла этого элемента, известное по другим анализам (в весовых %); 3 – тип кристалла-анализатора; 4 – относительное отклонение от истинного значения для ВДС (в %); 5 – относительное отклонение для ЭДС (в %); среднеквадратичное отклонение для 20 измерений, характеризующее воспроизводимость анализа на ВДС (6) и ЭДС (7), 8 – анализируемый минерал.

Из проведенных экспериментов видно, что энергодисперсионный спектрометр работает более стабильно и воспроизводимость анализа на нем выше, чем на волновых спектрометрах (ошибка воспроизводимости не превышает 0.4, тогда как на ВДС диапазон среднеквадратичного отклонения от 0.01 до 1.39). В то же время, при малых содержаниях анализируемых элементов воспроизводимость анализа на ВДС выше в среднем в 2-3 раза. При значимых содержаниях анализируемого элемента точность методик сравнима, но анализы более стабильны при работе на ЭДС, поскольку приборная ошибка для этого метода менее значительна. Однако, при содержании анализируемых элементов менее 1%, точность анализа на ВДС выше, но в большой степени зависит от типа кристалла-анализатора.

Литература

1. Зайдель А.Н. Элементарные оценки ошибок измерений. Изд. 2-е испр. и доп. Л.: Наука, Ленинградское отд., 1967. 88 с.
2. Павлова Л.А, Парадина Л.Ф. Рентгеноспектральный микроанализ и его применение в минералогии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 188 с.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ПРОБ ВОЛОС ЧЕЛОВЕКА МЕТОДОМ ICP-MS

Е.В. Еловский

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В последнее время определение элементного состава биоматериалов человека представляет существенный интерес для экологов, биологов и медиков. По результатам их элементного анализа можно судить о здоровье населения и, как следствие, о благополучии состояния окружающей среды того или иного региона.

Наиболее перспективными для оценки элементного статуса человека являются данные об элементном составе волос, поскольку известно, что содержание элементов в волосах человека наилучшим образом коррелирует с их содержанием в организме.

В настоящей работе предложена комплексная методика определения элементов в пробах волос человека методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой после микроволновой пробоподготовки объектов в настоящее время является наилучшим методом элементного анализа любых материалов, в том числе и с органической основой. Преимущество микроволновой пробоподготовки перед обычным открытым разложением заключается в том, что время вскрытия пробы значительно сокращается, и в процессе разложения не наблюдается потеря определяемых элементов в виде летучих соединений (особенно характерно для соединений мышьяка, селена, ртути и цинка), а также раствор аналита не загрязняется элементами извне.

Микроволновую пробоподготовку проводили на микроволновой печи MARS 5 (CEM corp.) с возможностью измерения давления и температуры внутри автоклава. Вначале пробы волос мылись в растворе ацетон-вода (1:1), высушивались при температуре 85 °С. Затем навески массой 100 мг переносили в тефлоновые автоклавы HP-500 (CEM corp.) на 100 мл, приливали по 10 мл концентрированной азотной кислоты и подвергали микроволновому облучению. Условия микроволнового нагрева были следующие:

- Заданная мощность 1200 Вт
- Время нагрева 20 минут
- Время выдержки 25 минут
- Время охлаждения 20 минут
- Максимально допустимая температура 210 °С
- Максимально допустимое давление 150 psi

После разложения растворы переносили в полипропиленовые мерные колбы на 50 мл и доводили до метки тридистиллированной водой. Через весь ход анализа проводилась холостая проба.

Масс-спектрометрическое определение концентраций элементов выполнялось на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500с (Agilent Technologies, Inc) с октопольной реакционной системой удаления интерферентных (полиатомных) ионов. Прежде, чем перейти к количественному анализу, был выполнен полуколичественный экспресс-анализ стандартного образца состава человеческих волос 202-DC73347 (Китай) с целью выбора масс изотопов (свободных от полиатомных наложений) интересующих нас элементов и определения приблизительных концентраций (для установления диапазона построения калибровочного графика). Измерения проводили по методу градуировочного графика с использованием 4-х мультиэлементных стандартных растворов с ^{129}Xe в качестве внутреннего стандарта. График строился как минимум по четырём точкам в различных интервалах концентраций для различных элементов. Коэффициент корреляции (r) для всех графиков находился в диапазоне от 0.9990 до 1.0000, что говорит о том, что данные хорошо скоррелированы. Количественно определено содержание 29 элементов по соответствующим изотопам (^{10}B , ^{23}Na , ^{24}Mg , ^{27}Al , ^{31}P , ^{39}K , ^{43}Ca , ^{51}V , 52 , ^{53}Cr , ^{55}Mn , 56 , ^{57}Fe , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{63}Cu , ^{66}Zn , ^{75}As , 77 , 78 , ^{82}Se , ^{88}Sr , ^{95}Mo , ^{107}Ag , ^{111}Cd , ^{118}Sn , ^{121}Sb , ^{125}Te , ^{137}Ba , ^{201}Hg , ^{205}Tl , ^{207}Pb , ^{209}Bi). Такие элементы, как ^{52}Cr , ^{56}Fe , ^{78}Se были определены в режиме с газом-реактантом гелием, позволяющем устранить полиатомные интерференции, влияющие на величину аналитического сигнала.

Относительное стандартное отклонение определения концентраций из трёх последовательных измерений не превышало 10%, что говорит о том, что данные воспроизводимы. Правильность предлагаемой методики подтверждена анализом международного стандартного образца волос человека NCS DC 73347 посредством Q-критерия (таблица).

Количественные результаты по стандартному образцу состава NCS DC 73347

Элемент	Концентрация, ppm		Q-критерий, % [1]
	Найденная (X)	Аттестованная (X _a)	
B	1.5	1.3	15
Na	144	152	5
Mg	319	360	11
P	209	170	23
K	16	20	20
Ca	2832	2900	2
Cr	0.36	0.37	3
Fe	53	54	2
Co	0.053	0.071	25
Ni	0.69	0.83	17
Cu	9.9	10.6	7
As	0.21	0.28	25
Se	0.5	0.6	17
Sr	23	24	4
Mo	0.069	0.073	5
Ag	0.026	0.029	10
Cd	0.09	0.11	18
Sb	0.090	0.095	5
Hg	0.38	0.36	6
Pb	9.1	8.8	3
Bi	0.33	0.34	3

Литература

1. Кузнецова А.И. Оценка качества элементного анализа силикатных горных пород по результатам участия в международной программе профессионального тестирования геоаналитических лабораторий GEOPT / А.И. Кузнецова, Л.Л. Петров, А.Л. Финкельштейн и др. // Аналитика и контроль, 2002. Т. 6. № 5. С. 584-592.

ИЕРАРХИЧЕСКАЯ САМООРГАНИЗАЦИЯ, КАК МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ НАДМОЛЕКУЛЯРНЫХ СТРУКТУР БЛАГОРОДНОГО ОПАЛА

Д.В. Камашев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

В настоящее время существует множество гипотез как относительно механизма формирования сферических частиц кремнезема, так и механизма их надмолекулярной организации. Известно, что сферические частицы кремнезема являются вторичными образованиями [1] и, в свою очередь, состоят из более мелких частиц, однако, принцип и механизм их упаковки в сферическую глобулу до сих пор остается невыясненным.

В данной работе, на основе экспериментально полученных данных по синтезу и осаждению частиц кремнезема в различных условиях, нами предложена модель формирования исходных частиц кремнезема, которая рассмат-

ривает процесс синтеза как следствие иерархической самоорганизации вещества на наноуровне.

Частицы кремнезема, диаметром от 150 до 800 нм, были получены методом гидролиза тетраэтоксисилана в растворе этанола при различных температурных ($T = 10-20\text{ }^{\circ}\text{C}$), концентрационных и pH (9-12) значениях системы. Анализ полученных результатов показал, что ряд экспериментальных данных не укладывается в уже имеющиеся результаты по данной системе.

Полученные нами зависимости размеров образующихся частиц кремнезема от концентрации воды в системе (как одного из участников реакции гидролиза) носят колебательный характер [2]. Связано это, на наш взгляд, с характером распределения по размерам частиц кремнезема, образующихся в результате реакции гидролиза. Действительно, в процессе иерархической агрегации, значения размеров конечных сфер кремнезема не могут образовывать непрерывного ряда, что и наблюдается экспериментально. Общий характер зависимости вполне сопоставим с предложенной П.П. Веймарном, обладающей, однако, тонкой колебательной структурой, проявление которой особенно сильно в области низких концентраций и размеров частиц. Это связано, по видимому, с маленьким шагом дискретности (размер первичного зародыш порядка 2.5 нм), вследствие чего, она нивелируется в области больших по размерам сферических частиц кремнезема.

В зависимости от условий синтеза, формы образующихся частиц кремнезема достаточно разнообразны (рис. 1) и удовлетворительно описываются в рамках их иерархического строения.

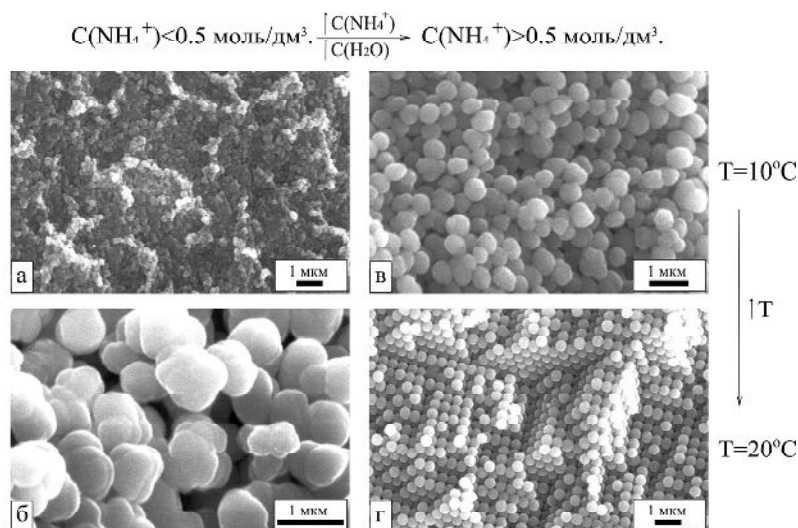


Рис. 1. Зависимость формы и организации частиц от концентрации аммиака в системе и температуры реакции синтеза

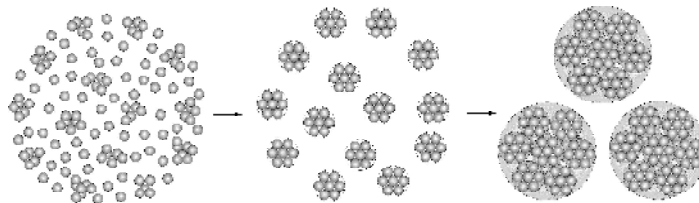


Рис. 2. Схема образования сферических частиц кремнезема, по принципу иерархической агрегации [3]

Таким образом, на основании имеющихся и полученных экспериментальных данных нами предложена иерархическая модель образования сферической частицы кремнезема (рис. 2).

Согласно предложенной модели, образующиеся в результате конденсации, разветвленные полимерные цепочки полисилоксанов за счет стремления поверхностной энергии к минимуму сворачиваются в первичные сферические частицы кремнезема диаметром 2.5-3.0 нм. Агрегация подобных первичных частиц приводит к образованию вторичных сфер диаметром 10–50 нм, дальнейшая агрегация которых приводит к образованию собственно сферических частиц кремнезема (200-600 нм), из которых, в свою очередь, складывается надмолекулярная структура. Наблюдаемый интервал в размерах вторичных и конечных сфер кремнезема обеспечивается за счет влияния на размер первичного зародыша концентрации исходных компонентов системы.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ проект № 08-05-00346а и НШ 5191.2006.5.

Литература

1. Денискина Н.Д., Калинин Д.В., Казанцева Л.К. Благородные опалы / Новосибирск: Наука, Сиб. отд. (Труды института геологии и геофизики). Вып. 693. 1987. 184 с.
2. Камашев Д.В. Влияние скорости осаждения сферических частиц кремнезема на надмолекулярную структуру опаловой матрицы // Вестник Института геологии: Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2002. № 11. С. 5-8.
3. Камашев Д.В. Влияние условий синтеза аморфного кремнезема на морфологию частиц // Материалы III Международного минералогического семинара «Новые идеи и концепции в минералогии». Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 185-186.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФИЗИКО-ХИМИИ БОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ДАЛЬНЕГОРСКОГО БОРОСИЛИКАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

О.А. Карась¹, В.А. Пахомова¹, В.Н. Кобыльченко²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

² Геологический музей, г. Дальнегорск

Дальнегорское месторождение бора не имеет бесспорных генетических аналогов среди известных борных месторождений мира, что послужило причиной для изучения его особенностей многими исследователями. Условия образования борных минералов в разные периоды изучения интерпретировались по-разному, и современные представления о происхождении борной минерализации Дальнегорского месторождения содержат несколько концепций, обоснованных в различной степени. Принимая во внимание разноречивость представлений о формировании месторождения и происхождении бора, нашей задачей является изучение борных минералов этого уникального месторождения методами термобарогеохимии, которые позволят получить новые данные об условиях его формирования и объяснить некоторые особенности своеобразного состава рудной минерализации. Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение [2] приурочено к крупному олистолиту триасовых известняков. На глубине 1-1.5 км скарновая зона ограничена массивом гранитоидов (абс. возраст 64 млн лет). Скарнирование в пределах месторождения проявлялось дважды. Этапы формирования ранних и поздних минеральных ассоциаций разделены внедрением в рудную зону штокообразных и дайкообразных тел андезитового состава. По минеральному составу ранние и поздние скарны близки между собой. Они сложены преимущественно волластонитом, пироксеном и гранатом, но для ранних скарнов, кроме преобладания в их составе волластонита, характерны данбурит и датолит, а с поздними пироксен-гранатовыми скарнами ассоциируют датолит и аксинит.

Изучение включений в минералах, выяснение последовательности их образования и анализ законсервированных в них растворов создают уникальную возможность для реставрации состава минералообразующей среды и выявления особенностей ее эволюции во времени и пространстве. Согласно опубликованным данным, методы термобарогеохимии применялись для реконструкции некоторых эпизодов минералообразования на Дальнегорском боросиликатном месторождении предшествующими исследователями. В частности, В.В. Раткиным с соавторами выявлены условия образования датолита из мелких шаообразных стяжений, образующих самостоятельные полосы в составе более крупных почек и сделан вывод об участии в образовании почек процесса коагуляции коллоидов, заполняющих полость с последующим переходом коллоида в гель, который сопровождается повышением концентрации рудных компонентов [2].

Пристальное внимание было уделено Хетчиковым и др. [3] изучению псев-

доморфоз по раннему данбуриду, а также данбуриду и датолиту из полостей второго этапа формирования месторождения. Авторы установили изменение состава жидкой и газовой фаз флюида, которое объясняют особенностями взаимодействия их ювенильной составляющей со вмещающими породами, а также степенью участия в процессе минералообразования метеорных вод. Содержание углекислоты установлено методом газовой хроматографии для минералов псевдоморфоз по данбуриду первой генерации (аксиниту и кварцу) в количестве 0.125 моль/кг.

Нами были изучены минералы из открытых полостей поздней генерации, отражающие формирование крупных кристаллов аксинита, данбурита и датолита в различных ассоциациях. Результаты наших исследований сводятся к следующему: температура гомогенизации первичных включений в датолите равна 150-185 °С. Температуру плавления эвтектики раствора выморозить не удалось. В фазовом составе солевой системы преобладают хлориды калия (температура подплавления -10.6 °С), также после замораживания в них обнаружены хлориды натрия и магния (температура подплавления -35 °С). Химический состав минеральных включений, распространенных в датолитах Дальнегорского месторождения, соответствует ортоклазу. Температура гомогенизации первичных включений в данбуриде равна 275 °С. В фазовом составе солевой системы преобладают хлориды натрия и калия (температура подплавления -23.5 °С), также зафиксировано присутствие хлоридов кальция по температуре эвтектики -55 °С. При нормальных условиях в некоторых включениях обнаружены твердые фазы-спутники сферолитовой формы, которые проанализированы КР-спектроскопией и отнесены по результатам исследований к тальк-пирофилиту, обнаружены неидентифицированная твердая фаза-спутник кубической формы и твердая дочерняя фаза, исчезающая при температуре +270 °С. Методом ИК-спектроскопии было установлено наличие ортоборной кислоты в жидкой фазе включений всех борных минералов Дальнегорского боросиликатного месторождения. Температура гомогенизации первичных включений в аксините равна 369-378 °С. Температура плавления эвтектики раствора составляет -55 °С, что соответствует системе, основная соль которой представлена CaCl_2 . В фазовом составе солевой системы преобладают хлориды магния -52.2 °С, также зафиксировано присутствие хлоридов натрия, возможно наличие в солевой системе бора по температуре плавления твердой фазы -22.7 °С. По диаграмме Котельниковой [1] рассчитана концентрация раствора для установленной температуры гомогенизации, которая составляет 10.1% эквивалента CaCl_2 . Современными методами были проанализированы аксиниты. Результаты показали, что дальнегорские аксиниты принадлежат к марганцовистой разновидности (манганаксинит и тинценит). Эти данные подтвердились рентгендифракционными исследованиями. Так же, современными методами были проанализированы минеральные включения. Среди минеральных включений в аксините уста-

новлены эпидот и сфен, биотитоподная слюда, хлорит-тюрингит, гранат.

Проведенные исследования позволили получить новые данные по температурам, составу и концентрациям растворов, из которых формировались минералы. Установлены неоднородность морфологии и фазовых составов включений, а также весьма широкие температурные интервалы образования для борных минералов разных генераций. По мере понижения температуры меняется состав растворов, которые обогащаются натрием и калием, а концентрация углекислоты во флюиде падает. Многокомпонентность состава природных включений, а также фрагментарность исследований условий формирования боросиликатной минерализации вызывает необходимость дополнительной проверки криометрических данных с применением спектроскопии для определения концентрации бора во включениях. Окончательные выводы об эволюции состава растворов, формирующих борные минералы месторождения, могут быть сделаны после анализа дочерних минералов включений методом раман-спектроскопии.

Литература:

1. Котельникова З.А. Синтетические и природные флюидные включения как основа моделирования режима летучих при петрогенезе / Дисс. на соискание уч. степ. докт. г.-м.наук. Москва, 2001. 273 с
2. Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Гнидаш Н.В., Дмитриев В.Е. О роли коллоидов и палеогидротермальных полостей в формировании ритмично-полосчатых руд Дальнегорского боросиликатного месторождения // Доклады АН СССР, 1992. Т. 325. № 6. С. 1214-1217.
3. Хетчиков Л.Н., Раткин В.В., Гнидаш Н.В., Киселев В.И. Флюидный режим формирования поздних продуктивных ассоциаций Дальнегорского боросиликатного месторождения. Дальневост. Геол. Ин-тут. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. Препринт. 27 с.

ОБЗОР ОБОРУДОВАНИЯ, ПРЕДЛАГАЕМОГО INTERTECH CORPORATION ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ЭКОЛОГИИ

А.М. Кучкин

INTERTECH Corporation, Красноярское представительство, г. Красноярск

Развитие наук о Земле во многом обусловлено наличием точных данных о содержании как можно большего количества элементов в образце с как можно меньшими пределами обнаружения. Большинство традиционных методов анализа, которые и по сей день используются в лабораториях по всей территории России, уже не вполне могут удовлетворять все более растущим требованиям исследователей. В связи с этим возникает задача поиска оборудования, которое обеспечит максимально низкие пределы обнаружения даже

при наличии незначительного количества образца.

Компания *Intertech Corporation* эксклюзивно представляет оборудование крупнейшего производителя лабораторного и аналитического оборудования – компании *Thermo Fisher Scientific*. Для исследователей в области наук о Земле компания предлагает приборы для анализа широкого круга геологических образцов, удовлетворяющие самым жестким требованиям по чувствительности, надежности, эргономичности и скорости проведения анализа, а также общелабораторное оборудование, необходимое для обеспечения нормальной работы любой лаборатории.

В настоящее время почти все методы, считавшиеся до конца прошлого века традиционными практически вытеснены методами с возбуждением и ионизацией атомов в индуктивно-связанной плазме (ИСП). Наибольшее распространение получили методы атомно-эмиссионного спектрального (АЭС) и масс-спектрометрического (МС) анализа с использованием ИСП. Источником возбуждения и ионизации в этих методах служит безэлектродный разряд, который создается в высокочастотном поле индуктора в атмосфере аргона. Как правило, для работы аналитических приборов с ИСП используют генераторы мощностью до 2 кВт, работающие на частоте 27.12 МГц. Мощность, реализуемая в ИСП, составляет 1-2 кВт, электронная температура достигает 6000-8000 К, а концентрация электронов 10^{13} - 10^{16} см⁻³. В таких условиях происходит практически полная диссоциация молекул, обеспечиваются эффективное возбуждение и ионизация атомов (более 75% элементов периодической системы ионизируются на ~ 90%) при незначительной доле (~ 1%) многозарядных ионов. Этот тип разряда характеризуется стабильностью условий, благодаря чему достигается высокая (до десятых долей процента) повторяемость аналитического сигнала [1]. Также стоит обратить внимание на то, что существуют разные способы введения образца в ИСП, такие, как введение аэрозоля раствора пробы через распылитель или перевод твердого вещества в аэрозоль с помощью воздействия на образец лазерного излучения и последующая транспортировка полученного аэрозоля потоком газа носителя в ИСП (лазерная абляция).

В целом, для получения наиболее точных и правильных данных об усредненном составе геологической пробы следует использовать тандем из двух аналитических методов – ИСП-МС и ИСП-АЭС. Для этого проводится пробоподготовка, результатом которой является перевод пробы в раствор, а затем часть пробы направляется на анализ методом ИСП-МС, а другая часть на ИСП-АЭС. Метод ИСП-МС идеален для определения концентраций редкоземельных элементов и тяжелых металлов, поскольку для этих элементов характерна наибольшая инструментальная чувствительность и этот диапазон масс наиболее свободен от любого рода наложений. Методом ИСП-АЭС лучше определять такие элементы как К, Са, Ве, Сu, Zn, Ti, Сг, Mn, Fe, Co, Ni, Si, Al.

Одним же из наиболее мощных инструментов для анализа минералов, микровключений и других геологических микрообъектов является связка метода ИСП-МС с методом лазерной абляции (ЛА). Метод ЛА-ИСП-МС позволяет не только получать информацию о составе того или иного твердого образца без процедуры предварительной химической пробоподготовки, но и решать такие исследовательские задачи как, например, мониторинг концентрации элементов в зависимости от линейных характеристик (например, как изменяется концентрация элемента от центра минерала к его периферии). Также очень интересной задачей, решаемой практически только методом ЛА-ИСП-МС, является определение концентраций элементов в газожидких и трехфазных включениях в кварце, что в принципе может дать исследователю информацию о составе материнского флюида из которого кристаллизовался минерал [2].

Для решения аналитических задач экологического мониторинга могут с успехом применяться как недорогие и надежные атомно-абсорбционные приборы (для последовательного определения концентраций небольшого количества определенных примесей), так и новейшие атомно-эмиссионные и масс-спектрометрические системы для быстрого многоэлементного анализа.

Масс- и атомно-эмиссионные спектрометры с индуктивно-связанной плазмой *X-Series* и *iCAP* серии 6000 производства компании *Thermo Fisher Scientific*, являются, пожалуй, наиболее интересными коммерчески доступными приборами для анализа геологических проб. Ряд технологических решений, направленных на улучшение аналитических характеристик оборудования, удобство в использовании и профилактике оборудования, небольшие габариты и вес, и в особенности программное обеспечение практически освобождающее оператора от процедур проверки состояния прибора и масскалибровки делают оборудование компании *Thermo* необходимым для установки практически в любую лабораторию, обеспечивающую анализ геологических образцов или мониторинг состояния окружающей среды.

Литература

1. Шелпакова И.Р., Сапрыкин А.И. // Успехи химии 74 (11) 2005. С. 1106-1117.
2. Halter W.E., Pettke Th., Heinrich C.A. // *Contrib Mineral Petrol* (2004) 147. С. 385-396.

**К ОЦЕНКЕ МЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ
ПОРОДАХ НА СПЕКТРОМЕТРЕ S4 PIONEER
МЕТОДАМИ СПЛАВЛЕНИЯ И ПРЕССОВАНИЯ**

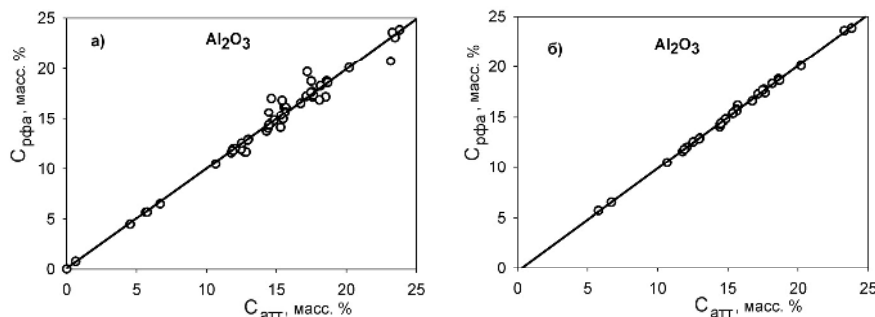
Е.А. Ноздрачёв

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

При определении концентраций порообразующих элементов и микро-элементов рентгенофлуоресцентным методом в горных породах используют два разных метода пробоподготовки – сплавление порошка пробы с флюсом (плавленные диски) и прессование порошка на подложке из борной кислоты (прессованные таблетки). В Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН отработаны и опробованы на различных геологических образцах (от ультраосновных до ультракислых) такие методы, которые позволяют подготовить диски и таблетки диаметром 40 мм для непосредственного анализа на рентгеновском спектрометре S4 Pioneer немецкой фирмы «Bruker AXS». Для приготовления дисков необходимо существенно меньше материала (1 г прокаленного вещества), чем для приготовления таблеток (7 г истертого в пудру вещества). При использовании прессованных таблеток, на качество получаемых аналитических результатов влияют размер частиц каждого минерального компонента, их преимущественная ориентация, минералогические эффекты, поверхностная шероховатость. Поэтому проводят сплавление порошка образца с флюсом, которое устраняет указанные проблемы, так как в результате получается гомогенный излучатель. Для проведения точных количественных определений концентраций обширного набора элементов и в широком диапазоне значений их концентраций, характерном для природных образцов, обе методики можно использовать одновременно, не в ущерб какой-либо, а как дополняющие друг друга. Чувствительность выше у прессованных таблеток, в то время как стандартные отклонения, которые характеризуют точность построения калибровочных графиков, существенно ниже у плавленных дисков (табл. 1, рис.).

Таблица 1

Элемент	Диапазон концентраций, масс. %	Пробоподготовка: 1 – диск; 2 – таблетка	Стандартное отклонение, %	Чувствительность, (имп/с)/%	Предел обнаружения, масс. %
Na ₂ O	0.1-11	1	0.05	1660	0.023
		2	0.33	6700	0.010
MgO	0.05-45	1	0.10	2320	0.016
		2	0.99	9670	0.015
Al ₂ O ₃	6-24	1	0.18	1480	0.014
		2	1.17	6240	0.009
SiO ₂	33-77	1	0.39	970	0.020
		2	1.36	4280	0.014
K ₂ O	0.05-13	1	0.07	460	0.007
		2	0.09	3690	0.006



Сравнение результатов рентгенофлуоресцентного определения Al_2O_3 в стандартных образцах с аттестованными значениями по: а) прессованным таблеткам; б) плавленым дискам.

Аналитические параметры спектрометра S4 Pioneer и его программное обеспечение SpectraPlus с заложенной коррекцией матричных эффектов по методу альфа-коррекции с использованием переменных альфа-коэффициентов в уравнениях связи позволяют эффективно использовать плавленные диски при определении концентраций микроэлементов для геохимических исследований. Для уточнения границы применимости такого анализа на примере петрогенных элементов и ряда микроэлементов (Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga) было проведено сравнение данных их определения по дискам и таблеткам, приготовленным на основе разных по валовому химическому составу геологических образцов (табл. 2). Изучались образцы с высокими содержаниями Cr, Ni (ультраосновные породы Сихотэ-Алиня), и с высокими концентрациями Ba, V (углеродистые силициты Сихотэ-Алиня), а также, для полноты картины, основные и средние породы других магматических комплексов Приморья и Камчатки с умеренными содержаниями всех элементов. Всего для проведения исследования было подготовлено не менее 15 образцов от каждого типа пород. Относительные отклонения значений концентраций, определяемых по прессованным таблеткам, от значений, определяемых по плавленым дискам, составляют, например, для MgO от -52 до +19 отн. %; для SiO_2 от -10 до +12 отн. %.

Таблица 2

Элемент	Пробоподготовка: 1 – диск; 2 – таблетка	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
Чувствительность, (имп/с)/%	1	320	1160	950	1390	1930	1990	3120	3370
	2	2760	8860	7390	12200	15750	21000	26190	30060
Предел обнаружения, г/т	1	8	4	5	3	3	3	2	2
	2	6	3	4	2	2	2	2	2

При выбранном суммарном времени измерения интенсивности аналитической линии и фона определяемого элемента (для дисков – 1000 с, для таблеток – 500 с) пределы обнаружения для обоих методов оказываются близкими (см. табл.2). Несмотря на это в случае плавленных дисков нижние пределы количественного определения элементов будут выше, так как основной вклад в ошибку анализа при определении низких концентраций элементов вносит пробоподготовка, а аппаратурной ошибкой можно пренебречь.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 06-III-B-04-098.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОПОЧВ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ)

П.Г. Панин

Институт географии РАН, г. Москва

Основной проблемой нашего тысячелетия является глобальное климатическое изменение окружающей среды, многие ученые задействованы в этой проблематике, и одним из направлений прогноза климатической обстановки является палеопочвоведение – наука, изучающая эволюцию почвенного покрова во времени. Задачей палеопочвоведов, помимо стратиграфии почв, является исследование их физических, химических, морфологических, микроморфологических и минералогических свойств, которые позволяют судить об особенностях генезиса почвенного покрова в былые эпохи. В предлагаемой работе представлены методы исследования палеопочв и их результаты. Исследования проводились в пределах Москворецкой равнины (междуречье р.р. Оки и Москвы), где детально изучены лёссово-почвенные серии в разрезах Суворотино, Гололобово, Ожерелье, Михнево, в которых выделены палеопочвенные комплексы: позднеплейстоценовый – мезинский (MIS-5), среднеплейстоценовые – каменский (MIS-7) и инжавинский (MIS-9). Эти почвенные комплексы состояли из палеопочв двух фаз – ранней межледниковой и более поздней интерстадиальной, разделенных в ряде случаев мало-мощной толщей осадка [1, 2].

Методы. Для установления основных особенностей почвообразования и реконструкции генезиса интерстадиальных и межледниковых палеопочв были применены следующие методы: морфологический (описание и отбор образцов палеопочв среднего и позднего плейстоцена); физико-химический (содержание гумуса, полуторных оксидов железа, карбонатов, pH, емкость катионного обмена); минералогический (фракции < 1, 1-5, 5-10 мкм) и микроморфологический.

Результаты. Для интерстадиальных палеопочв характерны маломощный профиль в пределах 0.20-0.35 м, преобладание светло- и темно-серой окраски с оттенками бурой. Интерстадиальные палеопочвы сильно гумусированы (0.30-0.43% гумуса), содержат наибольшее количество фракции ила

(20-50%), мелкой (8-17%) и средней (6-15%) пыли. Количество полутонных оксидов варьирует: аморфное железо от 0.01 до 0.18%, окристаллизованное от 0.20 до 2.32%, коэффициент Швертмана изменяется в пределах от 0.04 до 0.25. Емкость катионного обмена в этих палеопочвах максимален от 19 до 35 мг-экв/100 г почв, pH равен от 6 до 8. Эти почвы можно сопоставить с лугово-чернозёмными или черноземами глинисто-иллювиального типа [3, 4, 5]. Микроморфологическое строение интерстадиальных палеопочв характеризуется гумусово-глинистой плазмой в основной массе, с преобладанием пылеватых частиц. Кутаны встречаются редко, преобладают гумусовые и гумусово-глинистые. Впервые они были обнаружены в разрезах Ожерелье и Гололобово, что может говорить об иллювиальном распределении глинистых частиц *in situ* [5]. Интерстадиальные палеопочвы характеризуются высоким содержанием (59.4%) набухающей фазы, представленной слюда-сметитами с высоким содержанием смектитовых пакетов. Обращает на себя внимание высокая степень совершенства структуры всех слоистых силикатов, в первую очередь набухающей фазы, что свидетельствует о слабом влиянии экзогенных процессов. Отмечается наличие индивидуальных смектитов [6, 7]. По этим показателям интерстадиальные палеопочвы позднего и среднего плейстоцена во всех изученных разрезах слабо отличаются друг от друга, поэтому их можно отнести к одному типу почвообразования, для которого характерно преобладание процесса гумусонакопления [3].

Для межледниковых палеопочв, в отличие от интерстадиальных, характерен мощный профиль (до 2.65 м). Цвет в основном бурый, ярко-бурый с оттенками сизого оgleения. Межледниковые палеопочвы слабо гумусированы (0.07%), здесь количество ила минимально (10-40%) по сравнению с интерстадиальными палеопочвами, но содержание фракций мелкого и среднего песка наибольшие (0.7-19%) - результат влияния подстилающей окской морены. Количество аморфного железа варьирует от 0.10 до 0.27%, окристаллизованное от 0.34 до 2.28%, коэффициент Швертмана от 0.04 до 0.26. pH межледниковых палеопочв равен 6-8. В отличие от интерстадиальных палеопочв по микроморфологическому строению, в межледниковых преобладает глинистая плазма с большим обилием кутан (по убыванию) – глинистых, железисто-глинистых, гумусово-глинистых, пылевато-глинистых. Здесь также часто встречаются железистые новообразования, такие как орштейны и нодули. Кутаны расположены, в основном, в трещинах размером от 0.3-0.7 мм [4, 5]. В межледниковых палеопочвах отмечается существенная дифференциация профилей по содержанию фракций менее 1 мкм и распределению смектитовой фазы в ней. Глинистые минералы фракций несовершенны по структуре, их рефлексы низкие, асимметричные. Эти показатели свидетельствуют о мощных экзогенных факторах, которые способствуют преобразованию структур минералов лёссовых отложений [6, 7]. Межледнико-

вые палеопочвы, преимущественно лесные, в отличие от интерстадиальных, формировались под влиянием разных почвообразовательных процессов, которые заключались в преобладании одного процесса над другим, в разных природных условиях.

Почвы микулинского межледниковья в центральной части Восточно-Европейской равнины, можно отнести к текстурно-дифференцированным почвам с преобладанием процессов лессиважа и, возможно, оподзоливания. Почвы каменского межледниковья, развивались по метаморфическому типу почвообразования с участием процессов лессиважа. Для этих палеопочв современными аналогами могут считаться бурые лесные лессивированные почвы. Почвы инжавинского межледниковья имели текстурно-дифференцированный профиль и развивались с участием процессов лессиважа, а также по элювиально-иллювиальному типу с существенным участием процессов оподзоливания или поверхностного оглеения. Аналогами этих почв в настоящее время могут считаться – поверхностно элювиально-глеевые почвы.

Литература

1. Величко А.А., Нечаев В.П., Морозова Т.Д., Тимирёва С.Н., Панин П.Г. Новые данные по строению лёссово-почвенно-криогенной формации вблизи северной границы ее расположения на Восточно-Европейской равнине // Квартер – 2005. Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар, Республика Коми, 2005. С. 66-68.
2. Величко А.А., Морозова Т.Д., Панин П.Г. Почвенные полигенетические комплексы как системный феномен плейстоценовых макроциклов // Изв. РАН, сер. географ., 2007. № 2. С. 44-54.
3. Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
4. Панин П.Г. Особенности строения почв центра Восточно-Европейской равнины в среднем и позднем плейстоцене и в современную эпоху (голоцен) // М.: Автореферат диссер. на соиск. уч. степ. к.г.н., 2007. С. 1-26.
5. Панин П.Г. Особенности строения межледниковых и интерстадиальных почвенных комплексов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // Почвоведение, 2007. № 2. С. 145-159.
6. Чижикова Н.П., Морозова Т.Д., Панин П.Г. Минералогический состав тонкодисперсной части и микроморфология палеопочв и лёссов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // Почвоведение, 2007. № 12. С. 1500-1512.
7. Чижикова Н.П., Панин П.Г. Информативность тонкодисперсной части палеопочв и лёссов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // М.: Бюл. Почвенного Института им. В.В. Докучаева, 2007. Вып. 59. С. 28-41.

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Н.Н. Ухова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Химический состав грунтов при инженерно-геологических исследованиях изучается достаточно редко, несмотря на то, что эта информация несет большую нагрузку корреляционно-генетического характера. В докладе рассматривается разрез скв. ГС-1 (25 м) в районе д. Мальта, который на основании геолого-литологических и грунтоведческих исследований был расчленен на четыре пачки, отнесенные к субаэральным лессовым ($v-dQ_3^{2-3}$) и субаквальным глинистым ($d-hQ_3$; $d-hQ_2$; $d-p-hQ_1$) отложениям. Определен химический состав и рассчитаны геохимические коэффициенты; выполнена статистическая обработка данных для всего разреза и выделенных пачек, в том числе, использован кластер-анализ [1]; проведен сравнительный анализ лессово-глинистых грунтов разреза с тиксотропными озерными глинами из района г. Биробиджана [3].

Наибольшая разнородность отмечается в распределении H_2O , Na_2O , CaO , MnO , ппп (коэффициент вариации 24-37%), следовательно, эти компоненты можно назвать критериями различия (табл. 1). Они фиксируются между первой (лессовой) и второй (субаквальной) пачками, при этом коэффициенты вариации больше в лессовой толще; отличия третьей и четвертой пачек прослеживаются только по SiO_2 и ппп, коэффициенты вариации для большинства компонентов < 10%. Следовательно, химический состав субаквальных отложений более однороден, нижняя пачка обогащена SiO_2 , в ней меньше рыхлосвязанной воды (H_2O), ппп, CaO .

Геохимические коэффициенты приведены в сравнении с «биробиджанскими» глинами (табл. 2). Кремнекислые коэффициенты однотипны,

Таблица 1

Обобщенные данные химического состава грунтов (%)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	Ппп
X_{cp}	56.44	0.94	15.29	3.69	2.60	0.11	2.54	4.61	1.79	2.03	0.17	1.77	7.28
V	4.7	4.0	5.9	15.5	14.7	24.5	7.0	24.0	28.2	8.7	18.1	37.5	24.0
X_{cp}^1	55.21	0.91	15.21	3.35	2.52	0.10	2.63	5.72	1.70	1.97	0.15	1.99	8.70
V^1	2.0	5.4	5.5	19.8	23.1	14.5	8.6	18.5	17.1	5.3	19.1	44.6	8.7
X_{cp}^2	53.2	0.98	16.46	4.32	2.51	0.09	2.33	4.47	1.02	1.80	0.15	3.84	8.89
V^2	0.6	1.0	0.3	6.7	11.2	6.2	1.0	10.7	4.5	5.5	3.8	6.2	2.3
X_{cp}^3	56.27	0.94	15.4	3.87	2.79	0.11	2.51	4.20	1.79	2.06	0.18	2.90	6.90
V^3	3.1	1.7	5.8	10.7	7.1	20.6	5.3	13.6	21.9	8.1	13.6	20.8	11.1
X_{cp}^4	60.3	0.93	14.52	3.56	2.54	0.12	2.58	3.63	2.40	2.21	0.21	1.82	4.78
V^4	1.4	2.0	3.1	8.9	9.2	38.2	3.7	14.4	8.3	4.6	2.1	6.7	5.0

Примечание. X_{cp} , V – среднее значение содержания оксидов, коэффициент вариации для грунтов всего разреза скв. ГС-1 (21 образец); X_{cp}^{1-4} , V^{1-4} – то же для отдельных пачек (соответственно 7, 3, 6, 5 образцов).

Таблица 2

Сравнение геохимических коэффициентов

Коэффициенты	Глины Биробиджана		Грунты скважины ГС-1		Грунты г. Иркутска	
	x_{cp}	V	x_{cp}	V	x_{cp}	V
Ki	3.48	13.47	3.71	9.45	3.91	6.30
BA	0.18	21.35	0.56	18.44	0.36	16.14
Ko	0.09	23.89	0.73	29.04	0.32	26.14
Kz	30.56	49.04	9.48	39.34	8.67	19.77
Kh	3.60	42.01	1.21	25.78	1.03	12.04
Kk	0.26	25.93	1.81	20.39	0.99	12.65
CIA	84.81	3.30	64.51	6.35	73.76	4.23
CIW	94.73	2.01	70.56	6.25	80.93	3.89
ICV	0.62	9.78	1.03	12.58	0.84	11.52
Примечание. x_{cp} – среднее значения содержания компонентов (%), V – коэффициент вариации (%).						

но основные (BA), окисления (K_o) и зрелости (K_z) свидетельствуют о меньшей степени химической переработки отложений скв. ГС-1. Впервые для дисперсных грунтов данного региона мы рассчитали геохимические индексы химического изменения (CIA), выветривания (CIW), изменения состава (ICV), которые позволяют оценить преобладающий тип климата в областях размыва, степень выветривания и зрелости поступающей в область осадконакопления глинистой фракции [2]. По значениям этих индексов можно предположить, что четвертичные отложения скв. ГС-1 формировались в умеренной климатической обстановке без ярко выраженной климатической специфики, степень выветривания глинистой фракции и зрелость пород слабая. «Биробиджанские» глины имеют противоположную характеристику – климат теплый гумидный, степень выветривания и зрелость пород значительны. Можно заключить, что возраст глин из района г. Биробиджана более древний – палеоген-неогеновый, что мы и предполагали ранее [3, 4].

Исследованная толща по средним значениям новых геохимических индексов особых различий по условиям формирования не имеет, но обращает на себя внимание степень их распределения: по сравнению с «биробиджанскими» глинами: здесь в два-три раза больше коэффициенты вариации, следовательно, дают о себе знать выделенные пачки. Эолово-делювиальные лессовые отложения имеют заметно меньшие значения CIA, CIW и несколько большие ICV, чем нижележащая субаквальная ($d-hQ_3^1$), значит, климат изменился в сторону похолодания и снизилась степень выветрелости материала, поступающего с источников сноса; субаквальные условия были однотипны.

Применение кластерного анализа показало, что химический состав дисперсных грунтов разреза относится к индикаторам расчленения толщи: выполненная кластеризация оказалась адекватной геолого-генетическому подразделению – 22 образца оказались разделенными на две основные группы. В первой выделяются четыре подгруппы: первая и вторая соответствуют верхней лессовой пачке, третья – второй пачке серых делювиально-болотных

(субаквальных) суглинков с ракушками, четвертая – третьей пачке субаквальных среднечетвертичных серых пылеватых суглинков. Вторая группа включает образцы четвертой пачки – это субаквальные нижнечетвертичные глины. Мера сходства между первой и второй основными группами незначительна (евклидово расстояние 0.7), что свидетельствует о специфичности их химического состава.

В заключение отметим, что изучение химического состава грунтовых толщ обеспечивает реализацию генетического принципа при их инженерно-геологической оценке.

Литература

1. Данилов Б.С. Кластерный анализ в EXCEL // Строение литосферы и геодинамика. Материалы научн. конф. Иркутск, 2001. С. 18-19.
2. Интерпретация геохимических данных / Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др. М.: Интермет Инженеринг, 2001. 288 с.
3. Рященко Т.Г., Хмелевская И.М., Ухова Н.Н. и др. Комплексные исследования состава, микростроения и свойств тиксотропных глин (площадка нефтегазоносной скважины в районе г. Биробиджана) // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. С. 80-85.
4. Ухова Н.Н. Роль показателей химического состава глинистых грунтов при их инженерно-геологической оценке // Вестник ИрГТУ, 2007. № 1. С. 23-25.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ РЯДА ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦАХ СЕРИИ ГЕОРТ МЕТОДОМ СИЛИКАТНОГО АНАЛИЗА

Н.Н. Ухова, Н.Ю. Царева

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В последнее время вырос уровень требований к качественному и количественному определению элементного состава разнообразных материалов. В связи с этим особое внимание уделяется пределу обнаружения, точности и правильности используемых методик измерения. Институт земной коры (ИЗК) СО РАН с 2001 года принимает участие в Международной программе тестирования геоаналитических лабораторий GeoPT, исследуя образы силикатных горных пород представленных в программе.

Условия участия в Программе изложены в Согласованном протоколе, подготовленном совместно с АО АС (Association of Official Analytical Chemists), ISO, IUPAC [1-3]. Качество результатов анализа представленных аналитическими лабораториями оценивается по критерию Z, рассчитанному по формуле:

$$Z = (X - X_a) / H(a),$$

где X – результат анализа; X_a – принятое содержание элемента в исследуемом образце; $H(a) = 0.01C^{0.8495}$ – допустимая погрешность результата анализа.

Допустимая погрешность должна соответствовать решаемой задаче. В прикладной геохимии, качество представленных результатов, оценивается по критерию Z' . В этом случае величина $H(a)$ удваивается (II категории результатов анализа). Удовлетворительными считаются результаты анализа при условии $|z, z'| \leq 2$, неудовлетворительными при $|z, z'| \leq 3$, что указывает на необходимость дополнительных исследований и установления источника аналитических отклонений (промахов).

Задача настоящей работы состояла в обсуждении результатов, полученных методом силикатного анализа в Аналитическом центре ИЗК СО РАН при определении макрокомпонентов в трех образцах Программы (морских отложений СН-1, лёсса LOESS, монгольского базальта MBL-1). В таблице 1 приведены методы определения содержания порообразующих оксидов, включенных в вариант методики силикатного анализа. Определенная сумма содержания компонентов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , H_2O , ППП) составляет $100\% \pm 0,5$. Содержание элементов определено в пересчете на абсолютно-сухое вещество ($K = 100/(100-H_2O)$).

Таблица 1

Методы определения содержания порообразующих оксидов
(вариант методики силикатного анализа ИЗК СО РАН)

№ пп	элемент	НПО, %	навеска, г	Методы анализа
1	SiO_2	0.05	0.1	спектрофотометрический по синему комплексу кремнемолибденовой к-ты
2	TiO_2	0.02	0.1	спектрофотометрический с диантипирилметаном
3	Al_2O_3	0.25	0.1	спектрофотометрический с хромазуролом S
4	Fe_2O_3 общ	0.50	0.1	спектрофотометрический с о-фенантролином
5	FeO	0.25	0.025	спектрофотометрический с о-фенантролином
6	MnO	0.01	0.1	атомно-абсорбционная спектрометрия пламени
7	MgO	0.10	0.1	атомно-абсорбционная спектрометрия пламени
8	CaO	0.10	0.1	атомно-абсорбционная спектрометрия пламени
9	Na_2O	0.01	0.1	атомно-эмиссионная спектрометрия пламени
10	K_2O	0.01	0.1	атомно-эмиссионная спектрометрия пламени
11	P_2O_5	0.03	0.1	спектрофотометрический по синему фосформолибденовому комплексу
12	ППП	0.05	0.3	гравиметрический при температуре 1000 °C

В таблице 2 приведены данные сравнения полученных и аттестованных результатов с учетом критерия Z .

Оценка качества силикатного анализа для трех образцов горных пород Программы GeoPT позволила признать результаты определения в большинстве случаев удовлетворительными и показало необходимость совершенствования некоторых существующих методик измерения.

Литература

1. Кузнецова А.И., Зарубина О.В. Межлабораторный контроль качества прямого атомно-эмиссионного анализа с использованием серии горных

Таблица 2

Результаты химического анализа геологических образцов
в рамках программы GeoPT

Образец		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
	Атест	44.65	0.604	12.22	4.47	0.305	2.18	13.28	2.43	~ 2.15	0.127	17.85
CH-1	Ац	44.38	0.61	13.75	4.54	0.306	2.26	13.43	2.2	1.4	0.132	18.27
	Z	-0.27	0.23	4.56	0.50	0.07	1.06	0.43	-2.72	*	0.69	0.90
	Атест	53.24	0.423	6.2	2.1	0.064	2.9	16.31	1.06	1.3	0.13	16.03
Loess	Ац	52.82	0.409	6.20	2.17	0.066	2.90	16.77	1.02	1.32	0.145	16.11
	Z	-0.4	-0.7	0.3	0.9	0.4	-0.4	1.1	-0.8	-0.4	2.1	0.2
	Атест	51.763	2.107	14.464	9.782	0.130	6.302	5.433	4.384	4.016	0.846	—
MBL-1	Ац	52.13	2.17	14.47	9.93	0.126	6.38	5.30	4.53	3.94	0.796	0.844
	Z	0.32	0.89	0.03	0.53	-0.58	0.43	-0.8	1.04	-0.59	-1.43	*

Примечание. Прочерк в графе (—) означает, что для образца не установлено среднее содержание по результатам участников Программы,
* – невозможность проведения статистического анализа.

пород программы тестирования геоаналитических лабораторий GeoPT // Аналитика и контроль, 2005. Т. 9. № 3. С. 230-239.

2. Худоногова Е.В., Черкашина Т.Ю., Штельмах С.И., Ревенко А.Г. Внешняя оценка качества определения содержаний ряда элементов в геологических образцах серии GeoPT рентгено-флуоресцентным методом / Conference on X-Ray Analysis (September 29-30, 2006, Ulaanbaatar, Mongolia).

3. Thompson M. The International Harmonized Protocol for the proficiency testing of (chemical) analytical laboratories / M. Thompson, R. Wood // Pure and Appl. Chem. 1993. V. 65. N 9. P. 2123-2144.

4. Thompson M. GeoPT1. International Proficiency Test for Analytical Geochemistry Laboratories-Report on Round 1 (July 1996) / M. Thompson, P.J. Potts, P.C. Webb // Geostandards Newsletter. 1996. V. 20. N 2. P. 295-325.

5. International Association of Geoanalysts 2001. Protocol for operation of GeoPT™. Proficiency testing scheme.

Секция 6
Мониторинг природной среды. Геоэкология
Руководитель: д.г.н. В.А. Чудаева (ТИГ ДВО РАН)

**ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ
АМУРСКОГО ЗАЛИВА**

К.И. Аксентов

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Оценка современного состояния геосистем весьма актуальна, в особенности для районов, подверженных высокой антропогенной нагрузке. Южноприморский шельф, с его большим природно-экономическим потенциалом, является интересным объектом для геоэкологических исследований. Выявление тенденций изменения геоэкологической ситуации здесь может дать возможность определить механизмы, влияющие на состояние природной среды и сделать прогноз дальнейшего развития морских геосистем, найти способы решения локальных экологических проблем, в том числе при интенсивной застройке прибрежных территорий и развитии судоходства. Необходимость такой работы состоит том, что предполагается интенсивное развитие инфраструктуры прибрежной территории в связи с проведением форума АТЭС на острове Русский. Способность донных отложений хранить геоэкологическую информацию является ещё одним критерием для их подробного изучения и оценки современного состояния геосистем.

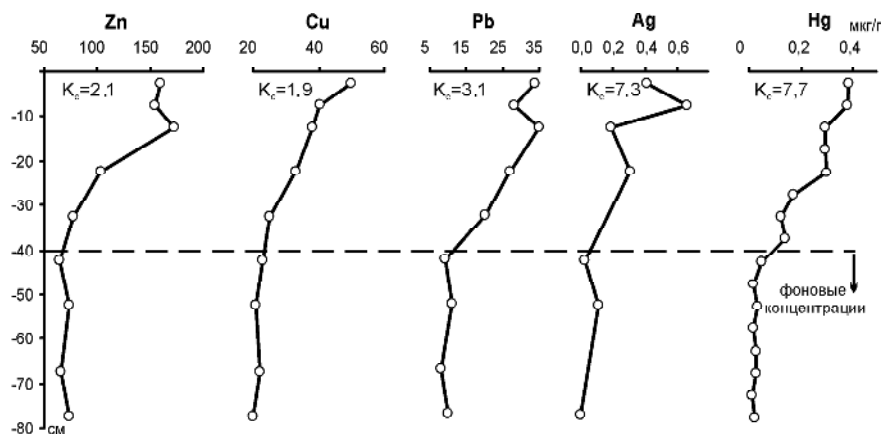
В данной работе представлены результаты экспедиций, проведенных на маломерных судах НИС «Малахит» и НИС «Импульс» в период с 2005 по 2007 г. Донные отложения отбирались прямоточной трубкой ГОИН и дночерпателем. Мощность отобранных отложений составляла не более 1.5 м. Пробоподготовка осуществлялась по стандартной методике для литохимического анализа. Содержание ртути определяли анализатором ртути РА915+ с приставкой РП-91С. Данный метод определения основан на атомизации ртути методом пиролиза при температуре 850 °С, с последующим определением атомно-абсорбционным способом, который реализуется с помощью зеемановской поляризационной спектроскопии с высокочастотной модуляцией. Содержание микроэлементов определяли атомно-абсорбционным методом после кислотного разложения последовательной обработкой смесью фтороводородной и азотной, фтороводородной и хлорной кислотами.

По полученным данным, в поверхностном слое донных осадков Амурского залива следует выделить элементы, которые являются явными трассерами антропогенного загрязнения (Hg, Zn, Pb, Cu). Максимальные содержания обнаружены в б. Золотой Рог. При удалении от г. Владивостока наблюдается

снижение концентрации этих элементов в донных осадках, что подтверждает данные предыдущих исследований [3]. Следует выделить резкое увеличение содержания ртути в донных осадках вблизи г. Владивостока [1]. В тоже время в распространении других тяжелых металлов не просматривается закономерность увеличения в зависимости от антропогенных объектов.

В вертикальном распределении в колонках донных осадков Амурского залива наблюдается тенденция увеличения тяжелых металлов (Hg, Zn, Pb, Cu, Ag) к поверхности (рис.). Сопоставляя данные по вертикальному распределению этих элементов со скоростями осадконакопления следует, что загрязнение донных осадков начинается в начале – середине прошлого века. Следовательно, концентрации в нижнем слое донных осадков можно принимать за фоновые. При этом можно оценить степень современного загрязнения, используя коэффициент концентрации (K_c), который в данной работе рассчитан как отношение средней концентрации химического элемента в нижнем слое к средней концентрации загрязненного слоя. К примеру, в колонке донных осадков, отобранной около г. Владивостока (рис.), K_c цинка, меди и свинца равен 2.1, 1.9 и 3.1 соответственно. Более высокие значения K_c наблюдаются у ртути и серебра 7.7 и 7.3 соответственно. В распределении других элементов не прослеживается подобная закономерность, содержания колеблются около определенного для каждого элемента значения.

По результатам факторного анализа можно выделить полиэлементную ассоциацию ртуть-свинец-медь-цинк, в которой коэффициенты корреляции этих элементов превышают 0.8. Менее устойчивые корреляционные связи с ртутью наблюдаются у кобальта, никеля и железа, отрицательная корреляция обнаружена у ртути с кремнием ($K_k = -0.43$). В незагрязненном слое дон-



Содержание тяжелых металлов в колонке донных осадков, отобранной в Амурском заливе около г. Владивостока

ных осадков, накопившихся в доиндустриальный период ситуация несколько меняется. Положительная корреляция ртути со свинцом отсутствует, а с цинком она становится малозначимой. Однако высокая корреляционная зависимость остается у ртути с медью ($K_k = 0.7$), что, возможно, связано с особенностями геохимических природных процессов.

Следовательно, акватория Амурского залива подвержена интенсивному антропогенному влиянию, на основе чего формируются осадки с аномальными концентрациями некоторых тяжелых металлов. Отсутствие очистных сооружений в г. Владивостоке приводит к загрязнению акватории Амурского залива и других прилегающих акваторий.

Автор благодарит научного руководителя д.г.-м.н. Астахова А.С., Иванова М.В., а также весь коллектив лаборатории морского рудообразования, помогавший в проведении экспедиционных работ. Особую благодарность автор выражает Середе Н.А. (ТОИ ДВО РАН) и Ткалиной Е.А. (ДВГИ ДВО РАН) за выполнение химических анализов.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке гранта ДВО РАН 06-III-B-07-28.

Литература

1. Аксентов К.И. Ртуть в донных осадках Амурского залива Японского моря // Геология морей и океанов: тез. докл. XVII международ. конф. М.: 2007. Т. 2. С. 196-198.
2. Matsumoto E. The sedimentary environment in the Tokyo bay // Geochemistry (Jap.). V. 17. N 1. 1983. P. 27-32
3. Tkalin A.V., Presley B.J. Trace metals in bottom sediments near Vladivostok, Russia // Pacific oceanography. 2003. V. 1. N 2. P. 185-187.

ПОТОКИ МЕТАНА И ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ В ОХОТОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

А.Л. Веникова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Исследования на северо-восточном склоне и шельфе о. Сахалин проводятся с 1984 г. Основной целью работ являлось изучение газогеохимических полей и сезонных изменений концентраций метана в толще вод Охотского моря. Эти данные использовались для прогноза нефтегазоносности, поиска полей газогидратов, прослеживания зон разломов, выяснения их современной сейсмо-тектонической активности, расчетов потока метана из недр в атмосферу, использования метана как индикатора для прослеживания водных слоев. Отбор проб воды для изучения метана осуществлялся на станциях, которые расположены как в районе выходов газа (метана) из донных отложе-

ний, так и вдали от них. Было выявлено, что источниками метана в районе исследований являются нефтегазовые залежи, бактериальная продукция и разрушающиеся газогидраты. [2]

Ежегодно с поверхности Охотского моря в атмосферу поступает 1000000 т метана. Т.к. метан является тепличным газом, следовательно, вклад Охотского моря в бюджет атмосферы оказывает влияние на изменение климата на Земле [1].

Так же с 2005 по 2007 годы были проведены мониторинговые исследования районов грязевого вулканизма и гидротермальных источников на восточном побережье о. Сахалин. Было отмечено, что при сейсмотектонической активизации увеличивается поступление метана как из разломов на дне Охотского моря, так и из грязевых вулканов на о. Сахалин. Это, в свою очередь, влечет за собой увеличение тепличных газов в воде и атмосфере и к изменению рельефа дна и поверхности суши. Проанализировав данные, полученные в результате этих исследований, были сделаны предположения о сопряженности грязевого вулканизма на суше с потоками метана в Охотском море. Следует отметить, что, возможно, источник газа и для газогидратных залежей и для проявлений грязевого вулканизма является единым, им может быть нефтегазосодержащие породы. Так же на эхограммах зон разрушения газогидратов на дне Охотского моря были обнаружены схожие структуры (бугорки, ямки и т.д.) с грязевыми вулканами на о. Сахалин. В связи с тем, что изучение этих процессов в Охотском море осложняется немалыми глубинами, изучение грязевого вулканизма на суше помогает решить данную проблему и изучить процесс поступления метана в атмосферу.

В результате выполненных исследований можно отметить, что изучение грязевого вулканизма на о. Сахалин и потоков метана в Охотском море имеет большое значение, т.к. в процессе сейсмотектонической активизации увеличивается поступление метана в водную толщу и в атмосферу, что приводит к негативным геоэкологическим последствиям. Также при извержениях грязевых вулканов и разрушении газогидратов происходит изменение рельефа на суше и деформация морского дна, а это, в свою очередь, может привести к разрушению инженерно-технических сооружений.

Литература

1. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верещагина О.Ф., Мишукова Г.И., Сорочинская А.В., Югай И.Г. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря // Владивосток: Дальнаука, 1999.
2. Обжиров А.И., Соснин В.А., Салюк А.Н. и др. Мониторинг метана в Охотском море // Владивосток: Дальнаука, 2002.

ТРАНСФОРМАЦИЯ НЕФТЕЗАГРЯЗНЕНИЙ В МЕРЗЛОТНЫХ ПОЧВАХ ЯКУТИИ

**Ю.С. Глязнецова, О.Н. Чалая, С.Х. Лифшиц, О.С. Карелина,
С.Е. Ефимов**

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Талаканское нефтегазовое месторождение является одним из трех крупных нефтяных месторождений Якутии, на которых ведется опытно-промышленная добыча нефти. 25 мая 2006 года в процессе подготовки магистрального нефтепровода «Талакан-Витим» к эксплуатационному сезону в двух местах трассы при закачке нефти произошла авария.

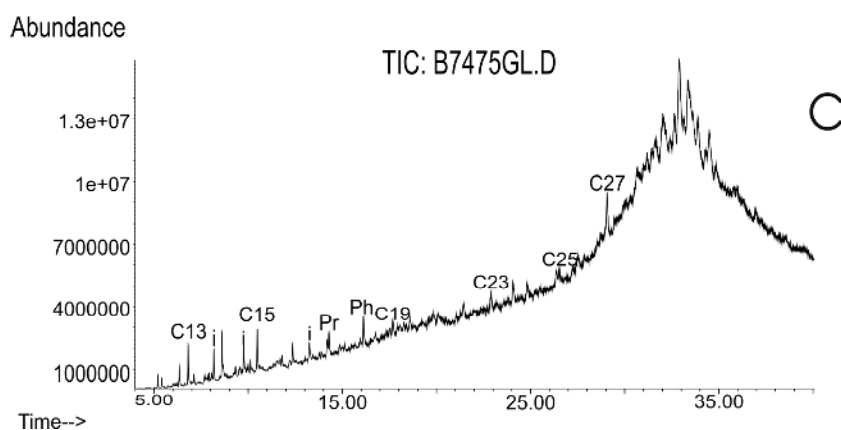
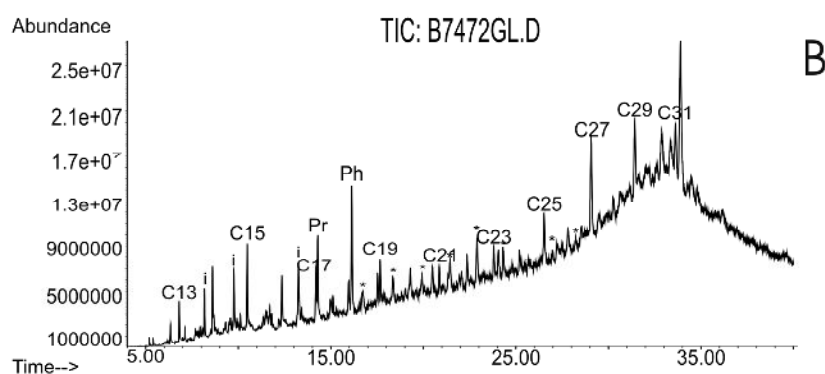
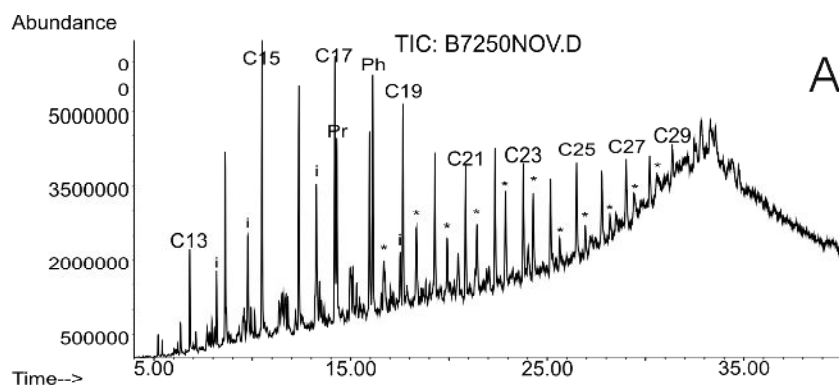
Пробы почв на одном из исследуемых нефтезагрязненных участков были отобраны в августе 2006 года, т.е. почти через 3 месяца после аварии. После отбора проб в почву был внесен вспученный вермикулит без добавок и с углеводородоокисляющими аборигенными микроорганизмами.

Нефтяное загрязнение в почвенных пробах определяли по выходу хлороформенных битумоидов (ХБ), извлекаемых методом холодной экстракции. Поскольку почвы содержат нативное органическое вещество, уровень загрязнения оценивали по отношению к естественному геохимическому фону (ЕГФ), для характеристики которого были взяты контрольные пробы почв на значительном удалении от загрязненных территорий.

До аварии по результатам полевых материалов 2001 и 2005 гг. экологическая обстановка вдоль трассы нефтепровода «Талакан-Витим» оставалась удовлетворительной за исключением отдельных небольших утечек на местах стыков труб, носящих локальный характер. По геохимическим показателям большая часть проанализированных проб почв приближалась к ЕГФ, что подтверждается данными детальных аналитических исследований методами ИК-Фурье-спектроскопии и хромато-масс-спектрометрии.

Результаты изучения проб 2006 г. показали большой разброс концентраций ХБ в пробах почв: от следов ($< 0.0001\%$) до значений, соответствующих очень высокому уровню загрязнения (85.08%). Нефтезагрязнение характеризуется неравномерным характером распространения от места разлива. Все пробы почв с выходом ХБ более 5% по структурно-групповому составу обнаруживают практически полную идентичность с составом талаканской нефти. В ИК-спектрах ХБ проб с умеренным уровнем загрязнения на фоне преобладающего поглощения нефтяных углеводородов (УВ) еще прослеживаются характерные признаки, отражающие вклад нативной составляющей.

Полученные результаты показали, что на месте аварии и прилегающей территории необходим контроль за эффективностью проводимых очистных работ. С этой целью через год после обработки почв сорбентами, были отобраны пробы почв и в них изучены процессы трансформации нефти. Отмечено значительное уменьшение концентрации нефти в почвах как в случае обработки вермикулитом, так и вермикулитом с микроорганизма-



Масс-хроматограммы насыщенных УВ ХБ почвенных проб, загрязненных талаканской нефтью:
A – проба отобрана в 2006 г. (до обработки сорбентом); **B** – проба почвы (2007 г.) после обработки вермикулитом;
C – проба после обработки вермикулитом с микроорганизмами.
 Усл.обозн. C_{15,16,18,29} – n-алканы, i – изопреноиды, Pr – пристан, Ph – фитан, * – 12 и 13-метилалканы.

ми (в 2 и более раз). Структурно-групповой состав по данным ИК-спектроскопии изменился в сторону ЕГФ (преобладание кислородсодержащих структур над углеводородными, уменьшение доли ароматических соединений). Данные группового состава ХБ проб 2007г. указали на низкое содержание УВ, высокую долю смол и асфальтенов по сравнению с исходными пробами (2006 г.).

О трансформации нефтяных УВ под действием сорбентов и микроорганизмов можно судить по характеру масс-хроматограмм, приведенных на рисунке.

При обработке почвы сорбентами (рис. пробы В и С) отмечается уменьшение содержания н-алканов nC_{17} - nC_{25} , повышение доли относительно высокомолекулярных н-алканов nC_{26} – к.к. (от 6% в пробе А до 22%), наблюдается появление второго максимума в распределении н-алканов на $nC_{27,29}$, увеличивается коэффициент нечет/чет от 1.1 до 1.5-1.9. В пробах В и С по сравнению с пробой А преобладает над nC_{17} в 1.5-2 раза, значительно увеличивается содержание фитана относительно nC_{18} (в 3.5 раза). Соотношение $iC_{19}+iC_{20}/nC_{17}+nC_{18}$ увеличивается с 0.9 в пробе А до 2.21 (проба В) и 2.69 (проба С). Установлено резкое снижение содержания 12-и13-метилалканов (от 18% до 4%) в пробе С за счет деятельности микроорганизмов.

Все отмеченные особенности в составе и распределении индивидуальных насыщенных УВ проб почв свидетельствуют о трансформации нефтезагрязнения и изменениях в составе ХБ почв в сторону восстановления ЕГФ.

ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА ПОЖАРООПАСНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ЕВРЕЙСКОЙ АВТОНОМНОЙ ОБЛАСТИ

А.М. Дорошенко

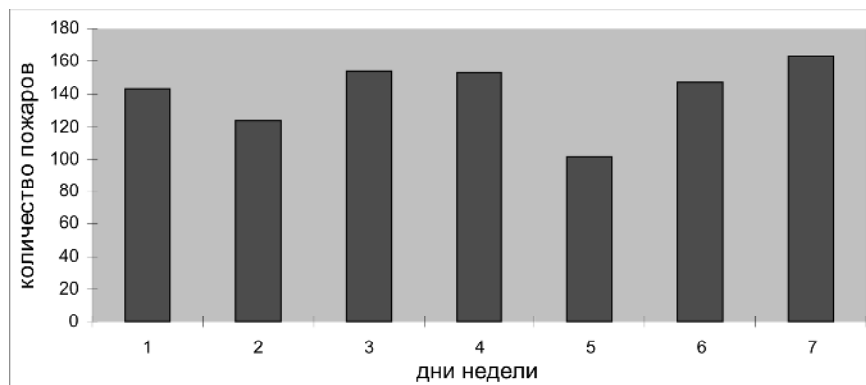
*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
г. Биробиджан*

В современном мире человек стал мощным фактором воздействия на природу. Масштабы его деятельности необычайно широки. Антропогенная нагрузка на лес выражается в загрязнении промышленными газами, массовым отдыхом населения, выпасом скота, пожарами растительности.

Самый страшный враг леса – огонь. Максимально распространенными по площади и вносящими наиболее глубокие изменения в растительный комплекс на территории Дальнего Востока вообще, и в Еврейской автономной области (ЕАО) в частности, являются пожары растительности [2]. Они несут экологический ущерб, который выражается в трансформации состояния экосистем, происходящих в них процессов почвообразования, динамику растительного покрова, адаптацию животного мира к пирогенным местообитаниям. Потери от пожаров носят и экономический характер, например, по данным Агентства лесного хозяйства по ЕАО в 2006 г. в этом реги-

оне ущерб составил 176 675 тыс руб.

Поскольку возгорания в лесу в основном происходят по вине человека и связаны с его производственной деятельностью и отдыхом, то необходимо рассмотреть распределение частоты возгораний по дням недели.



Распределение пожаров по дням недели с 1997-2004 гг.

Как видно из данных, приведенных на рисунке, по сводкам управления природных ресурсов ЕАО [1] наименьшее число возгораний отмечается в пятницу, так как это последний рабочий день и население выходит на природу во второй половине дня и возгорания, возникающие в этот период, фиксируются только в субботу. Кроме того, нельзя выделить дни с наибольшим количеством возгораний, так как они примерно равномерно распределены в течение всей недели, поскольку большая часть населения постоянно занята в сельском хозяйстве и сбором дикоросов в течение всего пожароопасного сезона.

Для определения населённых пунктов, численность населения которых в наибольшей степени оказывает влияние на пожароопасность растительности, была изучена зависимость частоты возгораний от количества жителей в населённых пунктах.

Таблица показывает, что большинство возгораний происходит в окрестностях сёл и поселков, население которых не превышает 1000 человек. Это объясняется тем, что большая часть населения занята в сельском хозяйстве, каждый год производится выжигание пастбищ и сельскохозяйственных угодий, а так же сбор дикоросов в доступных лесных угодьях.

Нами разработана шкала зависимости частоты пожаров от численности населения в населённых пунктах ЕАО.

К I классу опасности отнесены населённые пункты с населением до 1000 человек, поскольку их общее влияние на пожароопасность территории ЕАО наибольшее. Это объясняется наибольшим (79) числом возгораний в окрестностях, которые составляют 63% от всех возгораний за последние 10 лет.

Таблица

Зависимость частоты пожаров от численности населения
в населённых пунктах ЕАО с 1997-2006 гг.

Население, чел	Количество населенных пунктов	Общее количество возгораний, %	Среднее количество возгораний в окрестностях населенного пункта. %	Класс опасности
< 1000	79	63	0.8	I
1000-4000	21	29	1.4	II
4000-12000	5	5	1	III
> 70000	1	2	2	IV

Ко II классу относятся населённые пункты с количеством жителей от 1000 до 4000 человек, где происходит примерно 29% возгораний растительности в автономии, к ним относится 21 населённый пункт.

В III класс были выделены населённые пункты с численностью населения от 4000 до 12000 человек; в окрестностях которых происходит около 5% всех пожаров растительности в ЕАО. К данному классу относится 5 населённых пунктов.

К IV классу пожарной опасности относится 1 населённый пункт, с количеством жителей более 70 000 человек, окрестностях происходит наименьшее количество пожаров в автономии (2%).

Таким образом, согласно разработанной шкале, было установлено, что большинство населённых пунктов ЕАО относятся к I классу опасности, это должно быть учтено при планировании лесопожарных мероприятий.

Литература

1. Журналы учёта лесных пожаров по ЕАО за 1997-2004 гг.
2. Лесной комплекс Дальнего Востока России: аналитический обзор / Под ред. А.С. Шейнгауза. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 160 с.

КОМПЛЕКСНАЯ ОЧИСТКА СТОЧНЫХ ВОД ЗОЛОТО-ИЗВЛЕКАТЕЛЬНЫХ ФАБРИК

С.В. Дроздов, С.В. Астапчик, С.В. Ковалев, М.В. Лескив

ЗАО «Полус», г. Красноярск

В процессе функционирования золото-извлекательных фабрик (ЗИФ) образуются и накапливаются воды, в которых содержатся такие вредные примеси, как цианиды, роданиды, цветные металлы, а также ценные компоненты, в частности золото. Из-за наличия в сточных водах ценных составляющих они не могут быть сброшены в водоемы сразу после очистки от примесей и используются в оборотном цикле различных процессов. Это приводит к повышению концентрации примесей, что в свою очередь увеличивает потребление природных вод и вод, находящихся на балансе предприятия.

Постоянное накопление дебалансных вод требует больших расходов на строительство и обслуживание хвостохранилищ, очистных сооружений. Кроме того, растут штрафные санкции по защите окружающей среды.

Для сокращения затрат, связанных с накоплением дебалансных вод и повышенным потреблением природных вод, необходимо проводить полную очистку сточных вод ЗИФ, что позволит сбрасывать их в природные водоемы без вредного воздействия на окружающую среду.

В связи с выше изложенным были проведены исследования и испытания по очистке дебалансных вод Олимпиадинской ЗИФ. Основной целью данных работ явилась полная очистка воды для возврата ее в технологический цикл.

На первой стадии вода обрабатывалась химическим реагентом, в результате чего достигалась полная очистка от цианида, существенно снижались содержания Cu, Fe, Ni и в два раза содержания Mn, Ca. Указанные металлы-примеси концентрируются в осадке, направляемом на дальнейшую переработку для извлечения ценных компонентов. Отделение осадка от раствора осуществлялось фильтрованием. Удаление цветных металлов из вод позволяет снизить нагрузку на следующую стадию очистки и провести максимально полное извлечение золота из раствора.

На второй стадии очистки вода пропусклась через слой сорбента, в результате чего на смолу частично извлекались цветные металлы и практически полностью золото. Сорбция проводилась на анионообменной смоле с последующей десорбцией и получением товарного электролита, а затем и катодного осадка.

На третьей стадии очистки вода подвергалась озонированию, при этом происходит полное разложение роданидов и комплексных цианидов с выпадением в осадок соединений Mn, Fe, Ni, Cu.

Для отделения осадка раствор пропусклся через модуль ультрафильтрации. На последней стадии очистки вода проходит через обратноосмотическую мембрану, что позволяет снизить в ней содержание примесей до концентраций, не превышающих ПДС.

Концентрированные растворы примесей, образующиеся при ультрафильтрационной и обратноосмотической очистках, по составу сходны с исходной водой и могут быть направлены на вторую стадию очистки после предварительной фильтрации.

СОСТОЯНИЕ ИХТИОПЛАНКТОНА В ЭСТУАРИИ РЕКИ АРТЕМОВКИ 2005-2007 ГГ.

Ю.В. Завертанова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Река Артемовка является одной из больших рек бассейна залива Петра Великого. Она берет начало на западном склоне хребта Пржевальского на высоте 460 м, течет, в основном, в южном направлении и впадает в зал. Муравьиный Уссурийского залива. Длина реки 73 км, а площадь водосбора 1460 км². Глубины в основном русле от 0.5 до 4.2 м. Течение спокойное, со скоростью от 0.5 до 0.8 м/с. По химическому составу вода реки относится к гидрокарбонатному классу и обладает малой минерализацией (58 мг/л в зимнюю межень, до 42 мг/л в половодье). Общая жесткость воды в течение года колеблется от 0.41 до 0.56 мг – экв/л. В средней части реки в 70-х годах XX в. было построено большое водохранилище, снабжающее питьевой водой г. Владивосток.

В реке Артемовке обитает много пресноводных видов рыб, а в эстуарий заходит ряд морских видов. Здесь также образуются скопления личинок и молоди, которые находят в воде эстуария необходимые кормовые организмы.

Однако районы низовья реки и ее эстуария находятся под сильным антропогенным воздействием. В нее попадают бытовые и промышленные стоки крупных населенных пунктов, сбрасываются воды Артемовской ГРЭС, поступают загрязнения с полей и ферм.

Загрязнения реки сказывается наиболее сильно на рыбах, находящихся на начальных стадиях развития, то есть личинках. Загрязнение среды обитания вызывает у предличинок и личинок рыб необратимые изменения в развитии или аберрации. Их легче обнаружить на ранних стадиях развития, так как постепенно происходит элиминация нежизнеспособных особей. Обращают внимание также на необычное поведение рыб и изменение их внешнего вида. Это свидетельство того, что рыба больна.

В настоящей работе представлены результаты наблюдений и исследований личинок и молоди рыб, обитающих в эстуарии реки Артемовки.

Личинки и молодь рыб собраны в период с мая по ноябрь 2005-2007 гг. на глубине 0.5-1.5 м в эстуарной зоне р. Артемовки, впадающей в Уссурийский залив. Обловы ихтиопланктона производили еженедельно планктонным сачком из капронового газа № 15. Пробы фиксировали в 4% растворе формалина. Среди личинок и молоди рыб было собрано 50 особей из поверхностной пленки нефтепродуктов и 30 особей поврежденных писциколезом и гельминтозом. Данные были обработаны с использованием пакета статистических программ MS EXCEL 2000 и STATISTICA 6.0 по общепринятым методикам.

Результаты

Молодь рыб была выловлена в поверхностной пленке нефтепродуктов (бензин, дизельное топливо, смазочные масла). Те рыбы, которые были выловлены из этой пленки, имели «нефтяной» запах, и концентрация нефтепродуктов здесь составляла 0.1 мг/л. Содержание нефтепродуктов в рыбах было определено пробой варки, а степень загрязнения водоема нефтепродуктами определили визуально.

В основном была повреждена молодь рыб. Погибшие особи были тусклыми, ослизненными, с признаками очагового дерматита, проявляющегося пятнистой гиперемией кожи, распадом и слущиванием эпидермиса. Повреждена также роговица глаза. В жабрах отмечен отек лепестков, гиперемия капилляров, набухание, дистрофию, некробиоз и очаговое слущивание респираторного эпителия со слизистых клеток. Поражение внутренних органов ограничивалось застойной гиперемией и зернисто – вакуольной дистрофией клеток паренхимы.

Писциколез – инвазионная болезнь рыб, вызываемая пиявками, которые присасываются к коже, жабрам, вокруг глаз, в ротовой полости рыб. Характеризуется хроническим малокровием и необычным поведением животных. Рыбы беспокойно плавают по водоему, выбрасываются из воды, худеют и слабо реагируют на внешние раздражители. На их теле, после отпадения пиявки, остаются круглые ранки, которые часто кровоточат.

Поврежденные писциколезом особи *Tribolodon brandti* были встречены с августа до середины сентября 2006 г. Вся выловленная молодь была погибшей. Отмечены следующие признаки погибших особей. Во-первых, обнаружены пиявки, присосавшиеся к жабрам молоди рыб. У трех особей на теле насчитывалось до 4 пиявок. Во-вторых, погибшие рыбки выглядели сильно истощенными с атрофированной печенью, почками, увеличенной селезенкой.

Присосавшиеся пиявки были идентифицированы только до рода. Они были из семейства Pisciolidae и принадлежали к роду пиявок *Piscicola spp.*

Среди двадцати особей молоди *Chaenogobius annularis* восемнадцать были также повреждены пиявками, а две другие повреждены ленточными глистами, которых многие неверно называют солитерами. Личинки глистов находились в брюшной полости рыб, и поэтому брюшко у них было вздуто. Диагностированная болезнь называется лигулезом. Для человека такая рыба не опасна, и после удаления жабр и внутренних органов ее можно употреблять в пищу.

Профилактика заболеваний рыб р. Артемовки заключается в периодическом контроле чистоты водоисточников, установлении защитных сооружений, препятствующих распространению загрязнений и нефтепродуктов по поверхности воды; удаление загрязненной жесткой растительности. В водоохранной зоне реки необходимо запретить мытье автомашин и соблюдать природоохранное законодательство. Это будет способствовать оздоровлению экологической обстановки в р. Артемовке, что приведет к увеличению видового разнообразия и численности рыб.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РТУТИ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

М.В. Иванов

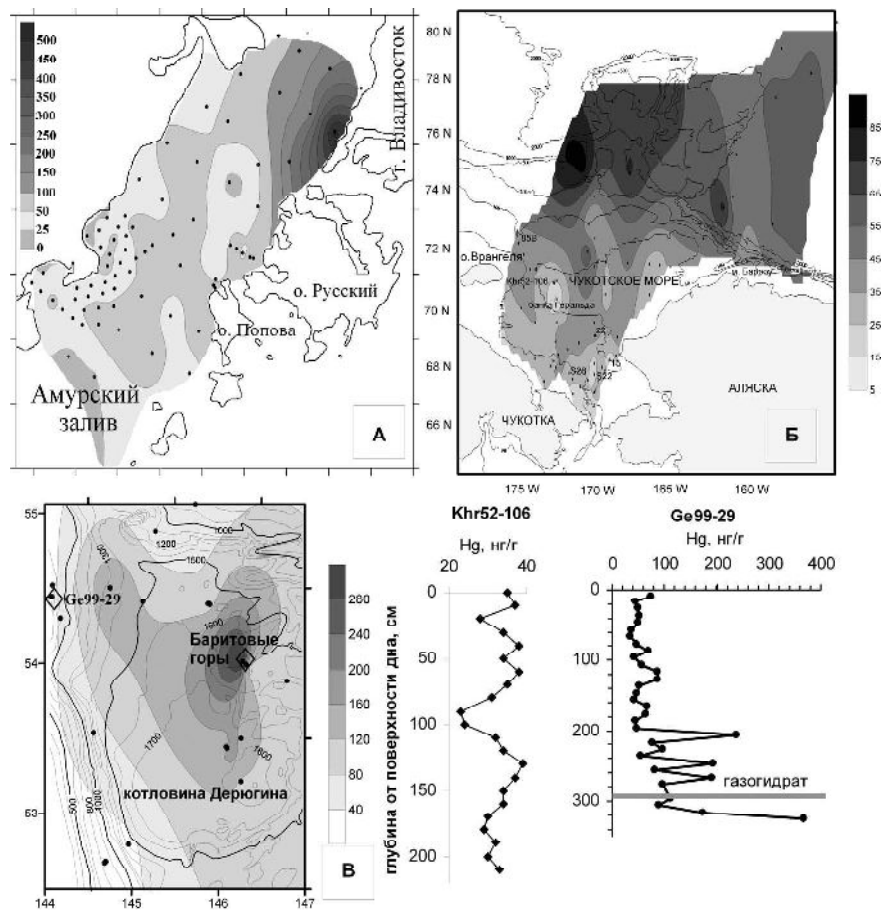
*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Для исследований в данной работе были выбраны три региона (Чукотское, Охотское и Японское моря) с резко контрастными условиями поступления ртути в морские экосистемы. Охотское и Чукотское моря по условиям накопления ртути в осадках являются весьма удобным объектом для изучения процессов природного накопления ртути в донных осадках. Они находятся вне зон атмосферного разноса антропогенной ртути из промышленно-развитых регионов Восточной Азии, Европы и Северной Америки. В водосборных бассейнах впадающих в Чукотское море рек отсутствуют крупные промышленные предприятия. Характерной особенностью Чукотского моря является наличие реликтовой подводной криолитозоны, которая может препятствовать природной эмиссии ртути из земной коры. В пределах котловины Дерюгина известны многочисленные эндогенные источники, которые могут поставлять ртуть в морскую воду и осадки. Амурский залив Японского моря находится в зоне возможного атмосферного разноса антропогенной ртути из стран юго-восточной Азии [2]. Кроме того, здесь известно поступление ртути в море со сточными водами г. Владивостока [1].

Чукотское море. При анализе распределения ртути в поверхностных осадках Чукотского моря (рис. Б) можно выделить некоторые участки с повышенным содержанием. Это, прежде всего, район каньона Геральд и юго-западная часть моря, примыкающая к мысу Хоуп. Максимальные содержания ртути в донных осадках относятся к северной части Чукотского моря и района мыса Барроу. Это районы так называемого нефтегазоносного Чукотского бассейна. При сопоставлении полученной карты и известных карт распределения типов донных осадков, их гранулометрического состава, распределения в них органического вещества, биогенного кремнезема, углеводородных газов, можно отметить отсутствие видимой корреляции ни с одним из указанных параметров. Минимальные содержания ртути отмечены в поверхностных осадках т.н. банки Геральд.

Для Чукотского моря характерно равномерное распределение по колонкам (рис.).

Котловина Дерюгина (Охотское море). При анализе данных распределения ртути в поверхностных осадках котловины можно выделить два района с ее повышенными содержаниями - центральная часть и участок в основании материкового склона о. Сахалин, примыкающий с востока к району с известными метановыми источниками. В центральной части котловины аномальные содержания ртути в осадках также отмечены вблизи известных



Содержание ртути (нг/г) в поверхностных осадках ДВ морей: А – Японское море, Б – Чукотское море и прилегающей части Северо-Ледовитого океана, В – Охотское море и распределение ртути по колонкам донных осадков.

метановых источников в районе «Баритовых гор».

Распределение ртути в колонках донных осадков котловины Дерюгина имеет несколько типов. В верхней части материкового склона о. Сахалин большинство колонок, сложенных диатомовыми илами, имеют очень низкие и равномерные содержания по всему разрезу. Максимальные концентрации ртути характерны для осадков, залегающих под слоем газогидратов, который является частичным флюидоупором, хотя ее очень высокие содержания отмечены также в некоторых горизонтах выше. Можно предполагать, что основное влияние на формирование аномальных содержаний ртути в этих условиях оказывает источник газов.

Амурский залив (Японское море). Амурский залив отличается от районов исследований в Охотском и Чукотском морях тем, что он находится в зоне влияния атмосферного разноса антропогенной ртути из прилегающих провинций Китая. Кроме того, здесь существуют и локальные источники загрязнения: выбросы сточных вод г. Владивостока, вынос терригенной взвеси водами рек. Максимальные содержания 500-600 нг/г обнаружены в донных осадках в зоне антропогенного влияния г. Владивостока (рис. А). Среднее содержание для центральной части Амурского залива составило 73 нг/г. Установлено, что вблизи г. Владивостока в донных осадках залива Петра Великого ртуть хорошо коррелирует с другими тяжелыми металлами (Cu, Pb, Ag) и органическим веществом осадков. На накопление ртути в донных отложениях залива оказывают влияние два основных фактора: степень антропогенной нагрузки и вещественный, прежде всего гранулометрический, состав отложений.

Автор благодарит своего научного руководителя д.г.-м.н. Астахова А.С. и Аксентова К.И. за помощь в выполнении экспедиционных работ и подготовке тезисов.

Литература

1. Tkalin A.V., Presley B.J. Trace metals bottom sediments near Vladivostok, Russia // Pacific oceanography. V. 1. N 2. 2003. P. 185-187.
2. Dastoor A.P., Larocque Y. Global circulation of atmospheric mercury: a modeling study // Atmospheric Envir. V. 38. 2004. P. 147-161.

РОЛЬ ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ОПОЛЗНЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ Г. ИРКУТСКА

А.В. Кадетова, А.А. Рыбченко

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Активизация оползневых смещений на территории г. Иркутска предопределена как условиями геологической среды, так и воздействием техногенеза. Геологическое строение территории города характеризуется широким развитием юрской угленосной формации, а также чехла четвертичных отложений с максимальной мощностью до 30 м различного генезиса (аллювиального, делювиального, пролювиального, элювиального). Породы юрской формации сложены сильно выветрелыми, трещиноватыми отложениями, представленными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с горизонтами углей разной мощности и глин. Такое строение создает предпосылки для развития оползневых деформаций различного типа [1, 4]. Большинство оползней развивающихся в естественных условиях на территории г. Иркутска и его окрестностей приурочены к склонам речных долин, и их активизация вызвана эрозионной деятельностью рек, повышенным уров-

нем грунтовых вод и трещиноватостью юрских пород. В работе пойдет речь об оползнях, причиной развития которых стал техногенный фактор.

Ершовский оползень сформировался на территории строительства нового водозабора г. Иркутска на левом берегу Иркутского водохранилища. Склон, сложенный раздробленными блоками песчаников, алевролитов и аргиллитов и их выветрелыми образованиями, во время строительства был подрезан. В результате подрезки динамическое равновесие склона было нарушено, что привело к активизации оползневого процесса и возникновению опасности для строящегося объекта. Прекращение движения оползневых масс произошло после выполнения ряда инженерных, противооползневых мероприятий, таких как создание водоотводной канавы и дамбы пригрузившей подошву оползня. Оползневые деформации на левом берегу р. Ангары являются унаследованными. До создания водохранилища вся левобережная приплотинная часть, сложенная юрскими породами, была поражена оползнями. По данным В. Маслова [2] на левом берегу Ангары на 15-м и 16-м км Забайкальской железной дороги, напротив бывшей деревни Больше-Разводинской, находилось три оползневых участка. Геологическая среда развития оползней представлена слабосцементированными песчаниками с пластами песчанистых глин и углей. Пласты песчаных глин достигают более 2 м мощности и играют роль водоупорных горизонтов. Залегание пород в районе оползней почти горизонтальное со слабым уклоном от реки [4].

Другим примером техногенного оползня являются деформации в четвертичных отложениях стенки карьера кирпичного завода в Ново-Ленино. В середине 80-х гг. в лессовидных суглинках и супесях с прослоями глин и песков по обводненному глинистому горизонту произошел оползень, причиной активизации которого стала концентрация поверхностных вод над глинистым слоем в результате его обводненности при свалке бытовых отходов, расположенной выше по склону. При скоплении мусора замедлился процесс испарения атмосферных осадков из грунта. Сошедшие оползневые массы вплотную подошли к отдельным хозяйственным объектам завода и захватили опору высоковольтной сети. Наличие оползневых деформаций откоса создает определенную степень риска нарушения нормальной эксплуатации предприятия. Предполагаемая зона скольжения формирующихся в настоящее время оползней закладывается на контакте глин и суглинков пойменной фации и имеет дугообразную (круглорцилиндрическую) поверхность. С целью оценки определения устойчивости откоса был произведен расчет коэффициента устойчивости ($K_{уст}$). Расчет выполнен для естественного состояния откоса с использованием формулы Н.Н. Маслова для круглорцилиндрической поверхности скольжения [3]. В результате проведенных расчетов установлено, что $K_{уст}$ борта карьера, в зависимости от веса изменяется от 0.97 до 1.02, то есть склон находится в состоянии предельного равновесия. Вместе с тем, необходимо подчеркнуть, что в соответствии с существующими нормами,

устойчивым считается склон с коэффициентом выше 1.25. Таким образом, любое техногенное вмешательство (подрезка уступа, его пригрузка) и даже слабый сейсмический толчок, может спровоцировать техногенные деформации. Повышенное увлажнение также может стать причиной оползневых смещений на рассматриваемом склоне. Так, например, после обильных осадков летом 2004 года на данном участке образовались оползни-потоки, степень водонасыщения (S_r) грунтов составляла от 0.7 до 1, что свидетельствует о том, что грунты находились в водонасыщенном состоянии.

Основными причинами дестабилизации склонов в естественных условиях являются боковая эрозия рек, переувлажнение пород, геологическое строение территории, а в условиях города к ним добавляются техногенные факторы: подрезка и пригрузка склонов, утечки из водонесущих коммуникаций, вибрации от проходящего транспорта и т.п. Взаимодействие природных факторов и техногенной нагрузки приводят к формированию техногенных оползней в черте г. Иркутска. Рассмотрев наиболее характерные примеры таких деформаций, проявившихся как в коренных породах, так и в рыхлых четвертичных отложениях, можно сделать вывод, что условия геологической среды данных участков (угол наклона, наличие в геологическом разрезе ослабленных зон и глинистых горизонтов, подземные водоносные горизонты) уже были предрасположены к развитию здесь оползневых смещений. Техногенные факторы, связанные со строительством инженерных объектов являются так называемыми катализаторами процесса. Так в первом случае причиной дестабилизации послужила подрезка склона, вызвавшая нарушение его равновесия, а во втором примере стабильность склона оказалась нарушенной из-за изменения процесса испарения, и как следствие, обводненности глинистого горизонта.

Таким образом, при освоении новых городских территорий необходимо ответственнее относиться к строительству на участках, которые имеют условия, благоприятные для развития оползней. Здесь обязательно должны проводиться детальные исследования с целью расчета устойчивости склонов и обоснования размеров допустимых нагрузок. Это существенно уменьшит риск возникновения оползневых деформаций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 06-05-64186.

Литература

1. Демьянович Н.И. Ангарские оползни в юрских породах. В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников ИЗК СО АН СССР. Иркутск, 1963. С. 89-91.
2. Маслов В. О морфологии древних оползней на берегу р. Ангары около Иркутска / Известия государственного географического общества. Том LXV, выпуск 1-6. Государственное технико-теоретическое издательство. Сектор науки НКП, 1933. С. 140-146.

3. Маслов Н.Н. Механизм грунтов в практике строительства (оползни и борьба с ними). М.: Стройиздат, 1977. 238 с.

4. Тржцинский Ю.Б., Козырева Е.А., Верховин И.И. Инженерно-геологические особенности Иркутского амфитеатра. Иркутск: Издательство ИрГТУ, 2005. 124 с.

РОЛЬ СЕЛЕВЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПЛЯЖЕЙ НА ЮЖНОМ САХАЛИНЕ

Е.Н. Казакова, Д.А. Боброва

Сахалинский филиал ДВГИ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Территория южного Сахалина характеризуется высокой степенью селевой активности [1, 3]. Селевые потоки причиняют населению и хозяйству значительный ущерб, и, поэтому, рассматриваются исключительно как негативные явления. Однако на южном Сахалине сели играют определенную роль в формировании пляжей и в защите берегов от абразии за счет выноса в прибрежную зону селевого материала.

В работе использовались: материалы лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН; собственные полевые наблюдения (2005-2007 гг.).

На территории Сахалина можно выделить девять основных участков (табл.), в которых селевыми потоками осуществляется вынос материала в прибрежную зону. Основным критерий выделения районов – преобладающий состав пород, объемы и повторяемость селевых потоков.

Для оценки объемов поставки селевого материала во вдольбереговое перемещение наносов нами были рассчитаны объемы селевых отложений, аккумулируемых на пляже, так как этот материал, так или иначе, во время шторма или высокого прилива, поступит в прибрежную зону.

Наибольшие объемы выноса селями селевого материала в прибрежную зону наблюдаются на побережье залива Терпения на участке р. Лазовая – р. Осиновка, где селевые очаги селевых бассейнов, в которых формируются грязекаменные потоки, приурочены к границе между массивом интрузивных пород и абразионно-денудационной террасой, сложенной алевритами и песчаниками. По этой причине селеобразующие породы представлены здесь как интрузивными (диориты, андезиты), так и малопрочными скальными и полускальными породами (аргиллитами, алевритами, песчаниками), интенсивно выветрелыми с поверхности до состояния суглинков, глин, дресвы и щебня.

Здесь наблюдается высокая частота селеобразования: сели формируются 1 раз в 1-3 года; каждые 3-5 лет отмечаются периоды массового селеобразования продолжительностью от 1 до 3-5 суток [1, 2]. Грязекаменные сели, выносящие материал в прибрежную зону, формируются несколько реже – 1 раз в 5-7 лет.

Характеристика основных участков южного Сахалина, в которых
селевыми потоками осуществляется вынос материала в прибрежную зону

Район	Границы участка	Тип селевого потока	Средний объем, тыс.м ³	Повторяемость периодов массового селеобразования, лет	Преобладающий состав пород селевых отложений	Средний объем выноса на погонный км пляжа за 1 год, м ³
Побережье зал. Терпения	р. Лазовая – р. Осиновка, р. Макарова – р. Горная	грязекаменный	5.0	3	андезиты, габбро- диориты	1250
	р. Осиновка – р. Макарова	наносоводный, грязевой	1	3	песчано-глинистые породы	150
Побережье Татарского пролива	р. Чирай – р. Черная Речка	грязевой, грязекаменный	0.5	7	алевролиты	7
	р. Чеховка – р. Арканзас	грязекаменный	1.0	7	алевролиты	21
	р. Яблочная – р. Калинка	грязекаменный, грязекаменный	1	5	алевролиты	15
	р. Калинка – р. Бережная	грязекаменный, грязевой	2	3	песчаники, алевролиты	600
	р. Лопатинка – р. Шебунинка	грязекаменный	1	3	туфогенные песчаники	117
Побережье зал. Анива	р. Соловьевка – р. Корсаковка	наносоводный, грязекаменный	0.5	10	алевролиты	5
	р. Новикова – р. Горемыка	наносоводный, грязекаменный	0.5	10	песчаники, алевролиты	4

Отложения грязекаменных потоков на данном участке состоят из валунно-глыбового материала размером от 0.5 до 1.5-2.5 м с супесчано-суглинистым заполнителем. Валунно-глыбовый материал селевых отложений представлен угловато окатанными глыбами диорита, андезита и метаморфизированного песчаника, который разрушается медленно и, будучи вынесенным в прибрежную зону, играет роль естественных волногасящих конструкций (на большинстве остальных участков (табл.) крупнообломочный материал представлен, в основном, алевролитами, которые в течение 1-2 лет разрушаются до состояния суглинков).

Максимальный зарегистрированный размер обломка, вынесенного к береговой полосе грязекаменным потоком, составляет до 12.3 м³ (селевой бассейн р. Жаровка).

В итоге проведенных нами работ установлено, что средние объемы выноса селевого материала в прибрежную зону здесь достаточно велики и составляют

по минимальным оценкам 1.25 тыс. м³ в год на погонный километр пляжа.

Наибольшие объемы выносов наблюдаются на участке р. Лазовая – р. Осиновка, между р. Угледарка и р. Ячменевка (протяженность 5.5 км), где суммарная поставка селевыми потоками материала в прибрежную зону составляет не менее 240 тыс. м³ за период 5-7 лет.

Реальные объемы выносов селевого материала в прибрежную зону больше, так как некоторая его часть попадает при сходе селевого потока сразу в море. Следует заметить, что селевые отложения, аккумулирующиеся на поверхности низковысотной морской террасы, размываются во время паводков и половодий и в море выносятся дополнительный материал.

В XX веке на побережье южного Сахалина выносы селевого материала в прибрежную зону блокировались автомобильными и железными дорогами, проходящими между морской террасой и морем.

Вынесенный в прибрежную зону селевой материал вовлекается во вдоль-береговое перемещение наносов, и, аккумулируясь, увеличивает мощность пляжа, защищая проходящие по берегу моря транспортные магистрали от волновых воздействий, а крупнообломочный материал является естественными волногасящими конструкциями.

В результате работ составлена карта районирования южного Сахалина по объемам выноса селевого материала в прибрежную зону в масштабе 1:1 000 000.

Литература

1. Казаков Н.А. Геологические и ландшафтные критерии оценки лавинной и селевой опасности при строительстве линейных сооружений (на примере о. Сахалин). Канд. дисс. Деп. в ВЦНТИ. М.: 2000. 206 с.
2. Казаков Н.А., Минервин И.Г. Селевые процессы на о. Сахалин. Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации и земельный кадастр. Вып. 4. М.: Полтекс, 2000. С. 35-38.
3. Казаков Н.А., Жируев С.П. Таксономические категории природных селевых комплексов (на примере о. Сахалин) // Материалы Шестой всероссийской конференции «Оценка и управление природными рисками «Риск – 2006». М.: РУДН, 2006. С. 48-50.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА 7 ПАУ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ Г. ВЛАДИВОСТОКА (ОКТАБРЬ 2006, ЯНВАРЬ-АПРЕЛЬ 2007)

В.В. Калинин, В.Ф. Мишуков

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В связи развитием стран Тихоокеанского региона с каждым годом все больше возрастает антропогенное влияние на природную среду. Одним из наиболее интенсивных и постоянно действующих источников поступления различ-

ных веществ является атмосфера. Содержащиеся в ней полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) обладают мутагенной и канцерогенной активностью. Количество известных ПАУ достигает нескольких сотен, но повсеместно распространенных в биосфере не более нескольких десятков.

В атмосферу ПАУ поступают в основном как продукты неполного сгорания органических веществ, таких как трава, уголь, дерево, торф, природный газ, нефтепродукты и др. И хотя некоторая часть, содержащихся в атмосфере ПАУ происходит от природных источников, таких как лесные пожары, вулканы и гидротермальные образования, основная часть ПАУ, особенно в городах, имеет антропогенное происхождение.

Для наблюдения за загрязнением атмосферы установлены пробоотборники воздуха высокого объема (фирма Kimoto, Japan) в пригороде Владивостока на крыше здания ТОИ ДВО РАН на высоте около 30 м и для фоновое определения в п. Горнотоежное на крыше Уссурийской астрофизической обсерватории ДВО РАН на высоте 270 м. Поселок Горнотоежный находится примерно в 67 км от г. Владивостока и приблизительно в 22 км от г. Уссурийска. Вокруг станции нет основных источников ПАУ. Аэрозольные частицы отбирались одновременно на двух станциях еженедельно, в октябре 2006, январе и апреле 2007 г.

Для анализа аэрозольные фильтры разрезались на маленькие кусочки в колбу, а затем дважды экстрагировались смесью растворителей бензол/этанолом (3:1) при активизации ультразвуком. После фильтрации и добавления 100 мкл диметилсульфоксида (ДМСО), растворители испаряли под слабым вакуумом (1000 Па, комнатная температура). После этого 900 мкл ацетонитрила добавляли в оставшиеся 100 мкл ДМСО. Качественное и количественное определение ПАУ проводилось с использованием ВЭЖХ (высокоэффективный жидкостной хроматограф) и флуоресцентного детектора. Для разделения использовалась хроматографическая колонка Interstil ODS-P, длиной 250 мм и внутренним диаметром 4.6 мм, GL Sciences Inc., Tokyo, Japan. В качестве подвижной фазы использовали смесь ацетонитрил/вода, скорость подачи подвижной фазы 1 мл/мин. В результате из каждого фильтра были определены концентрации 7 следующих ПАУ – Пирен (Pr), Бенз(а)антрацен (BaA), Хризен (Chr), Бенз(б)флуорантен (BbF), Бенз(к)флуорантен (BkF), Бенз(а)пирен (BaP), Бенз(ghi)перилен (BghiPe).

Результаты анализа фильтров с владивостокской станции (рис. 1) показали, что наибольшие концентрации ПАУ в атмосферном воздухе г. Владивостока наблюдались с 12.01.07-19.01.07, так концентрация бенз(а)пирена в эти дни составляла 3.20 нг/м³, что в 3 раза превышает среднесуточную ПДК (1 нг/м³) в воздухе населенных мест (из п. 2. ГН 2.1.6. 1338-03). Предположительно это связано с прохождением над Владивостоком «пылевых бурь» из Китая, т.к. в этот период наблюдались слабые северо-западные ветры, но также нельзя исключать и тот факт, что скорость ветра в эти дни была

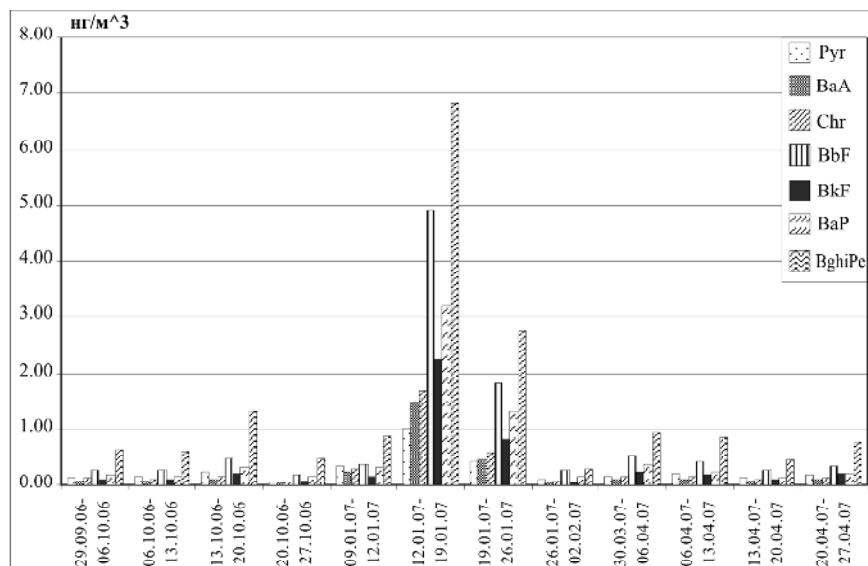


Рис. 1

практически нулевой, а следовательно, загрязненный воздух мог не успевать обновляться и скапливался. Для более точного определения необходимо дальнейшее исследование.

Из результатов факторного анализа ПАУ и других элементов, собранных с владивостокской станции (рис. 2, табл.) видно, что ПАУ имеют антропогенную природу и выделились под первым фактором, а под вторым выделились элементы природного происхождения.

В ходе исследования впервые были определены концентрации 6 ПАУ в атмосферных аэрозолях г. Владивостока, исключение составляет BaP, который определяется Приморскгидрометом. Выявлен сезонный ход изменения концентраций ПАУ. При сравнении с концентрациями ПАУ в атмосферных аэрозолях других стран Азиатско-Тихоокеанского региона подмечено уменьшение градиента в следующем направлении: Китай (Шеньян) – Россия (Владивосток) – Корея (Сеул) – Япония (Каназава).

Работа выполнена при сотрудничестве Японского Каназавского Университета в рамках совместного гранта РФФИ «Proposal to JSPS-FRBR Scientific Cooperation Program» по совместному проекту «Atmospheric and Marine Contamination of Polycyclic Aromatic Hydrocarbons and Related Compounds in East Asia».

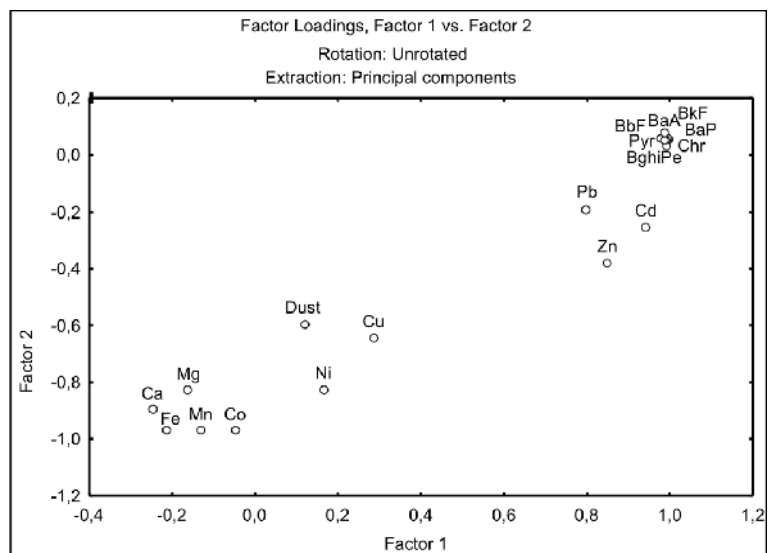


Рис. 2

Таблица

	Factor1	Factor2	Factor3
Dust	0.12	-0.59	0.70
Pyr	0.98	0.06	0.03
BaA	0.99	0.05	-0.01
Chr	0.99	0.05	-0.02
BbF	0.99	0.05	-0.01
BkF	0.99	0.03	0.01
BaP	0.99	0.08	-0.02
BghiPe	0.99	0.05	0.01
Fe	-0.21	-0.97	-0.02
Mn	-0.13	-0.97	0.03
Cu	0.29	-0.65	0.53
Zn	0.85	-0.38	-0.29
Cd	0.94	-0.25	0.05
Pb	0.80	-0.19	-0.25
Co	-0.05	-0.97	0.05
Ni	0.17	-0.83	0.07
Ca	-0.25	-0.90	-0.33
Mg	-0.16	-0.83	-0.52
Expl.Va	9.37	6.04	1.32
Prp.Totl	0.52	0.34	0.07

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ ТЕРРИТОРИИ Г. БИРОБИДЖАНА ПО ДАННЫМ БИОИНДИКАЦИИ

В.Б. Калманова

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
г. Биробиджан*

Индикация, как направление научных исследований, развивается не только в географии, но также в гидрогеологии, ботанике, экологии и т.д. Сущность индикационного подхода заключается в определении состояния одной системы по состоянию других систем, более доступных для исследования и измерения. После работ Ф. Клементса в физической географии и геоботанике развивалось преимущественно фитоиндикационное направление, то есть использование свойств растений для характеристики других компонентов природы: рельефа, климата, почв и др. Развитие фитоиндикации закономерно, поскольку растительность наиболее доступна для наблюдений при полевых исследованиях, динамична и чутко реагирует на изменение окружающей среды. В нашей работе в качестве индикатора использовалась древесная растительность, по состоянию которой определялось качество городской среды [2].

В связи с актуальностью проблем загрязнения окружающей природной среды биоиндикация в последние годы развивается преимущественно при изучении экологического состояния природных компонентов урбанизированных территорий. В современном городе в результате развития промышленности, транспорта и бурного роста самого города складывается неблагоприятная экологическая обстановка, которая отражает ряд негативных явлений и прежде всего, чрезмерное скопление в атмосфере различных загрязнений, что приводит в городах к необратимым разрушениям окружающего ландшафта и биосферы в целом. Оставшиеся природные экосистемы не способны компенсировать негативное воздействие антропогенных факторов.

Цель работы: дать оценку экологическому состоянию г. Биробиджана по данным биоиндикации.

В результате развития хозяйственной деятельности и инфраструктуры г. Биробиджана экологические условия в нем изменяются, и, как правило, не в лучшую сторону. Существенное увеличение в последнее десятилетие автомобильного парка негативно отразилось на состоянии урбоэкосистем. При этом все больший техногенный пресс испытывают на себе древесные насаждения. Для анализа изменений жизнеспособности деревьев и насаждений за 3 года (2004-2006 гг.) была проведена их оценка на 60 пробных площадках, заложенных в различных функциональных зонах города, характеризующихся различным уровнем антропогенной нагрузки. Рассматриваемые насаждения отличаются как по видовому составу древостоев, так и по экологическим условиям и, в том числе по уровню антропогенно-техногенных нагрузок. В качестве биоиндикаторов выбраны ива Шверина и тополь души-

стый – характерная дендрофлора для городов юга Дальнего Востока, в условиях муссонного климата встречающиеся на всех исследуемых участках и наиболее уязвимые по отношению к различным поллютантам. Среди болезней и повреждений стволов наиболее характерны наклоны и изгибы. Стволы существенно повреждаются и в результате механических воздействий, которые были отмечены у 33% обследованных особей тополя душистого, у 20% ивы Шверина и 10% березы плосколистной. В условиях регионального климата стволы деревьев достаточно интенсивно повреждаются морозом, что способствует возникновению сухобочин, морозных трещин, проростей и дупел. Морозными трещинами при этом особенно сильно повреждены стволы березы плосколистной (ул. Парковая, ДСМ, Широкая) – 7% обследованных деревьев. Типичными повреждениями стволов ивы Шверина, кроме вышеназванных, являются гнили (25% деревьев ивы). Это характеризует данную породу как одну из наиболее уязвимых к заболеваниям стволов. К основным повреждениям корней относится их обнажение. Распространенность этого явления у обследованных видов изменяется от 5% у ивы любого вида до 30% у тополя душистого. Вторыми по частоте встречаемости являются механические повреждения, составляющие от 4% у черемухи (парк КиО, Широкая) и до 7% у тополя душистого. В результате таких повреждений, растительность становится более восприимчивой к загрязнителям. По характерных хлорозам, появляющиеся на листьях деревьев под воздействием поллютантов, выявлено, что наиболее устойчивы к воздушным загрязнениям ясень маньчжурский, осина обыкновенная. Практически ежегодно, уже в июне – начале июля, листья на 15-20% поражены хлорозом, а затем и некрозом. Особенно это характерно для листьев тополя душистого, березы плосколистной, ильма приземистого и хвойнок ели обыкновенной, у которых некрозами повреждается до 30% особей при степени поражения в целом по городу 40% зеленых насаждений.

По результатам визуальных наблюдений за изменениями морфологических признаков у древесных насаждений выявлены территории с различными экологическими условиями. Здоровые насаждения составляют всего 5-10% и присутствуют лишь в зеленой зоне, расположенной на крайнем северо-западе города, которая является фоновым участком в г. Биробиджане по ряду показателей (удаленности от источников загрязнения, розе ветров, планировке города и др.). Кроме того, совместно с ФГУЗ «ЦГиЭ» в ЕАО проведен геохимический анализ листовой пластины и коры деревьев на выявления содержания в них ТМ (свинца (Pb), меди (Cu), цинка (Zn), кадмия (Cd), кобальта (Co), никеля (Ni), марганца (Mn) и железа (Fe)), являющихся приоритетными загрязнителями в условиях города. Критерием оценки состояния растительности является фоновая территория. По результатам исследования, установлено превышение Cu, Zn, Pb, Ni, и Fe над фоновым уровнем, в основном, в листовой пластине тополя душистого и коре ивы Шверина.

Суммарный показатель концентрации загрязнителей в листьях деревьев в среднем по городу составляет в 2004 г. – 10, в 2006 г. – 18. Накопление поллютантов в листьях деревьев происходит в следующей последовательности:

$\frac{Zn}{4,5} > \frac{Cu}{4,1} > \frac{Fe}{2,8} > \frac{Ni}{2,3} > \frac{Pb}{2} > \frac{Co}{1}$, Mn из этого звена выпадает. Столь слабое участие Mn в биогеохимическом круговороте загрязненных городских ландшафтов объясняется низким содержанием и слабой подвижностью в почвах (из-за щелочного pH почв гумусового горизонта) [1].

Таким образом, общее состояние растительности признано удовлетворительным. По результатам исследования качества зеленых насаждений, можно выделить территории с различными экологическими условиями; наиболее загрязненными участками являются центральная и юго-восточная части городской территории (12% территории имеет хорошее состояние, 65 – удовлетворительное, 20 – неудовлетворительное, 3 – весьма неудовлетворительное).

Наличие озелененных территорий, их состояние, площадь, размещение является важнейшим показателем качества жизни в городах [2]. Для улучшения и стабилизации экологических условий урбанизированных территорий необходима реконструкция зеленых насаждений с учетом ее функциональной значимости, а также постоянный мониторинг, детальная инвентаризация и паспортизация древостоя на основе созданной в ходе наших исследований, базы данных о состоянии зеленых насаждений селитебной зоны города.

Литература

1. Калманова В.Б. Комплексная оценка функциональной значимости и экологического состояния дендрофлоры г. Биробиджана // Региональные проблемы, 2005. № 6-7. С. 67-72.
2. Кулагин Б.З. Древесные растения и промышленная среда. М.: 1974. 125 с.

МОНИТОРИНГ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД АМУРСКОГО ЗАЛИВА ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПЛАНКТОННЫХ ОРГАНИЗМОВ

В.В. Касьян

Институт биологии моря ДВО РАН, г. Владивосток

Среди методов химического контроля качества среды предпочтение отдается измерению содержания загрязняющего вещества в донных осадках, как субстанции, отражающей долговременные процессы. Определение тяжелых металлов в морской воде – чрезвычайно сложная задача, сопряженная с большими трудностями аналитического характера. В итоге, момент получения результатов отдалается во времени от негативных экологических событий, которые происходили в момент сбора проб.

Основную массу живого существа в морских экосистемах составляет планк-

тон, который сосредоточен в зоне интенсивного развития жизни (0-300 м). Планктон, интенсивно поглощая микроэлементы из водной фазы, становится составным компонентом миграционной цепи, по которой элементы поступают к более высоким формам организации жизни в море, либо захороняются в донных осадках после оседания на дно в составе твердых осадков планктонных организмов или фекальных пеллетов. Именно этот тип живых организмов максимально открыт для сиюминутного взаимодействия и отклика на действие физико-химических факторов среды. Поэтому использование представителей планктона (в частности зоопланктона) в качестве биомониторов открывает новую перспективу в составлении краткосрочного прогноза состояния прибрежных морских экосистем при оценке антропогенного воздействия.

Цель работы – исследовать способность морских беспозвоночных (представителей зоопланктона) аккумулировать тяжелые металлы из водной среды и использовать их для целей мониторинга.

Материалом для работы послужили планктонные пробы, собранные в июне 2006 г. в районах контролируемых выпусков сточных вод «Первореченский», «Второреченский», в районе устьев рек Черная, Богатая и в р-не устья р. Раздольная с помощью сети «Норпак». Определение зоопланктона проводилось в соответствии со стандартными гидробиологическими методиками. Для определения концентраций тяжелых металлов в пробах зоопланктона был применен атомно-абсорбционный метод, как наиболее широко используемый в аналитической практике.

Установлено, что основными источниками поступления тяжелых металлов (ТМ) в Амурский залив являются речной сток, сброс сточных вод, захоронение загрязненных грунтов и атмосферные выпадения [2]. В восточной части залива отмечена загрязненность грунтов Zn, Pb, Cu, Cd, Ni, Mn, Co. Выше фона содержание ТМ и в западной части, которая находится под влиянием р. Раздольной, протекающей по территории Китая и вбирающей также промышленные стоки от г. Уссурийска и прилегающих к нему районов. Традиционно самыми загрязненными являются район Второй Речки, где содержание Zn, Cu, Pb, Cd, выше фонового для залива в 7.0; 4.0; 5.0 и 2.5 раза, а также место дампинга на мысе Токаревского, что приводит к обогащению планктона этими микроэлементами [4]. Тем не менее, загрязненность вод ТМ на сегодняшний день в Амурском заливе ниже, чем в Уссурийском, за счет спада промышленного производства [1].

При анализе результатов наших исследований было обнаружено, что концентрация Cu, Zn и Cd в организмах зоопланктона значительно превышает их уровень в воде (табл.). Максимальные концентрации Cu (488 мкг/г), Zn (1244 мкг/г), Cd (249 мкг/г) и Fe (13777 мкг/г) были отмечены в районе устья р. Раздольная; Mn (153 мкг/г) и Fe (13777 мкг/г) – в районе устья р. Черная и Богатая. По мере убывания концентраций ТМ в зоопланктоне, прибрежные районы можно расположить в следующем порядке: р-н выпуска сточных вод р. Раз-

Концентрации кислоторастворимых форм тяжелых металлов

Микроэлемент	Фоновая концентрация для прибрежных вод зал. Петра Великого, мкг/мл*	Районы выпусков, мкг/мл*	Концентрация в пробах зоопланктона, мкг/г
Fe	15000	14500-33100	3636-13777
Cu	10	11-56.7	22-488
Zn	50	62-190	324-1244
Cd	0.1	0.023-2.45	2.3-249
Mn	150	75-188	43-153
Примечание: * – по литературным данным [3]			

дольная > р. Черная и Богатая > «Первореченский» > «Второреченский» выпуски.

В результате обработки планктонных проб установлено, что наибольшее число таксонов (11-15) было в районе выпусков «Первореченский» и «Второреченский», а в остальных районах не превышало 9. Повсеместно преобладали веслоногие ракообразные, составляя 82-87% от всей численности зоопланктона, кроме р-на устья р. Черная и Богатая, где их доля не превышала 36% (150 экз/м³). Такой же процент здесь составляли личинки Decapoda (30%) и немногим меньше Appendicularia (15%). Наибольшая плотность зоопланктона были отмечена в районе выпусков «Первореченский» и «Второреченский» (8-16 тыс. экз/м³), а минимальная – в приустьевом участке р. Черная и Богатая (400 экз/м³).

Таким образом, проводя регулярный контроль загрязнения морских вод ТМ с использованием беспозвоночных дает возможность использование метода планктонной индикации при проведении соответствующего мониторинга прибрежных акваторий. Прибрежные морские воды, как известно, чрезвычайно динамичная среда, и содержание взвешенных и растворенных поллютантов в ней зависит от действия большого числа природных и антропогенных факторов: направление течений, ветрового режима, сезонности, интенсивности сброса, состава сточных вод и др. В каждый момент времени комбинация этих факторов подвержена значительной динамике. Планктонные организмы, как биологический объект, реагируют на каждый из перечисленных факторов мгновенно. Они аккумулирует тяжелые металлы из водной среды в концентрациях, существенно превышающих их уровень в воде, и могут быть использованы в качестве биомониторов для составления краткосрочного прогноза состояния прибрежных морских экосистем при оценке антропогенного воздействия.

Литература

1. Димитриева Г.Ю., Безвербная И.П., Семькина Г.И. Микробиологический мониторинг загрязнения тяжелыми металлами прибрежных вод залива Петра Великого // Изв. ТИНРО, 2000. Т. 127. С. 657-676.
2. Некоторые региональные последствия антропогенного воздействия на морскую среду / Под ред. Ткалина А.В. // Тр. ДВНИГМИ, 1990. Вып. 144. С. 106.

3. Перечень предельно допустимых концентраций и ориентировочно-безопасных уровней воздействия вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. М.: ТОО Мединор, 1995. 220 с.

4. Savelyeva N.I., Voloshin G.Y., Kosenkova S.T., Shumilin E.N. Some information about heavy metal distribution in bottom sediments of Peter the Great Bay // Proc. Intern. Conf. on Sustainability of Coastal Ecosystems in the Russian Far East. Vladivostok: Dalnauka, 1996. P. 65.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭСТУАРИЯ Р. АМУР ЛЕТОМ 2007 Г.

**А.М. Колтунов, П.Я. Тищенко, М.Г. Швецова, А.А. Марьяш,
Е.М. Шкирникова**

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Известно, что эстуарии рек выступают в качестве связующего звена между двумя типами экосистем – морскими и пресноводными. Отличительной чертой Амурского лимана является его географическое положение. Он представляет собой узкий полуизолированный мелководный бассейн, расположенный между двумя морями: Охотским на севере и Японским на юге [2]. В последнее время активная человеческая деятельность привела к усложнению экологической обстановки р. Амур. Очевидно, что изменения происходящие в экосистеме Амура будут оказывать существенное влияние на экосистемы Амурского лимана и примыкающих морей [1, 3]. По этой причине знание современного экологического статуса лимана эстуария р. Амур является актуальной задачей.

В настоящей работе представлены результаты гидрохимических наблюдений эстуария р. Амур летом 2007 года.

Экспериментальные данные общей щёлочности и концентрации растворенного неорганического углерода имеют линейную зависимость от солёности. Силикаты и гумусовое вещество – близкую к ней. Распределение этих параметров в значительной степени повторяет распределение солёности. Отклонение от линейности указывает на то, что в процессе смешения речных вод с морскими водами происходит «извлечение» этих веществ из среды. Для гумусового вещества это может происходить либо посредством коагуляции с последующей седиментацией, либо за счет сорбции на осаждающейся минеральной взвеси, либо – это результат минерализации гуматов (фульватов) до солей угольной кислоты.

Концентрации биогенных элементов на акватории лимана были достаточно высокими и изменялись в широких пределах (Si – 5-100 мкмоль/кг; NO_3 – 1-20 мкмоль/кг; PO_4 – 0.1-0.8 мкмоль/кг). Сложный характер поведения в эстуарии проявляют фосфаты, нитраты и нитриты. Существует два

источника фосфатов и нитратов. Один из них, река, которая содержит повышенные концентрации этих элементов (0.7 и 20 мкмоль/л для фосфатов и нитратов, соответственно), другой – минерализация органического вещества в придонных горизонтах. Концентрация этих биогенных элементов, а также силикатов увеличивается с глубиной. В эвфотическом слое они извлекаются из воды при фотосинтезе. Это определяет сложный характер поведения этих биогенных элементов в эстуарии. Наименее ясным является распределение нитритов. Очаги относительно высокой концентрации нитритов (до 0.5 мкмоль/л) мы связываем с интенсивной бактериальной деятельностью.

Таким образом, фотосинтез органического вещества внутри лимана лимитировался не биогенными элементами, а главным образом, светом. В приемных бассейнах (Сахалинский залив и Татарский пролив) прозрачность значительно увеличивается и лимитирующим элементом фотосинтетической продукции, по-видимому, является азот. Его концентрация в поверхностном слое Сахалинского залива и Татарского пролива близка к аналитическому нулю.

Распределение $pH_{in situ}$ и парциального давления углекислого газа (pCO_2) имеют одинаковый вид. Парциальное давление углекислого газа вод Амурского лимана изменяется в широких пределах: от 1880 мкاتم в придонных водах речной части эстуария, до 54 мкاتم в поверхностных водах мористой части эстуария, в Сахалинском заливе. Дефицит кислорода наблюдался в речной части и в придонных горизонтах на внешних границах эстуария. Несовпадение между площадями акваторий AOU (apparent oxygen utilization – кажущееся потребление кислорода) и pCO_2 мы объясняем сезонным прогревом вод [4]. Исходя из вышеизложенного, эстуарий можно разделить на две части: внутреннюю и внешнюю. Внутренняя часть является источником pCO_2 для атмосферы, а внешняя – стоком атмосферного углекислого газа.

В речной части одновременно идут два разнонаправленных процесса: фотосинтеза и минерализации органического вещества, тем не менее, можно говорить о преобладании процессов деструкции. Это объясняется, во-первых, тем что, в речной части эстуария достаточно высокая концентрация взвешенного вещества и это ограничивает фотосинтез (лимитирование светом). Следует отметить, что в речной части были зафиксированы достаточно высокие концентрации хлорофилла, до 9 мкг/л. Очевидно, это хлорофилл пресноводных водорослей, принесенных рекой. Вторая причина связана с минерализацией органического вещества, например гумусового, выносимого рекой. На его окисление потребляется часть кислорода, поэтому его концентрация в речной части эстуария ниже.

В мористой части эстуария еще достаточно высокое содержание биогенных элементов, выносимых речным стоком и высокая освещенность, поэтому она благоприятна для первичного продуцирования. Здесь наблюдается высокая фотосинтетическая активность. На это указывают чрезвычайно низкие парциальные давления CO_2 (до 54 мкاتم) с сильным пересыщением

кислородом ($AOU = -136-119$ мкмоль/кг). Исключением являются станции в Сахалинском заливе, где наблюдались невысокие концентрации хлорофилла на поверхности (2.6-4.3 мкг/л) при отрицательных AOU и низких pCO_2 , и станции с очень высокими концентрациями хлорофилла (13.3 мкг/л), при положительных AOU и высоких pCO_2 в придонном слое. На наш взгляд, такое несоответствие, вероятно, обусловлено вертикальной миграционной способностью фитопланктона [5]. В сочетании с особенностями течений и приливов [2], это способно значительно изменить картину распределения концентрации хлорофилла относительно pCO_2 и AOU .

Таким образом, поля распределения хлорофилла, pCO_2 и AOU могут существенно отличаться, т.к. распределение концентрации хлорофилла соответствует продукции на момент отбора проб, а распределение парциального давления углекислого газа и кажущегося поглощения кислорода хранят память об интенсивности фотосинтеза/минерализации предшествующих периодов.

Выводы:

1. Распределение параметров карбонатной системы Амурского лимана зависит от динамики вод в лимане.
2. Амурские воды обогащены биогенными элементами и гумусовым веществом (до 13 мг/л). Это определяет высокую фотосинтетическую активность и скорость минерализации.
3. Благодаря высокой концентрации органического вещества и мутности, в речной части эстуария доминируют деструкционные процессы, поэтому речная часть эстуария является источником углекислого газа для атмосферы и ее можно рассматривать как гетеротрофный бассейн.
4. В противоположность речной, мористая часть эстуария является стоком для атмосферного углекислого газа, что обусловлено интенсивным фотосинтезом. Внешнюю часть эстуария можно рассматривать как автотрофный бассейн.

Литература

1. Кондратьева Л.М. Микробиологические исследования экологического состояния реки Амур // Вестник ДВО РАН, 2001. № 1. С. 57-71.
2. Козловский В.Б. Некоторые особенности динамики вод устьевой области Амура // Труды ГОИН, 1978. Вып. 142. С. 93-98.
3. Крюков В.Г., Воронов Б.А., Гаврилов А.В., Макаров А.В. Река Амур: проблемы и пути их решения // Хабаровск: Дальневосточное аэрогеодезическое предприятие, 2005. 154 с.
4. Tishchenko P., Pavlova G., Bychkov A. Estimation of the biological and thermal effects on partial pressure of carbon dioxide and apparent oxygen utilization in seawater // CO_2 in the Oceans. Tsukuba, 1999. P. 259-266.
5. Villareal T.A., Altabet M.A., Culver-Rymsza K. Nitrogen transport by vertical migration diatom mats in the North Pacific Ocean // Nature, 1993. V. 363. P 709-712.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ ЛИКВИДИРОВАННЫХ ШАХТ ТАВРИЧАНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Е.В. Коровицкая

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

На сегодняшний день в Приморье уже закрыто 13 угольных шахт. В результате их ликвидации возник ряд проблем, связанных с появлением провалов, загрязнением подземных и поверхностных вод, возникновением сложной газогеохимической ситуации. Изучение геоэкологической обстановки в зоне влияния закрытых угольных шахт с целью предотвращения опасных воздействий на жизнедеятельность населения близлежащих территорий является актуальным на сегодняшний день.

В процессе геоэкологического изучения территории в зоне влияния Тавричанского бурогоугольного месторождения был проведен комплекс работ, включающих: газогеохимическое опробование скважин и почвенного слоя, инженерно-экологическое обследование состояния земной поверхности горных отводов шахт, гидрохимические наблюдения.

На обследуемой территории значительных деформаций земной поверхности шахтного поля не установлено. Однако в 2002 г. было обнаружено два провала: один провал представлял собой воронку диаметром 2 м и глубиной 0.5 м, другой – 2.5×1.8 м. В конце 2002 года провалы были засыпаны и огорожены предупреждающими знаками. В течение 2003-2005 гг. провал не развивался, параметры его не изменялись [1].

Изучение гидрохимических условий территории горного отвода шахт Тавричанского бурогоугольного месторождения проводилось сотрудниками эколого-газовой группы ООО «Приморская геологоразведочная компания». В процессе обследования были опробованы поверхностные водотоки и водоемы. На обследованной территории расположены колодцы (улицы Кустарная, Тракторная) и, оборудованный для питьевого водоснабжения, родник (улица Шахтерская), которые были опробованы и проанализированы на полный гидрохимический и бактериологический анализы. Пробы воды анализировались в Центральной химической лаборатории ФГГП «Дальвостуглеразведка».

Следует отметить, что воды почти всех водопунктов имеют натриевый тип по катионам, но формирование химсостава происходит за счет размыва техногенных грунтов, золы и шлака на поверхности земли. Уровень шахтных вод в отработанном пространстве горных выработок шахт находится на большой глубине, в связи с чем возможно незначительное их влияние на воды гидросети и воды первых от поверхности водоносных горизонтов.

Шахтные воды слабоминерализованные, гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0.97-2.21 г/л, рН 7.4, очень мягкие (0.75-1.25 мг-экв/л).

Распределение макроэлементов-загрязнителей по данным опробования скважины 1к следующее: Na + K – 3.6 ПДК; NH_4 – 9.4 ПДК; $\text{Fe}_{\text{общ.}}$ – 1.4 ПДК; HCO_3 – 1.4 ПДК; сумма минеральных веществ – 2.1 ПДК. В подземных водах в скважине установлены нефтепродукты в концентрациях – 0.05 ПДК [2].

Качественное и количественное соотношение элементов-загрязнителей указывает на то, что загрязнение подземных вод происходит за счёт оставленного в шахте оборудования, крепёжного материала, загрязнения продуктами технологического процесса и др.

Питьевое и техническое водоснабжение посёлка Тавричанка осуществляется централизованно из водохранилища в с. Давыдовка и подземного водозабора. По данным Надеждинской СЭС, воды централизованного водообеспечения посёлка из подземного водозабора соответствуют показателям СанПиН 2.1.4.1175-02 (ОКБ, ТТКБ – отсутствуют, микробное число менее 2 в 1 мл); из водохранилища – не соответствуют.

В настоящее время в поселке Тавричанка складывается весьма напряжённая экологическая ситуация в связи с выходом на поверхность метана и углекислого газа. Остановка водоотлива привела к подъёму подземных вод и выдавливанию шахтных газов на поверхность (окислительные процессы способствуют образованию углекислого газа), а остановка вентиляции привела к скоплению газов в горных выработках и выходу их под давлением на поверхность на определенных участках, в том числе застроенных.

Вентиляционные трубы, оставленные в стволах, не полностью обеспечивают отвод шахтных газов.

Газо-геохимическими исследованиями в подпочвенном слое на заселённой территории поселка Тавричанка выделены три опасных и одна угрожающая зоны по выходу метана на поверхность, установлены концентрации метана по данным площадной подпочвенно-газовой съёмки до 0.81%, в этих же зонах по данным Тавричанского участка ПримЦЭМа, содержание CH_4 достигало 9.33% (подпочвенное газовое опробование дачного участка Петрова).

В 2005 году в подпочвенном слое обнаружены впервые тяжёлые углеводороды и их гомологи до бутана включительно с суммарными концентрациями до 0.045%. Наличие такого спектра ТУ в поверхностных условиях и установленные концентрации более 0.01%; отсутствие их в газовых пробах ранее проведённых подпочвенно-газовых съёмок (2002-2003 гг.) позволяют сделать вывод, что в настоящее время происходит интенсивная дегазация верхних горизонтов и перенос газов, как из глубоких горизонтов шахты, так, вероятно, и из подстилающих угленосную свиту газоносных отложений [1].

Данное распределение метана и тяжёлых углеводородов в подпочвенном слое заселённой территории посёлка Тавричанка показывает на наличие в нём аномальных газовых составляющих, что является экологически опасным.

В результате газогеохимических исследований установлено, что основными путями выхода подземных газов на поверхность являются:

- ранее ликвидированные выработки и шурфы кустарных шахт;
- незатампонированные или плохо затампонированные геологоразведочные скважины;
- нарушения вне контура распространения надеждинской свиты, выходящие под наносы и имеющие связь с отработанными пространствами.

В 2003 году в процессе эколого-газового обследования поля шахты Капитальной были проведены режимные наблюдения за изменениями качественных и количественных газовых параметров. Наблюдения велись по газодренажным скважинам 7к-ГД, 8к-ГД и 9к-ГД. В результате установлено уменьшение в газовой смеси средних концентраций метана по скважине 7к-гд от 62.8% в 2003 году до 58.0% в 2007 году; аналогично, по скважине 8к-гд – от 69.2 до 50.4%; по скважине 9к-гд – от 60.4 до 30.5%. Несмотря на снижение концентрации шахтного метана, газ продолжает поступать на поверхность, создавая опасные ситуации для жизнедеятельности людей.

В целом в зоне влияния Тавричанского бурогоугольного месторождения складывается напряженная геоэкологическая обстановка, связанная с выходом шахтных газов на поверхность, загрязнением поверхностных и подземных вод.

Литература

1. Гресов А.И. Отчет по эколого-газовому опробованию полей шахт Тавричанского б/у месторождения. Владивосток, ФГУГП «Дальвостуглеразведка» и ТОИ ДВО РАН, 2005.
2. Елисафенко Т.Н. Обобщение и прогноз экологических последствий ликвидации нерентабельных шахт ОАО «Приморскуголь». Владивосток, 2000.

СОВРЕМЕННОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О НАУКЕ ГЕОЭКОЛОГИИ

А.М. Костина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Геоэкология это наука на стыке экологии, геологии и географии. Зарождение геоэкологии связывают с именем немецкого географа К. Тrolля, который ещё в 30-х годах прошлого века понимал под ней одну из ветвей естествознания, объединяющую экологические и географические исследования в изучении экосистем. По его мнению, термины «геоэкология» и «ландшафтная экология» являются синонимами. С течением времени взгляды на науку менялись. Многие учёные внесли свой вклад в развитие геоэкологии [1-5]. Многолетний труд не прошёл бесследно. Сегодня существуют современные толкования понятия геоэкология. Можно выделить два крупных направления:

– Геоэкология рассматривается как экология геологической среды, при этом термины «геоэкология» и «экологическая геология» полагаются синонимами. При таком подходе геоэкология изучает закономерные связи (прямые и обратные) геологической среды с другими составляющими природной

среды, оценивает влияние хозяйственной деятельности человека и рассматривается как наука на стыке геологии, геохимии, биологии и экологии.

– Геоэкология трактуется как наука, изучающая взаимодействие географических, биологических (экологических) и социально-производственных систем. В этом случае геоэкология изучает экологические аспекты природопользования, вопросы взаимоотношений человека и природы, для неё характерно активное использование системной и синергетической парадигм, эволюционного подхода. Здесь геоэкология рассматривается как наука на стыке географии и экологии [6].

Однако как ни парадоксально, чёткого и общепринятого определения этот термин до сих пор не получил, предмет и задачи геоэкологии также формулируются по-разному, зачастую весьма разнородно. Практически, в самом общем случае, они сводятся в основном к изучению негативных антропогенных воздействий на природную среду.

В рамках широкого понятия «геоэкология» находятся многие, весьма разнообразные научные направления и практические проблемы. В связи с тем, что геоэкология охватывает многообразные аспекты взаимодействия общества и природы, наблюдается различная трактовка её предмета, объекта и содержания, не определен круг вопросов геоэкологических исследований, не существует общепризнанной методологии и терминологической базы.

Многие учёные считают геоэкологию результатом современного развития и синтеза целого ряда наук. Эти авторы выступают за широкое понимание геоэкологии, как интегральной науки экологической направленности, изучающей закономерности функционирования антропогенно измененных экосистем высокого уровня организации.

Как всякая комплексная наука геоэкология включает в себя целый ряд направлений более низкого иерархического уровня. Они находятся в стадии формирования, поэтому идут широкие дискуссии относительно их названий, статуса, логической структуры и т. д.

Учитывая существующее сейчас разнообразие в понимании геоэкологии, следует остановиться на основных принципиальных положениях, лежащих в основе этого термина.

1. При рассмотрении сущности понятия геоэкологии нужно исходить из того, что эта наука связана с изучением естественных и измененных человеком природных геосистем, которые формируют геооболочки (геосферы) Земли и являются частью окружающей среды. Исключительный приоритет геоэкологии состоит в том, что она изучает неживое (косное) или абиотическое вещество, а также биокосные образования (каменный уголь, битумы, нефть, коры выветривания), сформированные в прошлом с участием живого вещества.

Важную роль в сфере интересов геоэкологии играет деятельность человека, проявляющаяся через антропогенное воздействие на геосферы. Конечной

целью геоэкологии является социальный аспект, а именно – сохранение жизнеобеспечивающей продуктивной окружающей среды, необходимой для существования человека, развития жизни на Земле.

И все же биота в целом, в том числе человек как биологический вид и социум, не являются объектами исследований геоэкологии. В науке изучаются взаимодействия земных оболочек с биотой, техносферой и социосферой как компонентами окружающей среды.

2. В центре внимания геоэкологии находится верхняя часть литосферной оболочки Земли вместе с содержащимися в ней минеральными ископаемыми и водой. Но состояние геологической среды определяется ее взаимодействием с другими оболочками Земли. Поэтому к *области исследований* геоэкологии следует относить не только литосферное пространство, но и педосферу, атмосферу, поверхностные воды и даже растительный покров.

Таким образом, *объектом геоэкологии* является неживое (косное и биокосное) вещество геосферных оболочек Земли как часть окружающей среды, определяющей развитие биосферы.

Предметом геоэкологии следует считать всю сумму знаний о геосферных оболочках и их изменениях под влиянием природных и техногенных факторов как многокомпонентных, иерархично построенных, динамичных системах с многоступенчатыми процессами саморегулирования.

3. Геоэкология – наука междисциплинарная. Она призвана объединить все науки о Земле с целью комплексного решения проблем космоса и экологии, которые требует интеграции всех научных знаний и технологий. Следовательно, геоэкология развивается на стыке геологии, географии, физики атмосферы и океанов, почвоведения. В этой связи, представляются бесплодными споры: является ли геоэкология геологической или географической наукой.

В то же время, учитывая, что центральное место в геоэкологии занимает изучение верхней части литосферы, доминирующую роль в геоэкологии играют геологические науки.

4. В основе дефиниции геоэкологии лежит корень «геос», означающий связь с Землей, а не с географией или геологией. Поэтому слово геоэкология следует трактовать как сокращенное понятие «экологические проблемы Земли».

Исходя из сказанного, можно сформулировать понятие геоэкологии следующим образом. *Геоэкология* – междисциплинарная наука, изучающая неживое (абиотическое) вещество геосферных оболочек Земли, как компоненту окружающей среды и минеральную основу биосферы. В центре внимания геоэкологии находится верхняя часть литосферы и процессы, происходящие в ней под влиянием природных и техногенных факторов [4].

Задачи геоэкологии определяются той концепцией, которая берется в основу развития науки. Многие страны находятся сейчас в стадии перехода от технократической концепции к природоохранной. Поэтому основной задачей геоэкологии на современном этапе является выработка принципов

и механизмов природоохранной политики с целью уменьшения воздействия на геосферы, рационального и комплексного использования ресурсов.

Исходя из сформулированной выше задачи вытекают приоритетные направления научных исследований: анализ и контроль изменения геосфер под влиянием природных и техногенных факторов, рациональное использование ресурсов Земли и экологические последствия природных и техногенных процессов в геосферах Земли.

В заключении следует сказать, что жизнеобеспечивающая и продуктивная окружающая среда является высшей общечеловеческой ценностью. Человеческому обществу предстоит в ближайшие годы решить проблему огромной значимости – проблему сохранения окружающей среды и тем самым обеспечения своего выживания. Новая наука – геоэкология, призвана сыграть важную роль в решении этой проблемы.

Литература

1. Вернадский В.И. Биосфера и ноосфера. М.: Наука, 1989. 261 с.
2. Горшков С.П. Эколого-географические основы охраны природы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992.
3. Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978.
4. Осипов В.И. Геоэкология: понятие, задачи, приоритеты // Геоэкология / Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 1997 г. № 1. С. 3-11.
5. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Аверкина Т.А. Геоэкология как термин и как междисциплинарная наука // Вестник Московского университета, серия 4 / Геология, 1994 г. № 5. С. 43-55.
6. Интернет-ресурс. Энциклопедия «Википедия». <http://ru.wikipedia.org/>

SAR-ИНТЕРФЕРОМЕТРИЯ КАК МЕТОД МОНИТОРИНГА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

М.А. Лебедева¹, Р. Меллорс²

¹Институт земной коры СО РАН. г. Иркутск,

²Государственный университет Сан-Диего, г. Сан-Диего, США

SAR (Synthetic Aperture Radar) – радар с синтезированной апертурой разработан в 50-х годах двадцатого столетия. В 70-х гг. США проводили первые эксперименты применения метода SAR-интерферометрии для топографического картирования в военных целях. В 90-х годах произошел скачок в разработке метода и его применения в различных отраслях научных исследований во всем мире. Однако в России SAR-интерферометрия известна, в настоящее время, только узкому кругу исследователей.

Радар, испускающий и принимающий сигнал, установлен на беспилотных спутниках. Полученные с его помощью, снимки обрабатываются различными способами, в зависимости от целей исследования. Для изучения

деформаций земной поверхности, залесенности, атмосферных явлений применяется интерферометрия повторного хода. Для геоморфологических исследований составляются цифровые модели рельефа (DEM). Суть метода SAR-интерферометрии состоит в вычислении изменения дальности от радара до земной поверхности, посредством определения разницы фаз испускаемых и отраженных волн [3]. При картировании деформаций земной поверхности (землетрясения, извержения вулканов, оползни, проседания грунта различного генезиса и др.) и метеорологических объектов (испарений воды, дождевых облаков, холодных фронтов и др.) применяется метод дифференциальной SAR-интерферометрии (DInSAR). Обрабатываются снимки, полученные до и после (либо во время) происшествия интересующего события, из них составляется интерферограмма – изображение, на котором наборами цветных полос отображается явление. Затем интерферограмма интерпретируется в соответствии со свойствами изучаемого объекта. Точность этого метода позволяет наблюдать смещения земной поверхности с масштабом сантиметр, при масштабе объектов исследований несколько десятков километров. Для изучения медленных смещений, например крипповых процессов, применяется метод постоянных отражателей (PSInSAR). Естественные, либо искусственные отражатели определяются на снимках, и наблюдается их смещение относительно друг друга и относительно их первоначального положения. С помощью этого метода можно наблюдать смещения земной поверхности, достигающие скорости несколько миллиметров в год. Для изучения залесенности рассматривают степень когерентности снимков, которая значительно выше на обнаженных участках. Для С-волн интенсивность отраженного сигнала от обнаженной почвы также зависит от параметров влажности почв. Цифровые модели составляют из снимков полученных в одно время с разных точек наблюдения. Их применяют для геоморфологических исследований и при изучении деформаций и атмосферных пертурбаций для удаления фазовых волн обусловленных рельефом.

На территории России метод дифференциальной интерферометрии применялся разными исследователями для изучения землетрясений: Нефтегорского (1995, $M = 7.2$) [5], Алтайского (Чуйского) (2003, $M = 7.2$) [1, 4] и Невельского (2007, $M = 6.4$) [2] и для экологического мониторинга [6].

Нами проводились исследования плейстосейстовой области Алтайского (Чуйского) землетрясения [1]. Были использованы снимки, полученные при нисходящем пролете спутников ENVISAT. В Чуйской впадине наблюдалось максимальное изменение дальности по отношению к положению спутника (LOS), составившее 1.056 м. При использовании снимков нисходящего пролета спутника метод наиболее чувствителен к вертикальным смещениям; таким образом, соответствующая вертикальная подвижка может быть оценена по формуле $H_{\text{верт.}} = \text{LOS} / \cos 23 = 1.14 \text{ м}$. Данную оценку нужно считать минимальной, т.к. часть информации вблизи разрыва потеряна, вследствие

высоких градиентов скоростей.

Метод имеет высокий потенциал для изучения различных объектов и показывает свою применимость для объектов расположенных на Российской территории.

Снимки получены при поддержке Cat-1 (ESA).

Литература

1. Бурчевская (Лебедева) М.А., Меллорс Р. Оценка деформаций в эпицентральной зоне Алтайского (Чуйского) землетрясения ($M = 7.5$, 27.09.2003) методом SAR-интерферометрии: Первые результаты // Сборник избранных трудов научно-технической конференции факультета геологии, геоинформатики и геоэкологии ИрГТУ «Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований». Выпуск 6. Иркутск: Изд. ИрГТУ, 2006. С. 3-6.
2. Хироаки Такахаши // Устный доклад (на японском языке) на симпозиуме «Методы оценки вулканического и сейсмического риска с использованием радара с синтезированной апертурой (SAR)» Киото, Япония, 15-16 января, 2008.
3. Hanssen R.F. Radar Interferometry. Data interpretation and error analysis – Delft University of technology, the Netherlands, 2001. 308 p.
4. Nissen E., Emmerson B., Funning G.J., Mistrukov A., Parsons B., Robinson D.P., Rogozhin E., Wright T.J. // Combining InSAR and seismology to study the 2003 Siberian Altai earthquakes – dextral strike-slip and anticlockwise rotations in the northern India-Eurasia collision zone, Geophys. J. Int. В печати (2007).
5. Tobita M., Fujiwara S., Ozawa S., Rosen P.A., Fielding E.J., Werner C.L., Murakami M., Nakagawa H., Nitta K., Murakami M // Deformation of the 1995 North Sakhalin earthquake detected by JERS-1/SAR interferometry // Earth Planets Space, 50. 1998. P. 313-325.
6. Zakharova L.N., Zakharov A.I., Darizhapov D.D., Schmullius C.K. // On the use of ERS INSAR data in the ecological monitoring of the Baikal region // Proceedings of IGARRS'2003, Toulouse, France, July 21-25, 2003. 3 p.

МОНИТОРИНГ СНЕЖНОГО ПОКРОВА КАК ФАКТОРА ЛИМИТИРУЮЩЕГО ПЕРЕДВИЖЕНИЕ ЖИВОТНЫХ

В.А. Лобкина

Сахалинский филиал ДВГИ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Сплошной снежный покров является одним из важных лимитирующих факторов, воздействующих на животное в течение зимнего периода.

В работах [4, 5] указывается, что ограничивающим способностью животных к перемещению является такой фактор, как высота снежного покрова. Однако изучение влияния структуры и текстуры снега на способность животных к перемещению не проводилось. При этом структура и текстура снежной

толщи, наряду с её высотой являются важнейшими характеристиками, определяющими проходимость животных.

Эта работа актуальна для о. Сахалин в связи с большой продолжительностью залегания снежного покрова, которая в северных частях о. Сахалин составляет 185 дней в долинах и 240 дней в горах, в центральных районах острова – 174 дня/240 дней, на юге 153/200. Средняя высота снежного покрова на севере 56 см в долинах и 100-150 см в горах, в центральной части 51 см / 200 см, на юге острова 55 см 100-150 см. Устойчивый снежный покров образуется на о. Сахалин в ноябре, а разрушается на севере – в мае в долинах и апреле в горах, в центральных и южных районах в апреле/мае.

Методика. Проводились работы по определению зависимости между глубиной продавливания снега под весом животного и типом снежной толщи, изучалась ее структура и текстура. Исследование проводилось для следующих животных: енотовидная собака, лисица обыкновенная, заяц-беляк, заяц-русак. В течение зимнего сезона 2006-2007 гг. проводились стратиграфические наблюдения в снежном покрове на двух участках с периодичностью раз в 10 дней.

Для проведения наблюдений, удовлетворяющих задаче исследования, было выбрано два участка расположенных на предгорном шлейфе западного склона Сусунайского хребта (южная часть о. Сахалин), у восточной части г. Южно-Сахалинска. Участки имеют сходные геоморфологические характеристики (экспозиция склона – западная, уклон – 5-7°), но отличаются местоположением и степенью гидроморфности ландшафтных фаций.

Участок № 1. Характеризуется умеренно гидроморфным типом фаций. Участок расположен в центральной части лесного массива. Сомкнутость крон составляет – 0.6.

Участок № 2. Данный участок характеризуется сильно гидроморфным типом ландшафтных фаций и расположен в болотистой долине небольшого ручья. Участок находится на границе лесных массивов. Сомкнутость крон на участке – 0.

Измерялись следующие характеристики: высота снежного покрова, его плотность, температура на контактах снежных слоев, температура воздуха. Определялся класс форм ледяных кристаллов (методика Э.Г. Коломыца [2, 3]), их размер, текстура снежного покрова.

Для определения прочностных характеристик снежного покрова измерялась удельная статическая нагрузка, оказываемая животными разных видов на снежный покров (табл. 1).

Таблица 1

Нагрузка, оказываемая животными на снежный покров [4]

Животное	Нагрузка на снег (г/см ²)
Енотовидная собака	30
Лисица обыкновенная	25-43
Заяц-беляк	17
Заяц-русак	22-24

Особенности распределения нагрузки на снежный покров у разных видов животных. Проанализировав информацию, полученную по данным продавливания снежного покрова животными, получаем графики глубины продавливания. Согласно графикам, наибольшая глубина продавливания наблюдалась на обоих участках с конца января по середину февраля, достигнув максимума 20 февраля, что объясняется выпадением обильных твердых осадков с преобладанием в верхней части снежной толщи снега первично-идиоморфной структуры. Была определена глубина продавливания в различных типах снега (табл. 2).

Таблица 2

Зависимость между глубиной продавливания и типом снега

Тип снега	Текстура	Средний диаметр кристалла, (мм)	Плотность, (г\см ³)	Глубина продавливания в % от критического показателя проходимости
Свежевыпавший	монолитная		0.05	100
Обломочный	монолитная		0.10-0.12	100-80
Сублимационно-полиэдрический	монолитная		0.14	90-70
Гранный плоский	монолитная	1.0	0.15	100-50
Гранный плоский	столбчатая	0.5	0.21	30-20
Гранный столбчатый	столбчатая	0.5-10	0.25	50-20

Критическим показателем проходимости в данной работе является отношение длины передней конечности животного (от подошв до груди), к глубине продавливания. Чем ближе этот показатель к 1, тем сложнее передвижение животного.

Режеляционные и ледяные корки толщиной от 2-5 см на поверхности снега исследуемыми животными не продавливаются.

По проведенным исследованиям, можно говорить о том, что при равной плотности слой вторично-идиоморфного снега со столбчатой текстурой оказывает большее сопротивление проникновению зонда, чем слой лежалого или сублимационно-полиэдрического снега с монолитной текстурой.

Выводы. По данным проведенных исследований можно сделать вывод, что структура и текстура снега оказывают существенное влияние на способность животных к передвижению по снежному покрову.

Наименее удобным для передвижения является свежевыпавший снег, критический показатель проходимости в нем равен 0.9-1.0.

Для вторично-идиоморфного типа снега характерна меньшая глубина продавливания при столбчатой текстуре, критический показатель проходимости 0.7-0.4.

Минимальная глубина продавливания наблюдается в режеляционном типе снега.

Любые корки, возникающие в снежной толще, уменьшают глубину

продавливания животного, но могут порезать и повредить чувствительные участки лап.

При передвижении скачками глубина продавливания животным снега максимальная.

Литература

1. Древилло М.С. Структура снежного покрова о. Сахалин (подзона средней светлоснежной тайги) // Труды Гидрометцентра Сахалинского УГМС. Региональные исследования. Южно-Сахалинск: СУГМС, 1988. С. 124-127.
2. Коломыц Э. Г. Структура снега и ландшафтная индикация. М.: Наука, 1976. 206 с.
3. Коломыц Э.Г. Методы кристалло–морфологического анализа структуры снега. М.: Наука, 1977. 199 с.
4. Новиков Г.А. Жизнь на снегу и под снегом. Ленинград: Ленинградского университета, 1981. 189 с.
5. Формозов А.Н. Снежный покров в жизни млекопитающих и птиц. М.: 1990. 286 с.

ОРГАНИЗАЦИЯ, ОСУЩЕСТВЛЕНИЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА УЧАСТКАХ РАЗВИТИЯ ФОРМ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ

О.А. Мазаева, В.А. Хак

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Эрозионные процессы относятся к процессам, негативно изменяющим условия жизнедеятельности человека, но не представляющим непосредственной угрозы для жизни, т.е. с отдаленными экологическими последствиями [2]. Однако в условиях неравномерного распределения и пространственной концентрации в областях сельскохозяйственного и промышленного использования как, например, в лесостепном Приангарье эрозионные процессы являются факторами экологического риска, что требует организации и осуществления геодинамического мониторинга за развитием овражной эрозии.

Основой для выбора ключевых участков стало районирование по геолого-морфологическим условиям и типам эрозионных форм с выделением эрозионных массивов – территорий с сочетанием мезоформ рельефа и определенного комплекса рыхлых отложений, определяющих тип эрозионных форм, механизм их развития и взаимодействия с другими экзогенными геологическими процессами (ЭГП), обладающих определенным уровнем эрозионной пораженности [3].

Создание Братского водохранилища повлекло значительные изменения компонентов геологической среды за непродолжительный период в сравнении с геологическим временем. Также это воздействие увеличилось в резуль-

тате хозяйственного освоения новых территорий. Вторым мощным по воздействию техногенным фактором стал нестабильный уровенный режим водохранилища. Эти изменения привели к ответной реакции природной геосистемы, выразившейся в возникновении абразионных и активизации оползневых, карстово-суффозионных и эрозионных процессов.

Стационарные режимные наблюдения за развитием линейной эрозии в лесостепном Приангарье были начаты в 1981 году на Закулейском стационаре Геодинамическим отрядом Прибайкальской партии ПГО «Иркутскгеология» и лабораторией инженерной геологии ИЗК СО АН СССР уже после создания Братского водохранилища.

В настоящее время наблюдения за динамикой эрозионных форм продолжают лишь на отдельных участках (Закулей, Казачье, Хадахан). На Закулейском эрозионном массиве ведутся измерения линейного прироста уступов регрессивной эрозии и ширины вторичных донных оврагов долинно-балочных систем. Частота измерений составляет 1 раз в год.

При наблюдении за динамикой эрозии важно установить механизм приращения, являющийся результатом сложного взаимодействия эрозионных, суффозионно-просадочных, карстовых, оползневых, эоловых или абразионных процессов.

На базе существующих региональных методик и ранее полученных результатов, при поддержке молодежного гранта РФФИ, была разработана оригинальная методика для оценки геодинамической обстановки локальных геосистем [1, 4]. В пределах выделенной локальной береговой геосистемы производится мониторинг нескольких экзогенных процессов, находящихся в одинаковых инженерно-геологических условиях и под воздействием одинаковых техногенных факторов. Поэтому, анализируя динамику развития ЭГП, мы можем определять влияние факторов на развитие геосистемы в целом и ее элементов в отдельности, выявлять факторы – критерии прогноза изменения геодинамической обстановки геосистемы.

На этих участках динамика эрозионных форм фиксировалась повторными теодолитными съемками и промерами расстояний от реперов до характерной точки эрозионной формы, сравнительным анализом повторных объемных картографических моделей. Каждый репер имеет плановую и высотную привязку, что позволяет фиксировать происходящие изменения.

Эта методика была апробирована на участке Быково, где эрозионные формы развиваются во взаимодействии с оползневыми процессами.

Активизация эрозионных форм по суффозионно-эрозионному механизму является наиболее опасной, так как периоды относительной стабилизации сменяются резким приростом (активизацией) вершин оврага или его отвершков. Так, например, на участке Закорюково в ложбине стока на расстоянии 1 м и 2.9 м от вершины оврага «Большой» последовательно расположены две суффозионно-просадочные воронки размером на начальный период иссле-

дования 0.7-0.8 и 0.4-1.0 м соответственно. За период 2002-2003 гг. линейное приращение вершины оврага составило 0.43 м, за 2003-2004 гг. – 2.89 м (произошло слияние вершины оврага с одной просадочной воронкой). Линейное продвижение вершины верхней воронки за это же время составило 0.39 м.

Также сложный механизм приращения имеют эрозионно-карстовые формы. На участке Хадахан карстовый процесс определил морфологию оврага: в 2001 году это была форма небольшой (35 м) протяженности с широкой циркообразной вершиной и ящикообразным поперечным профилем. В 2004 году в результате взаимодействия процессов протяженность карстово-эрозионной формы увеличилась до 74.5 м.

Для изучения динамики овражной эрозии на участках абразионных берегов были организованы два ключевых участка (залив Оса на правом берегу Братского водохранилища).

Сравнительный анализ разновременных АФС участка «Улей» показал, что за анализируемый период с 1971 по 1980 год произошел рост оврагов. Величина прироста варьирует от 0 до 44 м, со средним значением 10-20 м. Средняя скорость роста составляет 1-2 м, максимум 4 м в год. Полевые работы 2007 года показали, что за период с 1980 года, характеризующийся продолжительным стоянием уровня на высоких отметках, величина абразионного размыва на участке Улей составила 33.4 м и превысила темпы эрозии, что привело к зарастанию оврагов и уменьшению их протяженности.

На участке «Рассвет», где эрозионные процессы взаимодействуют с эоловыми, для мониторинга был применен метод повторных GPS-съемок высокой точности. На участках развития оврагов от бровки абразионного уступа фиксировалось ее отступление и изменение объема оврагов.

Проведенные исследования показали, что ответная реакция состояния геосистем (динамика процессов, их взаимодействие, изменение среды) характеризуется определенной цикличностью, соответствующей изменениям уровня воды. Из-за смены положения уровня не наблюдается стабилизации процессов, лишь относительно – на определенный промежуток времени, до следующей смены уровня режима. Нестабильный уровень режим привел к возникновению новых механизмов формирования и развития эрозионных форм, нехарактерных для природных условий. По сути дела, он стал основным фактором, определяющим направленность развития процессов. Таким образом, основным критерием прогноза развития береговых геосистем во времени можно считать уровень режим водохранилища.

Создание региональной базы мониторинга ЭГП остается важным направлением в оценке эколого-геодинамического состояния территорий. Препятствием на пути к этой цели являются отсутствие целевого финансирования и открытого доступа к метеорологическим данным, затрудняющее анализ климатического фактора и выявление взаимосвязей.

Литература

1. Козырева Е.А., Мазаева О.А., Рыбченко А.А. Обоснование методики работ по выявлению функциональных взаимодействий основных экзогенных геологических процессов в береговой зоне искусственного водоема // Z badan nad wplywem antropresji na srodowisko. Т. 3. Sosnowiec, 2002. С. 52-57.
2. Красилов Н.С. Геологические природные процессы, их воздействие на литосферу и экологические последствия // Теория и методология экологической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1997. С. 141-200.
3. Мазаева О.А. Районирование лесостепного Приангарья по типам эрозийных массивов // «Проблемы геологии и освоения недр». Томск, 2003. С. 185-187.
4. Мазаева О.А., Козырева Е.А., Тржцинский Ю.Б. Оценка взаимодействия экзогенных процессов в локальных береговых геосистемах Братского водохранилища // География и природные ресурсы, 2006. № 3. С. 81-86.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАГРУЗОК СВЕЖЕВЫПАВШЕГО СНЕГА В Г. ЮЖНО-САХАЛИНСКЕ

М.В. Михалёв, Ю.В. Генсиоровский

Сахалинский филиал ДВГИ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

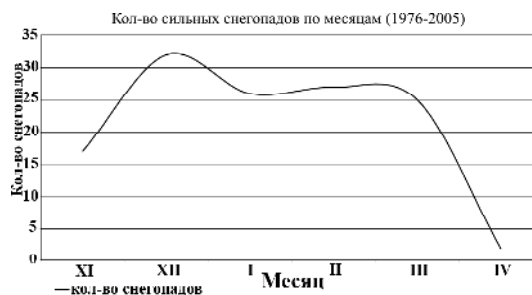
При строительном проектировании необходим расчет снеговых нагрузок, возникающих не только в результате накопления снега в течение зимы, но и за более короткие отрезки времени, т. е. снеговые нагрузки, обусловленные сильными и интенсивными снегопадами (прирост высоты снежного покрова в течение суток составляет 10 см и более). При этом следует учитывать как количество осадков, так и особенности метелевого переноса.

В Южно-Сахалинске в среднем за год наблюдается до 4 случаев с такими снегопадами, а в отдельные годы их число увеличивается до 11 [1].

Сильные снегопады, когда прирост снежного покрова в течение суток более 10 см, обуславливаются усилением циклонической деятельности в зимний период. Наибольшая повторяемость сильных снегопадов отмечается в декабре (рис.).

Методика

Для исследования были выбраны основные магистральные и внутриквартальные улицы, пересекающие город с севера на юг, и с востока на запад.



Количество снегопадов по месяцам

Для определения средней и максимальной толщины снежного покрова проводилась стандартная маршрутная снегосъемка на улицах города с измерением мощности снежного покрова на протяжении 1000 м (точки измерений через 10 м), и определением плотности снега, (точка через каждые 100 м) [2].

В расчетную площадь закладывалась ширина проезжей части и ширина пешеходной зоны. Определение объема выпавшего снега производилось на основании полученных натурным путем данных о средней высоте снежного покрова и его плотности.

Для определения снегопереноса на больших территориях применялся расчетный метод, основанный на кубической зависимости интенсивности снегопереноса от скорости ветра [4].

Объем перенесенного снега рассчитывается при скорости ветра 6 м/с и более, при высоте снежного покрова не менее 10 см и отрицательной температуре воздуха. Для Южно-Сахалинска наибольшая повторяемость снегопереноса происходит при скорости ветра 14-17 м/с [3].

В г. Южно-Сахалинске в соответствии с ориентацией Сусунайской низменности метелевый снегоперенос - преимущественно северного направления (табл.).

Средний объем перенесенного снега от общего объема (в %) в зависимости от направления ветра г. Южно-Сахалинск

Направления ветра	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Отношения, %	85.5	3.8	1.4	2	0.6	0.6	0.6	5.5

Результаты

Исходя из распределения свежеснегосъемки в центральной части города Южно-Сахалинска, были выделены 4 района с различными величинами снеговых нагрузок свежеснегосъемки.

Были рассчитаны и эмпирически подтверждены значения средней плотности снежной толщи и ее высоты в различных районах города. Средняя плотность в различных районах города колеблется от 90 кг/м³ до 120 кг/м³, а высота снежной толщи от 0.5 м, до 1.5 м. При анализе динамики увеличения средней плотности снежной толщи во времени отмечено увеличение средней плотности на 70 – 90% через 48 часов.

Литература

1. Климат Южно-Сахалинска. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 290 с.
2. Михалев М.В. Определение ущерба наносимого краткосрочными нивальными процессами // Молодежная научно-практическая конференция. Владивосток: 2003. С. 114-116.
3. Михалев М.В., Гальцев А.А. Снегоперенос и методы защиты от снежных заносов // Научно-практическая конференция «Стратегия развития взгляд в будущее». Южно-Сахалинск, 2005. С. 55-59.
4. Снег. Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 751 с.

ВРЕМЕННЫЕ ТРЕНДЫ СТОЙКИХ ОРГАНИЧЕСКИХ ЗАГРЯЗНИТЕЛЕЙ (СОЗ) ЭКОСИСТЕМЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ

С.Г. Мамонтова, А.А. Мамонтов, Е.Н. Тарасова, Е.А. Мамонтова

ГУ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Выполнены определения содержания стойких органических загрязнителей (СОЗ) в архивных (любезно предоставлены проф. Л.Р. Измestьевой) и свежепойманных пробах зоопланктона из Южного Байкала с 1979 по 2004 гг.

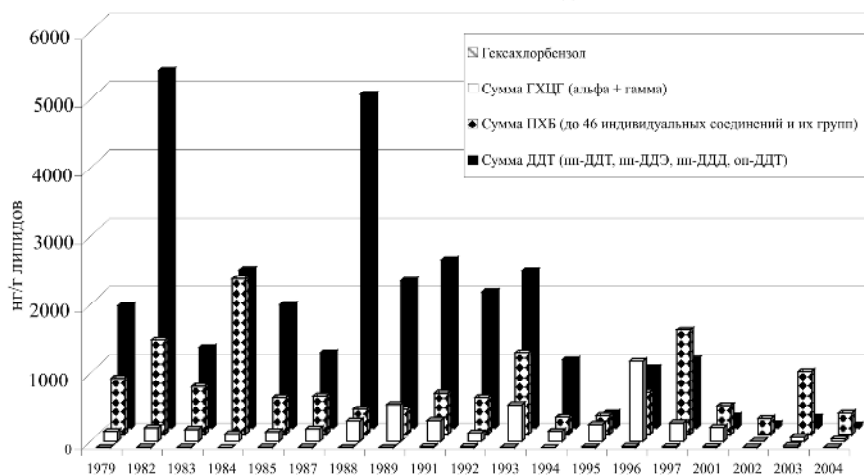
Определение СОЗ производилось на газовом хроматографе HP 5890, оборудованном детектором электронного захвата и 60 м капиллярной колонкой DB 5.

В пробах надежно определялись: Полихлорированные бифенилы (от 30 до 79 индивидуальных соединений и групп конгенов, в зависимости от пробы), р.р. ДДТ, о.р. ДДТ, р.р. ДДЕ, р.р. ДДД, а-ГХЦГ, g-ГХЦГ, транснахлор, гексахлорбензол.

Было найдено, что:

1. С 1979 по 2004 гг. содержание СОЗ в зоопланктоне Южного Байкала сильно менялось от года к году и от компонента к компоненту. Имелись годы (1982, 1984, 1988, 1993, 1997) высоких значений СОЗ по отдельным компонентам.
2. Концентрации ДДТ и его метаболитов в Южном Байкале к 2004 году уменьшились в 20-100 раз по сравнению с периодом от 1979 г. до 1993г.
3. Заметного изменения концентраций транснахлора и ПХБ не наблюдается.
4. Имеется некоторое увеличение содержания гексахлорбензола и ГХЦГ.
5. Отбор проб в течение года показал общее изменение концентраций СОЗ по сезонам года, связанное с широко известным эффектом разбавления

Концентрации ряда СОЗов обнаруженных в зоопланктоне Южного Байкала с 1979 по 2004 годы



в периоды массового развития планктона.

Происходящие изменения состава и концентраций CO₂ достаточно логично согласуются с хозяйственной деятельностью человека в регионе. Увеличение содержания ГХЦГ и ГХБ, вероятно, может быть следствием и некоего глобального переноса из южных регионов планеты.

Работа была выполнена благодаря поддержке ИНТАС 2000-00140, ГФЕН № 07-05-92116.

ГАЗОНОСНОСТЬ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА ПРИМОРСКОГО КРАЯ

А.К. Окулов

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Актуальность изучения газоносности угольных месторождений заключается в необходимости получения более полной газогеохимической характеристики, напрямую связанной с геологическими, гидрогеологическими и геодинамическими процессами, возможностью использования углеводородного сырья как нетрадиционного источника, выявление потенциально опасных зон в газогеохимическом отношении (впоследствии для предотвращения аварийных ситуаций при ведении горных работ на действующих и ликвидированных угольных шахтах и разрезах).

На изучаемой территории севера Приморского края находятся следующие бурогольные месторождения: Алчанское, Нижнебикинское, Бикинское, Среднебикинское, Верхнебикинское, Гоголевское, Ореховское, Крыловское; все они приурочены к зонам тектонических нарушений.

Бикинское месторождение бурых углей является самым крупным в Приморье по запасам. Оно приурочено к приразломной Нижнебикинской впадине, имеющей в плане форму неправильного овала, вытянутого на 35 км с юго-запада на северо-восток, при максимальной ширине до 20 км и предполагаемой мощности выполняющих ее отложений около 2 км.

Бикинская угленосная впадина приурочена к крупному Алчанскому разлому. Фундамент впадины представлен кремнисто-сланцевыми образованиями триаса и юры. В разрезе отложений бассейна наблюдается чистая смена прибрежно-морских и континентальных фаций, большое количество перерывов и несогласий и слабая степень метаморфических преобразований пород. Общая мощность отложений оценивается 6.0-7.0 км. Угленосные отложения залегают с резко угловым и стратиграфическим несогласием на образованиях фундамента. Они разделены на три свиты (снизу): угловскую угленосную (P₂₋₃), лучегорскую безугольную (P₃) и бикинскую угленосную (P₃-N₁). Структурно впадина представляет ассиметричную синклиналию структуру с более крутым юго-восточным крылом. Фланги прогиба ограничены крупны-

ми надвигами северо-восточного простирания. Плоскости надвигов на отдельных участках перекрыты песчано-сланцевыми толщами эоцен-плиоцена.

В гидрогеологическом отношении изучаемый район относится к Приморской гидрогеологической области, располагается в пределах Западно-Приморской равнины, гранича с Манжурской и Сихотэ-Алинской гидрогеологическими областями. Характерен слабохолмистый рельеф на рыхлых кайнозойских и четвертичных осадках. В пределах гидрогеологической области имеется множество кайнозойских впадин, перекрытых четвертичными отложениями, что создает условия для возникновения напорных вод. Зона активного водообмена маломощна (150 м). Породы обычно слабо литифицированы и насыщены поровыми пластовыми водами. Наиболее водообильными являются четвертичные и миоценовые отложения. В депрессиях разведаны крупные месторождения подземных вод. Качество их хуже при слабом дренировании, уменьшении уклона потоков возрастает минерализация, повышаются содержания натрия, сульфат-иона, железа, азотных соединений.

В результате газо-геохимического обследования на Бикинском месторождении были установлены в пределах бассейна аномалии метана (31.98 мл/л), углекислого газа (96.74 мл/л), азота (10.45 мл/л) и тяжелых углеводородов – этана (0.005 мл/л), бутана и пропана (до 1 нл/л) с общим объемом газа (139.8 мл/л), связанных как с угленосными толщами, так и с фундаментом. Всего газо-геохимическими работами в процессе геолого-разведочных и горных работ зафиксировано более 700 свободных и внезапных метанопроявлений. Газовые аномалии представлены, в основном, (до 95%) метаном, широко распространены и имеют слабую интенсивность. На неглубоких горизонтах (200 м) в кайнозойских отложениях, перекрывающих крупный разлом фундамента, контрастность аномалий резко возрастает и наблюдается спонтанный свободный выход метана из скважин. Ряд небольших аномалий метана установлен в водах колодцев и старых озер.

В результате гидрогеологического обследования было установлено, что характерной особенностью месторождения является широкое распространение заболоченных участков поверхности. Заболачиванию способствуют пологие формы слаборасчлененного равнинного рельефа, высокие уровни подземных вод и повсеместное развитие покровных суглинков и глин. Аномальные явления характеризуются наличием выходов ювенильных вод в виде минеральных источников, приуроченных к зонам разломов. Ориентировочный радиус депрессионной воронки в НВК (надугольный водоносный комплекс) составляет 5 км. Восточная граница воронки достигает пруда-охладителя Приморской ГРЭС, южная – пруда-отстойника на р. Ольга и водоотводного канала р. Контровод, которые служат источниками питания НВК и обеспечивают, по всей видимости, установившийся режим фильтрации. Снижение уровня подземных вод с начала ведения горных работ составляет 110-130 м, на нерабочем борту вблизи выхода под наносы угольных пластов – 30-35 м.

Расчетный радиус депрессионной воронки по УВК (угольный водоносный комплекс) – 1600 м.

Таким образом, можно сделать вывод, что газоносность угольных месторождений на территории севера Приморского края приурочена к осадочным отложениям и породам фундамента, что подтверждает наличие легких и тяжелых углеводородов. Необходимо отметить недостаточную изученность газоносности угольных бассейнов, отсутствие глубинных (структурных) скважин, которые позволили бы дать более полную информацию. Выполненный анализ геологических, гидрогеологических условий, а также газогеохимических и геофизических анамалий и аномальных полей севера Приморского края (на примере Бикинского бурогоугольного месторождения) показал, что в настоящее время существует актуальная необходимость выполнения научно-исследовательских работ на газ.

Литература

1. Калягин А.Н. Влияние геотектонических процессов на условия образования и распространение рудных месторождений и минеральных вод Приморья // Вестн. ДВО РАН. 1995. № 4. С. 66-78.
2. Калягин А.Н., Абрамов В.А. Особые геологические принципы и критерии трансструктурного уровня при прогнозе скрытых глубокозалегающих угольных и нефтегазовых месторождений в пределах Мендосиновской трансокеанической системы Пацифики (на примере Дальневосточного региона) // Тр. Междунар. конф. по проблемам угольного и нефтегазового ТЭК(а). Владивосток: ДВГТУ; ТАНЭБ, 2002. С. 75-101.
3. Обжиров А.И., Калягин А.Н., Коровицкая Е.В., Гресов А.И., Яновская О.С., Окулов А.К., Яцук А.В. Угленосные и нефтегазоносные бассейны Приморского края и их углеводородный потенциал.
4. Сергеев В.Б. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья нижнего течения Бикина и Бол.Уссурки. Вольно-Надежденское, 1993.

ИЗМЕНЕНИЕ МОРФОЛОГИИ ДНА ВСЛЕДСТВИЕ НАРУШЕНИЯ СТАБИЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ОХОТСКОМ МОРЕ

Н.Л. Пестрикова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Впервые на существование возможной связи между газогидратами (особо чувствительной к изменению Р-Т условий формы нахождения метана в осадках) и подводными смещениями огромных масс осадочного материала вниз по склону и внезапным его оползанием указал McIver (1977). Позже в литературных источниках были представлены примеры [6]: огромные

подводные смещения осадочного материала на континентальной окраине Норвегии, массивные скольжения осадочных отложений и оползни вращательного характера на континентальной окраине в море Бофорта (Аляска) и др.

Как известно, для осуществления оползневых процессов, помимо воздействия на природный объект гравитационных сил, необходимо наличие в нем зон разуплотнения или зон неустойчивости, которые могут возникать, в том числе, при разложении газогидратов. Проникновение заметных количеств миграционных газов, высвобождающихся из-под подошвы газогидратсодержащих отложений («газогидратных покрывшек») и в результате разложения самих газовых гидратов в покрывающие их отложения, способно приводить к потере состояния устойчивого равновесия грунтовых масс на соответствующих участках морского дна (рис. 1). К тому же, при разложении газовых гидратов породы, вмещающие их, превращаются в полужидкую массу, что также повышает степень их неустойчивости.

В настоящее время в Охотском море известны два района, где донных отложениях присутствуют газогидраты: северо-восточный сахалинский склон (западный борт впадины Дерюгина) и Припарамуширский район Курильских островов (юго-восточный борт Голыгинского прогиба). Скопления газогидратов расположены в донных осадках в районе очагов газовой разгрузки и контролируются такими флюидопроводниками, как зоны разломов, диапиры и, возможно, грязевые вулканы [2, 3]. В этих структурах развит мощный (более 2 км) осадочный чехол, представленный в основном переслаивающимися песчаниками, алевритами, вулканогенными слоями и глинами и характеризующийся достаточно высоким потенциалом генерации углеводородов [1, 5].

Анализ экспедиционных данных за период с 1998 по 2005 гг. [5] показал: подводная эмиссия природного газа (преимущественно метана) в пределах гидратоносных площадей Охотского моря, обусловленная газогеодиническим режимом региона, приводит к деструкции морского дна с образованием холмов и воронок диаметром

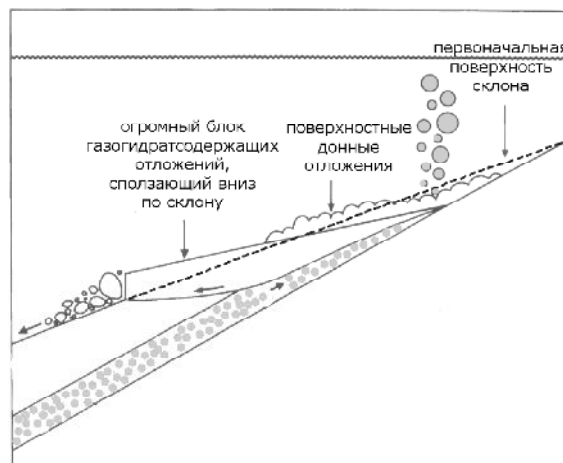


Рис. 1. Эффекты изменения морфологии дна вследствие высвобождения газа при нарушении стабильного состояния газовых гидратов. Основа рисунка взята из работы [6].

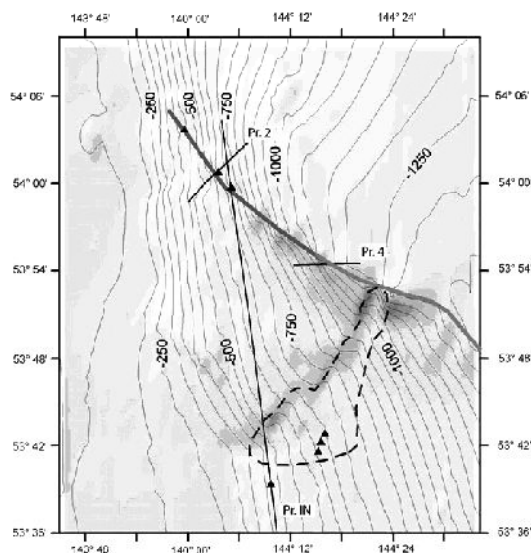


Рис. 2. Батиметрическая карта района разлома НИС Лаврентьев. Пунктирная линия ограничивает юго-восточную оконечность изображенной формы рельефа, которая, возможно, является оползевым блоком. Треугольники – гидроакустические аномалии, обусловленные выходом пузырей газа из дна. Автор Б. Баранов (2003). Рисунок взят из отчета [7].

более 10 м и высотой (глубиной) более 2-3 м. Причем, наиболее явные и существенные нарушения морфологии дна наблюдаются в районах, где газогидраты определены прямыми методами (рис. 2).

Предполагается, что в газогидратных скоплениях северо-западного борта впадины Дерюгина сосредоточено порядка $8 \cdot 10^8 \text{ м}^3/\text{км}^2$ метана, а его суммарное содержание в газогидратном состоянии в пределах Охотского моря оценивается в $2 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$ [4]. Для сравнения, в газогидратах Купарук Ривер – Прадхо Бей (Аляска) заключено $1.1 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$ метана [6]. В пределах последней площади, как уже упоминалось выше, имели место крупномасштабные

оползневые процессы, которые, по мнению некоторых ученых, явились следствием разложения газогидратов в регионе. Учитывая развитие нефтегазового промысла в прибрежье о. Сахалин, проявляющееся, в том числе, в расширении поисково-разведочных работ в морских условиях, в настоящее время очень важно обратить внимание именно на этот геоэкологический аспект скоплений газовых гидратов.

Литература

1. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря / Обжиров А.И. [и др.]; отв. ред. Ю.К. Ивашинников. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.
2. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
3. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: заключит. отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «СНАОС-2» в 36 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 21 мая-10 июня 2005 г. / ТОИ ДВО РАН; рук. Обжиров А.И.; исполн. Никола-

ева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2005. 123 с.

4. Матвеева Т.В., Соловьев В.А. Газовые гидраты Охотского моря: закономерности формирования и распространения // Журн. Рос. хим. о-ва им. Д.И. Менделеева, 2003. Т. 47. № 3. С. 101-111.

5. Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Шакиров А.И., Верещагина О.Ф., Сорочинская А.В., Гресов А.И., Агеев А.А., Веникова А.Л., Яновская О.С., Коровицкая Е.В. Районы газогидратопроявления в пределах Охотского моря // Вестник ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2007. № 1. С. 42-51.

6. Gas Hydrates. Relevance to world margin stability and climatic change. In J.-P. Henriet and J. Mienert (Eds.). UK, London : Geological Society, 1998. Special Publication. N 137. 338 p.

7. Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhirov A. (Eds.). Cruise Report CHAOS-1: RV Academic M.A. Lavrentyev, cruises 31 and 32. SPb. : VNIIOkeangeologia, 2005. 164 p.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЛУОСТРОВА МУРАВЬЕВА-АМУРСКОГО И ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ

А.М. Полякова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Основными объектами загрязнения атмосферы полуострова Муравьева-Амурского, а, следовательно, города Владивостока являются ТЭЦ, промышленные предприятия, в том числе на территории портов, и автотранспорт. Кроме того, существуют общие причины загрязнения воздуха в целом в виде пылевых бурь и других глобальных причин. Атмосферный воздух загрязняется путем привнесения в него или образования в нем загрязняющих веществ в концентрациях, превышающих нормативы качества, или уровни естественного содержания. Загрязняющее вещество – примесь в атмосферном воздухе, оказывающая при определенных концентрациях неблагоприятное воздействие на здоровье человека, объекты растительного и животного мира и другие компоненты окружающей природной среды.

Для Приморского края, входящего в состав Дальневосточной оловополиметаллической провинции, специфичен повышенный геохимический фон (*Pb*, *Zn*, *Cu*, *Sn*, *U*), гипергенные аномалии которых можно рассматривать как зоны загрязнения окружающей среды [1, 3, 4, 5].

Во Владивостоке насчитывается 25 предприятий, имеющих 1239 стационарных источников выбросов загрязняющих веществ 1-4 классов вредности. Основные источники выбросов загрязнителей атмосферы Владивостока – ВТЭЦ-2 (49997 т/год), ВПТС (4426 т/год), Дальзавод (1597 т/год). Всеми предприятиями города, например, в 1996 г. выброшено в атмосферу 65 тыс. т загрязняющих веществ: пыли, окислов азота, серы и углерода, углеводоро-

дов, аммиака, фтора, двуокиси марганца, бензопирена, хромового ангидрида и др. Размеры ореолов загрязнения предприятий зависят от объема и температуры выбросов, высоты труб, метеорологических факторов. Радиус распространения выбросов связан со специализацией производства, с особенностями технологии и может изменяться от 500 м до 7 км. Выбросы большинства промышленных предприятий Владивостока происходят на высоте не более 50 м, за исключением ТЭЦ, высота труб которых достигает 60-80 м. ТЭЦ-1 работает на мазуте. ТЭЦ-2 на угле. Промышленные предприятия рассредоточены по всей территории города.

В связи со спадом производства с 1989 года к 2000 году отмечается тенденция к уменьшению выбросов промышленными предприятиями. Однако, начиная с 1995 года, наметился рост выбросов от автотранспорта. В настоящее время атмосфера Владивостока остается самой загрязненной среди промышленных городов и поселков Приморского края. Радиационный фон местности под действием геолого-геохимических, географо-климатических условий, физико-химических свойств радиоактивных элементов (РАЭ) и техногенного давления может существенно изменяться во времени и пространстве, что требует проведения непрерывных наблюдений за состоянием и изменением контролируемой среды или отдельного объекта, т.е. мониторинга.

Существенными и постоянно действующими факторами, влияющими на концентрацию загрязняющих примесей городов, являются размеры города, рельеф местности, тип планировки и застройки, наличие зеленых насаждений, расположение промышленных источников, микроклиматические особенности города.

Во Владивостоке расположено 6 стационарных постов наблюдения за загрязнением атмосферы (ПНЗА) – система экологического мониторинга Приморгидромета [4].

Регулярные наблюдения за концентрациями пыли, двуокиси серы (SO_2), окиси углерода (CO), двуокиси азота (NO_2) на ПНЗА, анализируются и обрабатываются по определенным методикам [6]. Выбросы этих веществ в атмосферу достигают 90% от уровня всех выбросов промышленных предприятий и автотранспорта [4].

Практический интерес представляет изучение условий длительного сохранения высокого уровня загрязнения атмосферы – в течение трех дней и более. Возможность формирования таких периодов связана с длительным сохранением неблагоприятных метеоусловий и проявлением инерционного фактора. Условно периодом высокого уровня загрязнения атмосферы в городе считался промежуток времени, когда в течение трех и более дней параметр $P \geq 0.30$. Во Владивостоке число длительных периодов высокого фонового загрязнения за пять лет составило 20. Особенно часто периоды высокого загрязнения наблюдаются весной и осенью, когда преобладает ветер неустойчивых направлений. Средняя длительность периодов в межсезонье

для города составляет 4-9 дней. Известно, что опасность высокого уровня загрязнения атмосферы возрастает пропорционально времени, в течение которого этот уровень сохранится, с увеличением длительности периодов до девяти дней средний максимум параметра P в городе возрастает от 0.45 до 0.54. Формированию высокого загрязнения атмосферы во Владивостоке способствуют следующие метеорологические параметры: скорость ветра 0-3 м/с, инверсии, относительно высокая температура зимой, пасмурная погода с туманами и большой относительной влажностью летом. Поскольку метеорологические условия определяются характером атмосферной циркуляции, то очевидна связь загрязнения воздуха с синоптическими ситуациями, которые играют большую роль в формировании и длительном сохранении высокого фонового загрязнения [2].

Зимой формирование высокого уровня загрязнения воздуха в течение нескольких дней определяют две синоптические ситуации: а) восточная периферия малоподвижного азиатского антициклона; б) малоградиентное барическое поле, сформированное в отрогах азиатского максимума или в размытых циклонических полях. В первом случае на район Владивостока распространяется восточная периферия малоподвижного азиатского антициклона, который достигает особенно большой интенсивности при меридиональных формах циркуляции. Данный тип процесса обычно начинается с выхода циклона с юго-запада, при этом азиатский антициклон хорошо развит, и его гребень распространяется на Приморский край. Циклоническая деятельность в этом случае наблюдается восточнее Японии и вдоль Курильской гряды. Вторая ситуация (малоградиентное барическое поле) наблюдается преимущественно в антициклонических образованиях, в отрогах и перемычках высокого давления, на осях гребней, в размытых циклонических полях.

Летом в подавляющем большинстве случаев возникновение периодов высокого загрязнения воздуха в городе в целом определяют две следующие синоптические ситуации: а) западная периферия антициклона над Охотским морем; б) малоградиентное поле пониженного давления, которое формируется в области низкого давления.

Литература

1. Состояние загрязнения атмосферы в городах на территории России в 2000 г. Ежегодник. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2001. 189 с.
2. Сонькин Л.Р., Иванова Е.И., Рассадникова Т.Е. Синоптические условия формирования периодов высокого загрязнения воздуха в различных районах СССР // Тр. ГГО. 1979. Вып. 436. С. 49-54.
3. Свинухов В.Г. Экология атмосферы городов Приморского края. Владивосток: ДВГУ. 1997. 140 с.
4. Абрамов В.А., Молев В.П. Эколого-радиометрический мониторинг Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2005. 315 с.
5. Кондратьев И.И., Качур А.Н., Юрченко С.Г., Мезенцева Л.И., Рощуп-

кин Г.Т., Семькина Г.Н. Синоптические и геохимические аспекты аномального выноса пыли на юге Приморского края // Вестник ДВО РАН, 2005. № 3. 65 с.

6. Безуглая Э.Ю., Расторгуева Г.П., Смирнова И.В. Чем дышит промышленный город. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 254 с.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КАДМИЯ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОТОКАХ ПРИАМУРЬЯ

П.В. Покарев

ЗАО «Управляющая компания Питер Хамбро Майнинг», г. Благовещенск

В современном мире проблемы экологии водных ресурсов и их рационального использования, а так же устойчивой жизнедеятельности водных биоресурсов по праву относятся к числу наиболее актуальных. Основная цель исследований состояла в получении сведений, характеризующих современное гидрохимическое состояние рек Амурской области. Выявить основные потоки и ореолы рассеяния кадмия. Определить зоны наибольшей концентрации (депо) кадмия на территории Приамурья.

Отбор проб для исследований проводился в соответствии с ГОСТ 17.1.5.05-85 [2], в основные гидрологические фазы на 21 водном объекте: рр. Амур (г. Благовещенск², с. Черняево¹), Зея (г. Зея³, г. Свободный⁴, г. Благовещенск⁵), Ивановка (с. Ивановка⁶), Селемджа (с. Усть-Ульма⁷), Буря (пгт. Новобурейск⁸), Тюкан (ст. Буря⁹), Кивда (г. Райчихинск¹⁰), Нюкжа (с. Лопча¹²), Олёкма (с. Усть-нюкжа¹¹), Б. Невер (г. Сковородино¹³), М. Пера (с. Сукромли¹⁴), Б. Пера (г. Шимановск¹⁵), Томь (г. Белогорск¹⁶), Тында (г. Тында¹⁷), Гилюй (у перевоза¹⁸), Уркан (с. Заречное¹⁹), вдхр. Зейское (г. Зея²¹, п. Бомнак²⁰). Участки исследования отображены на рисунке 1. Номера в верхнем индексе названий соответствуют пунктам отбора на карте.

Содержание кадмия в поверхностных водах определялось вольтамперометрическим методом на анализаторе СТА-1. Пробы для исследования готовились в соответствии с методикой и инструкцией к прибору. Результаты измерений приведены в таблице.

За два года наблюдения определился довольно широкий интервал распределения кадмия в водах области. Оно носит неравномерный характер. Среднегодовое распределение за два года исследования относительно равномерно по среднегодовым содержаниям и неравномерно по всплескам максимальных содержаний.

Подводя итоги результатов исследований, хочется отметить то, что Амурская область в целом хоть и малоосвоенный регион страны, но подвергается значительному загрязнению природных вод, особенно близ городов Благовещенск, Белогорск, Свободный и Райчихинск. В общем загрязнение кадмием незначительное и составляет 0.2-0.9 долей ПДК по кадмию. ПДК веществ взято для водоёмов рыбохозяйственного назначения и составляет 0.0005 мг/дм³.



Рис. 1. Схема пунктов отбора проб поверхностных вод

Средние и максимальные концентрации кадмия в поверхностных водах Приамурья в 2006 и 2007 годах

№	Пункт наблюдения	Кадмий, мкг/дм3				№	Пункт наблюдения	Кадмий, мкг/дм3			
		2006		2007				2006		2007	
		Средн.	Макс.	Средн.	Макс.			Средн.	Макс.	Средн.	Макс.
1	р. Амур-с. Черняево	0.18	0.28	0.20	0.29	12	р. Нюкжа-с. Лопча	0.15	0.19	0.15	0.21
2	р. Амур-г. Благовещенск	0.19	0.26	0.22	0.26	13	р. Б. Невер-г. Сковородино	0.23	0.30	0.28	0.36
3	р. Зея-г. Зея	0.12	0.23	0.17	0.20	14	р. М. Пера-с. Сукромли	0.19	0.27	0.18	0.25
4	р. Зея-г. Свободный	0.17	0.24	0.20	0.27	15	р. Б. Пера-г. Шимановск	0.17	0.24	0.21	0.37
5	р. Зея-г. Благовещенск	0.18	0.25	0.19	0.24	16	р. Томь-г. Белогорск	0.24	0.30	0.38	0.51
6	р. Ивановка-с. Ивановка	0.20	0.26	0.23	0.32	17	р. Тында-г. Тында	0.19	0.21	0.25	0.38
7	р. Селемджа-в/п У-Ульма	0.27	0.41	0.33	0.41	18	р. Гилой-у перевоза	0.19	0.22	0.2	0.26
8	р. Бурей-пгт. Новобурейск	0.27	0.32	0.24	0.30	19	р. Уркан-Заречное	0.18	0.21	0.24	0.39
9	р. Тюкан-ст. Бурей	0.25	0.29	0.28	0.36	20	вдхр. Зейское-п. Бомнак	0.11	0.13	0.12	0.20
10	р. Кивда-г. Райчихинск	0.30	0.45	0.44	0.56	21	вдхр. Зейское-г. Зея	0.15	0.19	0.14	0.19
11	р. Олекма-с. Усть-Нюкжа	0.14	0.26	0.15	0.24						

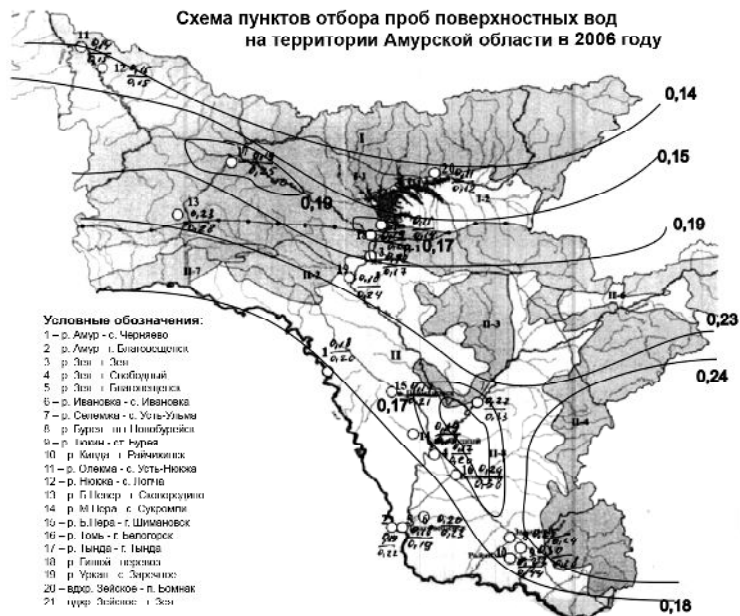


Рис. 2. Распределение кадмия в поверхностных водах Приамурья в 2006, 2007 годах

Общая распространённость крайне не равномерная.

Литература

1. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. М.: Экология, 1997.
2. ГОСТ 17.1.5.05-85. Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков.
3. Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П., Мельников В.Д., Лужнов В.Л., Данилов А.П., Сорокин А.П. Минерально-сырьевая база амурской области на рубеже веков. Благовещенск, 2000. 168 с
4. Карлович И.А. Геоэкология. М.: Альма-Матер, 2005.
6. МУ 08-47/163 (по реестру метрологической службы). Вода природная, питьевая, технологически чистая. Методика выполнения измерений массовых концентраций кадмия, свинца, цинка и меди методом инверсионной вольтамперометрии. Томск, 2005. Взамен МУ 08-47/120.

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ВОДОЕМОВ В ДОЛИНАХ ПАДЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ Г. ИРКУТСКА

А.А. Рыбченко, А.В. Кадетова, Е.А. Козырева

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Взаимодействие естественных условий геологической среды и техногенных нагрузок создает новые условия развития природно-технической геосистемы и, соответственно, новые условия для развития экзогенных геологических процессов [1]. В данной работе рассматривается образование техногенных водоемов при изменении гидрогеологических и инженерно-геологических условий падей на территории г. Иркутска.

Строительство гражданских объектов в черте города ведется в пределах различных морфологических элементов, освоение которых имеет свою специфику. Пади, балки, лога являются отрицательными формами рельефа со сложными гидрогеологическими условиями, обусловленными близким залеганием подземных вод. По рекомендациям, в общем плане архитектурной застройки города такие элементы рельефа должны относиться к парковым зонам и быть свободными от капитального строительства, поскольку по СНиП 2.01.09-91 п. 3.8 планировка города должна предусматривать максимальное сохранение естественных условий стока поверхностных вод. Размещение зданий и сооружений, затрудняющих отвод поверхностных вод, не допускается.

В естественных условиях пади являются естественными дренажами, по которым происходит сток подземных и поверхностных вод с окружающих водосборных бассейнов. Изменение геологических и гидрогеологических условий таких объектов приводит к формированию процессов связанных с изменением уровня грунтовых вод. При проведении полевых работ на территории города нами были обнаружены водоемы, находящиеся в долинах падей.

Изучив картографические данные середины XX века свидетельствующие, о том, что долины исследуемых падей являлись «сухими». Это означает, что до момента их застройки дренажные способности позволяли пропускать объем поступающей воды без образования поверхностного водоносного горизонта. Однако в результате строительства произошли изменения геологических и гидрогеологических условий, вызвавших образование водоемов в долинах.

В качестве примера приведем водоемы, находящиеся на территории города Иркутска. Обследованные техногенные водоемы расположены в местах пересечения долин падей с автомобильными дорогами, несанкционированными постройками. При дешифрировании аэрофотоснимков городской территории 1958 г. в долинах исследуемых падей водные объекты не отмечались. Например, падь Долгая расположена между двумя спальными микрорайонами города. По состоянию на 1958 г. долина пади сухая, заболочена только её вершинная часть и имеется небольшой водоток в устье. К настоящему времени в долине пади образовались 5 водоемов площадью от 667 м² до 9660 м² и общей площадью 23783 м², все водоемы приурочены к автомобильным дорогам пересекающим долину пади. В микрорайоне «Солнечный» г. Иркутска падь Чертугеевского залива интенсивно застраивается, что также привело к формированию ряда техногенных озер, наледей, произошло подтопление и деформирование отдельных технических объектов (автодорог, подвалов гаражей и зданий).

Техногенное затопление днищ этих падей является следствием следующих факторов. В результате статических и динамических нагрузок при эксплуатации автомобильных дорог происходит уплотнение пород в основании инженерно-технического сооружения, что приводит к снижению фильтрационных свойств породы, так называемому барражному эффекту, при этом грунты теряют способность пропускать воду в прежнем объеме. Но может ли это стать основной причиной образования водоемов?

При рассмотрении подобных падей, которые также пересекаются автодорогами, но находятся вне зоны города, обнаружилось, что возникновение водоёмов в них не происходит. Это обстоятельство позволяет сделать вывод о том, что прокладка автодорог, безусловно, оказывает влияние на геологическую среду, но само по себе не является основной причиной образования техногенных водоёмов. Значит, существуют техногенные факторы, связанные с увеличением объема воды поступающей в падь. Подъем уровня грунтовых вод в условиях городской территории обусловлен привлечением к естественным источникам питания дополнительных техногенных, одним из которых являются утечки из водонесущих коммуникаций [2]. Так, по данным Б.М. Шенькмана, общие утечки из водопровода составляют 11.1% от водоподачи, плюс к этому потери из тепловых сетей – 20-25% от суммарной водоподачи. Еще остаются неучтенными утечки из канализационных сетей, данные по которым отсутствуют. Учитывая то, что в пределах водосборного бассейна пади расположены

спальные микрорайоны с достаточно плотной застройкой, объём поступающей воды и, соответственно, утечек оказывается достаточно большим. Наличие дополнительного источника питания само по себе способно вызвать подъём уровня грунтовых вод. Однако если при наличии техногенных утечек, существует фактор нарушения естественного дренажа пади, как при застройке ее инженерными сооружениями, вероятность повышения уровня грунтовых вод и возникновения водоемов увеличивается.

Таким образом, причиной возникновения техногенных водоёмов в падах, расположенных на территории города, является комплекс факторов. Эти факторы делятся на две группы: первая связана с влиянием технических сооружений непосредственно на геологические условия, изменяя свойства грунтов в зоне их контакта; вторая группа объединяет факторы, влияющие на повышение уровня грунтовых вод.

Подводя итог вышесказанному, пади, расположенные в пределах городской агломерации предпочтительнее использовать в качестве рекреационных зон, при должном благоустройстве прилегающих территорий они могут стать привлекательным местом отдыха горожан. Но, при необходимости использования этих территорий для промышленного и гражданского строительства, при прокладке автомобильных и железных дорог пересекающих долины падей должны использоваться новые технологии и материалы в конструкции сооружений, с учетом пропускной способности падей, а также вести контроль утечек водонесущих коммуникаций. Расчет техногенной нагрузки и анализ условий геологической среды позволят предотвратить развитие негативных процессов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 06-05-64186.

Литература

1. Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. М.: Недра, 1981. 256 с.
2. Шенькман Б.Н., Шенькман И.Б. Эволюция гидрогеологических условий на территории Большого Иркутска // Проблемы оценки и прогноза устойчивости геологической среды г. Иркутска / отв. ред. Р.М. Лобацкая. Иркутск, 1997. С. 39-43.

ОТВАЛЫ ГРУНТА КАК ОПАСНЫЕ ОТХОДЫ

С.В. Рыбальченко

Сахалинский филиал ДВГИ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

В процессе инженерно-строительной деятельности и, особенно, в результате стремительного роста городов, накапливаются громадные отвалы переработанных природных грунтов, и актуальной является проблема выбора места под возведение отвалов грунта, расчет их устойчивости и разработка противоэрозионных мер.

Под отвалом понимают искусственную насыпь из горной породной вскрыши или некондиционных полезных ископаемых, промышленных, коммунально-бытовых отходов [1].

Отвалы грунта оказывают главным образом негативные воздействия на ландшафт, такие как:

- Отвалы коренным образом изменяют и преобразуют природный ландшафт, что сказывается на состоянии почв, растительности, представителей животного мира, гидрогеологическом режиме прилегающих территорий.
- Отвалы представляют собой источник загрязнения. В зависимости от способа образования и слагающего материала их относят к разным классам опасности.
- Отвалы вблизи населенного пункта ухудшают санитарно-гигиенические и эстетические условия.
- Отвалы способствуют развитию опасных экзогенных процессов, что в свою очередь может оказывать на окружающую природную среду как прямое, так и косвенное влияние. При прямом воздействии имеет место развитие плоскостной, линейной эрозии и суффозии на поверхности отвала, оползневые смещения, обвально-осыпные процессы. Косвенные воздействия осуществляются опосредованно – через цепочки взаимосвязанных влияний (заиливание пойменных участков и русел рек в результате выноса большого количества дисперсного материала).

Негативное влияние отвалов усугубляется тем, что в условиях гористого рельефа большая часть отвалов размещены в поймах и руслах рек и ручьёв, на слабоустойчивых горных склонах, что может привести к формированию многоступенчатых или цепных природно-техногенных катастроф типа: оползень, перекрытие русла или долины реки, подтопление, прорыв, катастрофический селевой поток.

Кроме того, отвалы создают дополнительную нагрузку на оползневых склонах, что приводит к более быстрому и масштабному развитию оползневых процессов.

Проблема выбора места под возведение отвалов грунта особенно актуальна для Сахалина. В связи со строительством трубопровода, занятая отвалами площадь увеличивается быстрыми темпами. Только за последние несколько лет было возведено более 50 отвалов, причем основная их часть расположена в горной местности, что в совокупности с геологическим строением Сахалина и большим количеством выпадающих здесь осадков, обуславливает активизацию опасных экзогенных геологических процессов. Это может негативно сказаться на надежности трубопроводной системы, а также на изменении ландшафтов, гидрологическом режиме рек и сохранении биocenozов.

На Сахалине проблема негативного воздействия отвалов на ландшафт наиболее остро стоит в Макаровском районе в связи с геологическими и геоморфологическими особенностями территории.

Факторы, определяющие неустойчивость отвалов грунта Макаровского района о. Сахалин:

Геоморфологические условия территории

На выбор места возведения отвалов грунта оказывают влияние такие геоморфологические характеристики рельефа как: форма рельефа, расчлененность, уклон.

Рельеф Восточного побережья Сахалина – низкогорье, абсолютные отметки водоразделов составляют 300-800 м, глубина расчленения рельефа достигает 500-700 м, что позволяет относить его к альпинотипному типу, который характеризуется большими уклонами, что обеспечивает движение значительных масс грунта [2].

Геологическое строение

В Макаровском районе активно развиты алевролиты и аргиллиты, обладающие крайне низкой степенью литификации. При увлажнении они достаточно быстро превращаются в суглинки и супеси полутвердой и тугопластичной консистенции, которые характеризуются низкими фильтрационными свойствами, хорошей размокаемостью и набухаемостью, низким сцеплением и углом внутреннего трения, что обуславливает их неустойчивое состояние, и следовательно, движение.

Осадки

Одним из важнейших факторов, определяющих условия неустойчивости грунта, является режим осадков. В среднем за год в Макарове выпадает 948 мм осадков. Максимальный зарегистрированный суточный максимум составил 230 мм [3].

Совокупность этих факторов, обеспечивает неустойчивость грунтов, что в свою очередь приводит к активизации экзогенных процессов (суффозия, эрозия, оползневые и селевые процессы).

В заключение можно сделать следующие выводы: отвалы грунта необходимо рассматривать как опасные производственные отходы, поскольку отвалы изменяют и преобразуют ландшафт, способствуют активизации экзогенных процессов, что может причинить ущерб техногенным системам, повышают мутность рек, нарушают их гидрологический режим.

Однако необходимо отметить, что на нарушенных территориях правильно выполненный отвал с мероприятиями по рекультивации способствует улучшению состоянию экосистемы, а также созданию условий для хозяйственного использования.

Литература

1. Есоком – всё об экологии [электронный ресурс]. М., 2006. Режим доступа: <http://ecocommunity.ru>
2. Геология СССР. Остров Сахалин. Геологическое описание. Том XXXIII. Под ред. Верещагина В.Н., Ковтуновича Ю. М. М.: Изд-во: Недра, 1970.
3. Земцова А.И. Климат Сахалина. Л.: Гидрометеоздат, 1968.

ОБОСНОВАНИЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПОДЗЕМНОЙ ГАЗИФИКАЦИИ УГЛЕЙ (ПГУ)

А.В. Инкин, И.А. Садовенко

Национальный горный университет, г. Днепрпетровск, Украина

Отечественный и зарубежный научно-практический опыт выгазовывания угольных пластов показывает, что к наиболее активным управляемым факторам эффективности газификации относятся расход дутья и статическое давление в газогенераторе. Однако увеличение данных параметров вызывает резкий рост неконтролируемых утечек вырабатываемого газа [2]. Эти потери возникают вследствие деформации пород кровли и приводят к накоплению продуктов газификации в покрывающих породах [1]. При этом происходит химическое загрязнение подземных вод, которое в хорошо проницаемых грунтах может распространяться до нескольких километров. Величина утечек газа может достигать 30%, что значительно увеличивает его себестоимость, а также снижает производительность и экологичность станции ПГУ. Вместе с тем, жидкие продукты газификации, насыщающие поровое пространство покрывающих пород, представляют собой ценное сырье для химической промышленности.

Повышение рентабельности подземной газификации углей и нейтрализации ее негативного воздействия на горный массив требуют обоснования газогидродинамического режима в процессе выгазовывания и после него. Эффективность этого способа подземной добычи может быть существенно повышена за счет использования жидких продуктов газификации в породной кровле путем их вытеснения в реакционный канал потоком подземных вод.

В связи с этим целью данной работы является установление доминирующих физико-химических факторов, определяющих пространственно-временную динамику формирования углеводородных зон в породной кровле подземного газогенератора и обоснование технологических мер по извлечению жидких продуктов газификации.

Достижение поставленной цели требует решения следующих задач:

1. Установить механизм массопереноса продуктов газификации с учетом влияния коллекторских свойств и водонасыщенности пород.
2. Разработать физическую модель, отражающую динамику формирования углеводородных зон в породной кровле угольных пластов при их выгазовывании.
3. Выполнить моделирование газогидродинамических процессов в покрывающих породах на различных стадиях эксплуатации подземного газогенератора для обоснования технологических мер по сглаживанию углеводородных аномалий.
4. Оптимизировать параметры ПГУ для минимизации негативного влияния утечек газа и комплексного использования продуктов газификации.

Для изучения компонентного состава и анализа распределения продуктов

газификации в породной кровле подземного газогенератора был использован метод физического моделирования. Созданная модель имела одну и ту же физическую природу, что и изучаемый объект, также между ними были соблюдены основные условия подобия.

Экспериментальный модуль для исследования процесса насыщения покрывающих пород продуктами газификации был разработан и изготовлен с учетом рассчитанных коэффициентов подобия. Моделирование процесса выгазовывания угольного пласта осуществлялось в прозрачной термостойкой трубке длиной 1 м и диаметром 0.04 м [4].

Анализ распределения температуры в покрывающих породах показал, что прогрев пород происходит интенсивно в начале эксперимента, а дальнейшее распространение тепла существенно замедляется. Это объясняется уменьшением температуропроводности пород вследствие изменения их физического состояния под воздействием химического влияния вырабатываемого газа.

Одновременно с регистрацией температуры производилось визуальное наблюдение за состоянием угольного пласта и пород кровли. Проведенный эксперимент дал хорошо воспроизводимый результат изменения окраски светлого песка за счет насыщения его продуктами газификации.

Определение фильтрационных и физических свойств моделируемой среды проводилось на специальных установках в лаборатории кафедры гидрогеологии и инженерной геологии НГУ. Установлено, что при миграции продуктов газификации в однородной фильтрующей среде происходит неравномерное заполнение порового пространства с формированием нескольких зон. Первой от выгазованного пространства располагается зона расплавленных пород с твердыми углеродистыми включениями, мощность которой в натуральных условиях не превысит 0.5 м. Выше, на расстоянии 0.5-2.5 м находится зона конденсации, поровое пространство которой частично заполнено смолистыми продуктами. В вышележащей зоне ненарушенных пород происходит циркуляция газовых потоков.

В качестве экспресс-метода изучения компонентного состава продуктов газификации был использован метод электронного парамагнитного резонанса с эталонными свойствами нефти и гумуса. Обработка полученных спектрограмм показала, что жидкие продукты газификации в покрывающих породах представлены непредельными, ароматическими и парафиновыми углеводородами.

Теоретические исследования процесса ПГУ выполнены с помощью математических моделей фильтрации жидкой и газообразной фаз продуктов газификации на различных стадиях эксплуатации подземного газогенератора. Эти модели позволяют обосновать технологические параметры выгазовывания угольных пластов с целью сглаживания возникающих углеводородных аномалий.

Результаты численного моделирования подтверждают уменьшение влагосодержания фильтрующегося газа от 300 до 10 г/м³ на расстояниях 0.5-2.5 м

от газогенератора. В этой зоне покрывающих пород конденсируется более 96% жидких углеводородов из вырабатываемого газа.

Математическая модель вытеснения конденсационной смеси из вмещающих пород в реакционный канал воспроизводит двухфазную фильтрацию воды и конденсата после прекращения подачи дутья в газогенератор [3].

Предлагаемая технология ПГУ позволит параллельно с добычей газа извлекать конденсационную смесь и использовать большинство пробуренных скважин на четырех видах работ: сбойки, подачи дутья, отвода газа, откачки смеси, что приведет к снижению капитальных затрат на выгазовывание угольного массива.

По результатам проведенных экспериментальных и аналитических исследований можно сделать следующие выводы:

- в покрывающих породах при ПГУ происходит формирование зоны расплавленных пород с твердыми углеродистыми включениями и зоны конденсации, насыщенной жидкими углеводородами различных групп;
- жидкие продукты газификации накапливающиеся в породах кровли извлекаются из порового пространства за счет их вытеснения потоком подземных вод к полости подземного газогенератора, когда дутьевое давление прекращается.

Литература

1. Казак В.Н., Семененко Д.К. Исследования поведения непосредственной кровли и структуры выгазованного пространства // Всес. н.-и. ин-т ВНИИПодземгаз / Сб. науч. тр., 1960. Вып. 1. С. 75-83.
2. Питин Р.Н., Миринтов Н.С., Леваневский В.С. О влиянии некоторых технологических параметров процесса подземной газификации на величину утечек газа // Подземная переработка топлив / Труды института горючих ископаемых. Том XII. М., 1960. С. 103-114.
3. Садовенко И.А., Инкин А.В. Моделирование процесса вытеснения продуктов газификации из кровли подземного газогенератора / Материалы международной конференции «Форум горняков – 2006». Днепропетровск: Национальный горный университет, 2006. С. 117-122.
4. Садовенко И.А., Инкин А.В. Экспериментальные исследования механизма фильтрации продуктов газификации // Горнодобывающая промышленность Украины и Польши: Актуальные проблемы и перспективы. Материалы Украинско-Польского форума горняков – 2004. Днепропетровск: НГУ, 2004. С. 598-603.

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО
СОСТОЯНИЯ СООБЩЕСТВ ЗООПЛАНКТОНА И БЕНТОСА
В ЗОНЕ РАДИАЦИОННОЙ АВАРИИ
В РАЙОНЕ БУХТЫ ЧАЖМА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

В.В. Слободскова

*Тихоокеанский Океанологический Институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Ядерная авария на атомной подводной лодке произошла в б. Чажма 10 августа 1985 г., в результате чего прибрежная часть бухты подверглась радиоактивному загрязнению. Со временем вдоль юго-западного побережья (по направлению из бухты) в донных осадках сформировался ассиметричный радиоактивный след, свидетельствующий о преобладающем переносе радиоактивного материала из зоны эпицентра аварии в направлении прилегающей акватории залива Стрелок.

Радиационная обстановка в районе исследований в настоящее время характеризуется слабым выносом радиоактивных продуктов за пределы б. Чажма и незначительным загрязнением прилегающей акватории б. Разбойник.

Поскольку акватория бухты является частью судоремонтного завода с плавающими пирсами, доками, базирующимися судами и достаточно интенсивным судоходством, то для нее характерен также высокий уровень нерадиоактивного техногенного загрязнения, свойственный подобному типу бухт.

Поэтому в районе б. Чажма и прилегающей акватории б. Разбойник необходим постоянный мониторинг водной экосистемы.

До недавнего времени сведения о состоянии морской биоты бухты Чажма и прилегающей акватории практически отсутствовали. В последнее время появились первые исследования микробиологической и радиоэкологической ситуации в б. Чажма [1], исследовался видовой состав морских стрелок (*Chaetognatha*) [3], так же были описаны морфологические изменения щетинкочелюстных, обитающих в б. Чажма [2].

Материалом для нашей работы послужили пробы бентоса и зоопланктона собранные в июле 2007 г. в б. Разбойник, прилегающей к б. Чажма.

Зоопланктон собран сетью Апштейна (малая модель), а бентос – водолазным способом и с помощью дночерпателя Петерсена.

На исследованной акватории среди двусторчатых моллюсков доминируют низкореальные виды, представители которых часто встречаются, и образуют промысловые скопления. К ним относятся такие массовые промысловые виды как *Modiolus kurilensis*, *Swiftopecten swifti*, *Mizuhopecten yessoensis*, *Callista brevisiphonata*, *Spisula sachalinensis*. К широко распространенным амфибореальным видам относятся *Macoma baltica* (была найдена в выбросах) и *Teredo navalis*. А к субтропическо-низкореальным – устрица *Crassostrea gigas*. Другой представитель этой биогеографической

группы – мидия *Crenomytilus grayanus* часто встречается и образует промысловые скопления.

Из панцирных моллюсков в б. Разбойник часто встречается *Ischnochiton hakodadensis*.

Среди брюхоногих моллюсков отмечены низкобореальные массовые виды *Alaba vladivostokensis* и *Ephera turrita*, субтропическо-низкобореальная *Littorina brevicula* и бореальная *Littorina squalida*.

Иглокожие в б. Разбойник – обычные животные, найдено 7 видов: морские ежи *Strongylocentrotus nudus*, *S. intermedius* и *S. pulchellus*, морские звезды – *Patiria pectinifera*, *Asterias amurensis* и *Lethasterias phusca*, офиуры – *Ophiura sarsi*.

Ракообразные были представлены 7 видами из 4 семейств. Часто встречаются *Pandalus hipsinotus*, *Pugettia quadridens*, *Hyas coarctatus*, *Hemigrapsus penicillatus*, *Hemigrapsus sanguineus*, самым массовым является *Pandalus kessleri*. Из обрастателей очень часто встречается *Balanus trigonus*.

Среди представителей типа *Annelida* были найдены обычные обитатели залива Петра Великого, такие как *Nereis vexillosa*, *Scoloplos armiger*, *Ophelia limacina*, *Urechis unicinctus*.

В бентосных пробах были отмечены представители класса *Ascidiae* – *Styela clava*.

Основной группой зоопланктонного сообщества б. Разбойник в исследуемый период были *Copepoda*. В пробах было много представителей голопланктона *Chaetognatha*. Щетинкочелюстные встречались постоянно, и их распределение было равномерным. Меропланктон представленный гидроидными медузами и личинками бентосных животных. Массовыми представителями этой группы были личинки *Decapoda*. Среди личинок двустворчатых моллюсков часто встречаемым видом является *Teredo navalis*. Из промысловых видов отмечены *Mytilus trossulus*, достигшие стадии оседания.

Таким образом, в б. Чажма зарегистрированы представители 5 типов (*Mollusca*, *Annelida*, *Arthropoda*, *Echinodermata* и *Chordata*) насчитывающие более 40 видов.

Литература

1. Иванова Е.П., Горшкова Н.М., Михайлов В.В., Сергеев А.Ф., Гладких Р.В., Дударев О.В., Можеровский А.В., Слинько Е.Н., Киселев В.И. Микробиологический аспект радиоэкологической ситуации в б. Чажма (Японское море). 1. Численность и таксономическое разнообразие сапрофитных морских бактерий в воде и донных осадках бухты. Препринт. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2002. 35 с.
2. Касаткина А.П., Сергеев А.Ф. Новые виды морских стрелок (*Chaetognatha*) из бухты Чажма залива Петра Великого (Японское море) // Биология моря, 2004. Т. 30. № 6. С. 440-446.

3. Kassatkina A.P., Goryachev V.A., Sergeev A.F. Unusual morphological anomalies of Chaetognatha in planktonic ecosystem from Chazhma Bay of Japan Sea // CREAMS-2000. Proc. Int. Symp. on Oceanography of the East Asian Marginal Seas. Vladivostok. 2000. P. 28.

ДЕЦЕНТРАЛИЗОВАННОЕ ХОЗЯЙСТВЕННО-ПИТЬЕВОЕ ВОДОСНАБЖЕНИЕ СОВЕТСКОГО РАЙОНА Г. ВЛАДИВОСТОКА

С.Г. Юрченко, В.А. Чудаева

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

За последние годы проблема водоснабжения г. Владивостока приобрела кризисный характер как по причине дефицита водных ресурсов, так и по причине антропогенного загрязнения источника питьевого водоснабжения и ухудшения качества воды в водохранилищах. В связи с этим возникает проблема дополнительного, вернее резервного источника [2, 5]. Известно, что из поверхностных источников использует воду для хозяйственно-питьевых нужд 94.5% населения города, из источников децентрализованного водоснабжения (колодцы, скважины и родники, т.е. подземные воды) – 7% [3]. Как источник водоснабжения, подземные воды имеют ряд преимуществ перед поверхностными. Они лучше защищены от загрязнения, их ресурсы не испытывают существенных сезонных изменений или многолетних колебаний, они обычно могут быть получены рядом с водопотребителем. В наше время, когда поверхностные воды все сильнее загрязняются, эти и другие причины предопределили все большее использование подземных вод.

Население Владивостока на 1 января 2007 г. составило 631 тыс. человек. В городе пять административных районов: Ленинский, Первореченский, Фрунзенский, Первомайский и Советский. В Советский район, расположенный в северной части города, кроме городской части территории включены и пригородные зоны. На территории, площадью 290.7 км², проживает более 115 тыс. человек. Здесь располагаются заводы «Дальприбор», «Варяг», «Изумруд», швейная фабрика «Заря», рыбокомбинат, ОАО «Пивоиндустрия Приморья», городское водохранилище, а также санатории, дома отдыха, пансионаты и детские оздоровительные центры [5].

Гидрохимические исследования подземных вод на территории Советского района ведутся с 2002 г. и включают в себя опробования вод верхних водоносных горизонтов (5 дворовых колодцев). На месте отбора выполняют замер нестабильных параметров воды, пробу фильтруют и в пластиковых бутылках транспортируют в лабораторию. Используемые аналитические приемы при изучении химического состава водных объектов являются классическими [1, 6].

В целом по своим физико-химическим свойствам подземные воды бесцветны, прозрачны, не имеют запаха, пресные и приятные на вкус. В зависи-

мости от выпадающих осадков, поверхность грунтовых вод испытывает сезонные колебания. Об этих колебаниях можно судить по замерам уровня воды в колодцах (табл. 1).

Таблица 1
Сезонные изменения уровня грунтовых вод (м)*

Зимняя межень n=9	Весенний паводок n=5	Осенний паводок n=10
<u>1.9-29.0</u> 12.4	<u>1.3-6.1</u> 3.5	<u>0.9-6.7</u> 3.1

*– в числителе – разброс значений; в знаменателе – средние значения; n– число проб

Таким образом, уровень грунтовых вод в Советском районе колеблется в течение года от одного до тридцати метров.

Воды исследуемых колодцев расположены на площади с нейтральной реакцией среды (рН 6.24-7.52, что соответствует гигиеническим нормативам для питьевых вод [4]). Грунтовые воды исследуемого района относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу.

Биогенный состав грунтовых вод, представленный в таблице 2, выявил некоторые различия между отдельными колодцами.

Таблица 2
Содержание биогенных компонентов (мг/л) в водах дворовых колодцев**

	N-NH ₄ ⁺	N-NO ₂ ⁻	N-NO ₃ ⁻	Si
Колодцы, n=24	<u>0.03-1.63</u> 0.29	<u>0.001-0.12</u> 0.012 (0.007*)	<u>0.004-2.587</u> 0.274	<u>4.3-21.1</u> 9.4
ГН 2.1.5.1315-03	2.0	1.0	10	10

**– в числителе – разброс значений; в знаменателе – среднее значение; * – среднее значение без учета максимального; n – число проб.

По содержанию аммонийных ионов 25% исследуемых вод в период весеннего паводка, когда происходит обильное таяние снега, можно отнести к умеренно загрязненным водам. В целом концентрации N-NH₄⁺ находятся в пределах допустимых содержаний для питьевых вод и лишь в водах единичного колодца (в осенний отбор) его содержание критически приближается к предельно-допустимым нормам. Повышенная концентрация ионов аммония в этой гидрохимической точки отбора может быть использована в качестве индикаторного показателя процесса загрязнения, в первую очередь, сельскохозяйственными и фекальными стоками.

В подземных водах верхних водоносных горизонтов, к которым относятся и воды исследуемых колодцев, содержание нитритов может достигать сотые доли мг. Максимальная концентрация нитритов зафиксирована в единичном колодце во время весеннего паводка (до 0.12 мг/л). Повышенное содержание нитритов во время весеннего паводка указывает на поступление их с поверхностным стоком (талая вода, загрязненная бытовыми водами). Исследуемые воды находятся в зоне активного водообмена, поэтому из азот-

ных форм преобладает окисленная, нитратная форма, и это характерно как для зимней межени, так и для паводковых периодов. Несмотря на разброс в содержаниях подвижных форм азота, уровни концентраций этих компонентов находятся в пределах допустимых содержаний для питьевых вод.

Кремний является постоянным компонентом природных вод, что обусловлено повсеместным распространением его соединений в горных породах. Диапазон изменения концентраций кремния в подземных водах города Владивостока показан в таблице 2. При анализе полученных данных необходимо отметить, что в 15% отобранных проб имеют место превышения ПДК в 1.5-2 раза. Однако, согласно литературным данным [7], среднее содержание кремния в подземных водах составляет 10-20 мг/л, что изначально превышает ПДК и позволяет говорить о том, что загрязнение окружающей среды, как правило, не влияет на его содержание в грунтовых водах.

Таким образом, из вышесказанного следует, что санитарно-гигиеническое состояние подземных вод Советского района г. Владивостока в целом, по определяемым показателям, соответствует требованиям ГОСТа для питьевой воды.

Литература

1. Алекин О.А., Семенов А.Д., Скопинцев Б.А. Руководство по химическому анализу вод суши. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 161 с.
2. Косолапов А.Б. Питьевая вода и проблемы водоснабжения // Окружающая среда и здоровье населения (кол. авт.). Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 53-55.
3. Останина Е.П. Водоснабжение Владивостока. Экологический вестник приморья, 2000. № 3.
4. Предельно допустимые концентрации химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. Гигиенические нормативы ГН 2.1.5.1315-03 от 15 июня 2003 г.
5. Региональное информационное агентство: <http://www.deita.ru>
6. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши // Под ред. А.Д. Семенова. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 542 с.
7. Эколого-гидрогеологический словарь / А.Н. Воронов, Т. Бохенка, А.К. Бродский и др. Под ред. А.Н. Воронова. 2-ое изд., испр. и доп. СПб.: С.-Петербург. ун-та, 2001. 202 с.

ДИНАМИКА И МЕХАНИЗМЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НЕКОТОРЫХ БЕРЕГОФОРМИРУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ БРАТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

В.А. Хак

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Создание таких крупных природно-технических систем как Братское водохранилище всегда сопровождается необратимым процессом перестрой-

ки всей геосистемы прилегающей территории. Переработка берегов водоема, созданного искусственно в короткий период времени, выражается в значительном изменении активности экзогенных процессов и возникновении особых механизмов их развития, взаимодействия друг с другом, а также с природной средой. В результате мы сталкиваемся с новыми, не проявлявшимися ранее в природных условиях, способами взаимодействия уже известных и изученных ранее процессов. Основная роль в определении характера экзогенных геологических процессов, их активизации или стабилизации принадлежит особому режиму эксплуатации водоема, отличающемуся циклическими колебаниями уровня воды с большой амплитудой.

Братское водохранилище – это типичное равнинное водохранилище. Средняя глубина его составляет 31 м, а максимальная – 150 м. Это водоем многолетнего регулирования с интервалом колебания уровня воды в течение года от 1.3 до 4 м. В годовом ходе уровней воды максимальные отметки приходятся на осенний период, а минимальные отмечаются весной, чаще в апреле. В течение всего периода эксплуатации водохранилища амплитуда колебания уровня не превышала 10 м [1].

Под берегоформирующими процессами понимается комплекс абразионно-аккумулятивных, эрозионных, суффозионных, эоловых, карстовых и других процессов, участвующих в современной переработке береговой зоны водохранилища. Мониторинг проводится на стационарах, расположенных в пределах наиболее представительных участков береговой зоны, отличающихся высокой интенсивностью развития и тесной взаимосвязью рассматриваемых процессов. Приведем результаты последних исследований, проведенных на ключевом участке Рассвет и направленных на изучение динамики и взаимодействия абразионных, эоловых и эрозионных процессов.

По данным экспедиционных работ 2007 года рассчитан суммарный объем эрозионных форм, наблюдаемых на ключевом участке Рассвет. Развитие форм, представленных рытвинами, промоинами, небольшими оврагами, балкой, наблюдается от бровки берегового уступа на склоне. Факторами, определяющими развитие здесь эрозионных форм, являются литологическая слоистость разреза, когда недоуплотненные лессовидные супеси подстилаются песком, высокая пылеватость супесей, сульфатное засоление, низкое сцепление. Грунты быстро размокают, значительно теряют прочность при увлажнении, проявляют деформации усадки [2].

На двухкилометровом участке берега развиваются 16 форм, общим объемом 1229.3 м³. Сопоставление полученных результатов с данными 2004 года показало увеличение объема оврагов на 186.42 м³. При этом, если рассматривать морфометрические параметры каждой эрозионной формы в отдельности, то можно заметить, что не все из них характеризуются приростом в объеме. Условно территория участка делится на две зоны. Первая зона характеризуется различными величинами прироста оврагов (от 1 до 74.36 м³) и приурочена к

участку берега, уходящего в малый залив, где активность абразионного процесса минимальна, а береговой уступ находится в стабильном состоянии. Необходимо отметить, что данная зона также характеризуется развитием карстовых форм. На территории площадью 0.5 км² отмечены 11 карстовых воронок, диаметром 5-15 м. Основным механизмом прироста эрозионных форм в пределах первой зоны является суффозионно-просадочный. Суффозионно-просадочные воронки наблюдаются выше вершин боковых отвершков и в тальвеговых частях оврагов. Здесь же происходит интенсивное переувлажнение песчаных отложений с поверхности осушенной отмели на береговой склон. Этому способствуют как приоткосные золотые образования, нивелирующие береговой уступ и служащие своеобразным трамплином для переноса песка вглубь берега, так и эрозионные формы, выполняющие в данном случае роль дефляционных коридоров. Вторая зона сопряжена с береговой линией, выдающейся в более открытую и широкую часть акватории, где береговой уступ активен, имеет почти отвесный профиль; скорость отступления бровки берега в отдельные годы достигает 6 м. В связи с такой интенсивностью абразионного процесса не отмечено значительного прироста в объеме эрозионных форм второй зоны. Напротив, за анализируемый период объемы большинства оврагов уменьшились, за счет сокращения протяженности форм. В данном случае мы отчетливо видим преобладание абразионной составляющей в динамике береговой зоны. Подрезка клифа при высоком уровне воды в водохранилище приводит к его перемещению вверх по склону, а также одновременно ведет к уничтожению устьевых, наиболее пологих частей оврагов. Разрушение устьевой части оврагов уменьшает протяженность этих форм и фактически делает невозможной выработку продольного профиля равновесия.

Однако хотелось бы отметить интенсивность эрозионного выноса и активность глубинной эрозии в пределах именно второй зоны. Для некоторых наиболее крупных форм, относящихся к этой зоне, в ходе полевых работ 2007 года был зафиксирован экстремальный залповый прирост в объеме (от 16.4 до 77.0 м³) за четырехдневный период, характеризующийся обильными ливневыми осадками. Глубина оврагов резко увеличилась и в некоторых случаях достигла уровня береговой отмели, сформировалось широкое плоское днище. На отмели повсеместно отмечались большие конусы выноса, вывалы грунта, береговой уступ был изъеден эрозионными бороздами. Подобная стадия процесса связана с понижением уровня воды в водохранилище, которое способствует усилению глубинной эрозии в днищах форм, а также провоцирует активизацию регрессивной эрозии. В процессе глубинной эрозии врезающееся дно формы достигает уровня прибрежной платформы, которая является местным базисом эрозии. Разрушение устьевой части оврагов при высоком уровне воды и одновременное усиление глубинной и регрессивной эрозии при низком уровне воды ведет к формированию типичного ступенчатого профиля тальвегов оврагов. Часто устье форм находится выше, чем уровень прибрежной отме-

ли. Это результат периодического преобладания высокой скорости абразии берега над скоростью глубинной эрозии.

В отношении развития эолового процесса в этой зоне можно отметить отдельные весьма непродолжительные периоды затухания, связанные с выносом из оврагов большого количества супесчаного грунта, образующего при высыхании плотную корку толщиной 1-3 см, которая равномерным слоем покрывает мобильные песчаные отложения отмели и препятствует их переувлажнению.

В целом в развитии эоловых процессов на ключевом участке Рассвет отмечена положительная динамика как в площадном распространении песчаного материала, так и в наращивании мощности отложения выше почвенно-растительного слоя на береговом склоне. Увеличение площади эолового массива за год составило 3620 м².

Таким образом, в процессе современного развития береговой зоны Братского водохранилища и оценки ее экзогеодинамического состояния прослеживается влияние циклических колебаний уровня воды в водоеме и взаимодействия целого комплекса различных экзогенных геологических процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 06-05-64392).

Литература

1. Овчинников Г.И. Динамика береговой зоны ангарских водохранилищ: Автореф. дисс. докт. геогр. наук. Иркутск, 2003. 50 с.
2. Mazaeva O.A., and Khak V.A. Development of linear erosion forms under the influence of technogenic conditions // Bulletin of the Geological Society of Greece. 2007. V. XXXX. P. 1469-1475.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ СОВРЕМЕННОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

О.В. Коваль

*Кафедра прикладной экологии и менеджмента института химии
и прикладной экологии ДВГУ, г. Владивосток*

Экологическая геология рассматривается как новое направление в геологии, изучающее верхние горизонты литосферы (включая подземные воды и газы) как одну из основных абиотических компонент экосистем высокого уровня организации (от биогеоценоза до экосферы). В более привычных геологу терминах содержание ее можно определить как направление геологических наук, изучающее экологические функции (свойства) литосферы, закономерности их формирования и изменения и, прежде всего, в связи с жизнью и деятельностью человека [2].

Исходя из предложенного толкования содержания экологической геологии, обозначим ее основные современные проблемы, решение которых необходимо в начале XXI века для успешного ее дальнейшего развития. Выделим пять таких позиций.

1. Осознание действительной роли геологии в решении экологических задач и выработка консенсуса о содержании и задачах экологической геологии, понимание того, что ни одна из уже сформировавшихся современных геологических наук не может самостоятельно рассмотреть весь комплекс таких задач. Это одновременно и научная и психологическая проблема. Её следует считать самой актуальной для решения применительно к становлению и развитию экологической геологии. Многие науки геологического цикла стали выделять в своем составе научные экологические разделы, так как невозможно самостоятельно решить весь комплекс эколого-геологических задач.

Другой проблемой является представление, что экологическая геология дублирует традиционную для определенных геологических наук информацию и методы исследования. Это явно ошибочное мнение, ведь уже разработанные методы геологических наук в их совокупности достаточны для получения информации практически по всем эколого-геологическим вопросам и задачам.

Эколого-геологические задачи отличаются четкой ориентированностью на экологический аспект исследования или воздействия «неживого на живое», в то время как инженерно-геологические задачи ориентированы на изучение взаимосвязей между инженерным сооружением и литосферным блоком в зоне их взаимодействия [1, 2, 3, 4, 6, 7].

2. Определение научного, теоретического фундамента экологической геологии как научного направления. Теоретический базис видится в учении об экологических функциях литосферы – ресурсной, геодинамической, геохимической и геофизической [5, 7]. Оно формулирует принципиально новый подход к изучению этой оболочки. Под ним понимается совокупность теоретических положений и представлений об экологических функциях литосферы, эколого-геологических обстановках, их экологическом состоянии и экологических свойствах литосферы и определенную, экологически ориентированную систему воззрений на взаимодействие литосферы и биоты.

Объектом исследования являются экологические функции и свойства литосферы, носителем которых является ее вещественный состав, геодинамические и энергетические (геофизические) поля.

3. Осознание геологами роли своих методов в получении экологически значимой информации и необходимости совместной работы геологов с медиками, биологами, проектировщиками, строителями и административными органами при использовании этой информации с целью обоснования управляющих действий при решении экологических задач. Это психологическая, психологически-организационная проблема, накладывающаяся на научные вопросы. Она связана с реализацией, конкретным использованием разрабатываемых теоретических положений и полученных экспериментальных данных. Для решения её геологам необходимо осознать обязательность тесного научного контакта с медиками и биологами при решении экологических задач.

4. Проблема разработки критериев оценки состояния эколого-геологичес-

ких условий, экологического состояния литосферы. Это научная проблема.

5. Проблема отображения и представления эколого-геологической информации в целом и на специальных эколого-геологических картах, в частности. Это научно-методическая проблема.

Этот вопрос относится к важнейшим теоретическим и методическим положениям экологической геологии. И здесь дело не столько в выборе самих критериев оценки, сколько в органической взаимосвязи их между абиотическими компонентами литосферы и биотой. Они должны отражать соответствующие функциональные зависимости между ними.

В теоретическом плане главной и наиважнейшей из рассмотренных проблем является проблема разработки учения об экологических функциях литосферы. Она по праву может считаться теоретическим базисом нового научного направления в системе геологического знания, названного экологической геологией. Учение об экологических функциях литосферы позволяет аргументировано вычленять объект и предмет изучения как в рамках литосферы в целом, так и ее отдельных компонентов.

В прагматическом плане на первое место выступает проблема создания принципиально нового типа геологических карт – карт эколого-геологических. Разработка методики составления таких эколого-геологических карт – проблема настоящего времени.

В психологическом аспекте следует еще раз выделить проблему осознания геологами своей роли в решении экологических задач и понимание того, что ни одна уже сформировавшаяся геологическая наука не может изучить и тем более решить весь комплекс эколого-геологических задач, а представляющие ее специалисты работать без тесного контакта с представителями медико-биологических наук.

Литература

1. Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1997. 365 с.
2. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Содержание, объект и предмет экологической геологии // Программа «Университеты России». Геология. Кн. 2. М.: МГУ, 1995. С. 89-96.
3. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология и ее логическая структура // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология, 1995. № 4. С. 33-45.
4. Трофимов В. Т., Зилинг Д.Г. Экологические функции литосферы // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, 1997. № 6. С. 13-21.
5. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Теоретические основы экологической геологии // Известия секции наук о Земле РАЕН. Спец. выпуск, 1998. С. 50-70.
6. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Методы инженерной геологии в исследовании экологических функций литосферы // Геоэкология, 1998. № 4. С. 96-101.

Секция 7

Водные ресурсы Дальневосточного региона: гидрогеология и гидрохимия поверхностных и подземных вод

Руководитель: д.г.-м.н. О.В. Чудаев (ДВГИ ДВО РАН)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ПРИМОРСКОГО И ХАБАРОВСКОГО КРАЕВ

И.В. Брагин, Г.А. Челноков, О.В. Чудаев

Дальневосточный Геологический Институт ДВО РАН, г. Владивосток

Низкотемпературные термальные воды юга Дальнего Востока распространены вдоль прибрежной зоны Охотского и Японского морей. Изучение большинства из них проводилось еще в 30-60-е годы XX столетия (Кулаков В.В., Кирюхин В.А., Батюков С.В.). В результате на большинстве источников появились и функционируют в настоящее время бальнеолечебницы: Анненские минводы, Тумнин, Теплый ключ, Чистоводное. Остальные проявления используются местным населением для самолечения.

В настоящей работе нами приводятся новые данные по геохимии и изотопии месторождений термальных вод Хабаровского края – Тумнин и Анненского и расположенные на территории Приморья: Теплый ключ и Чистоводное. Все рассматриваемые воды являются слабоминерализованными (минерализация < 350 мг/л) с азотом в качестве основного газового компонента.

Месторождение Анненские термальные воды находится в Хабаровском крае, в нижнем течении реки Амур, в нескольких километрах от деревни Сусанино. На месторождении функционирует скважина № 21 (глубина 201.6 м). По данным бурения и опробования выход термальных вод приурочен к зоне контакта эффузивов и терригенных осадочных пород верхнего мела Больбинской и Татаркинской свит. Температура воды на источнике 50 °С, минерализация – 0.2-0.35 г/л, основными компонентами, формирующими химический облик воды являются Na – 61 мг/л, Si – 26.3 мг/л, Ca – 5.2 мг/л из микроэлементов повышенными содержаниями характеризуются: Li – 71.5 мкг/л, Sr – 70 мкг/л.

Месторождение минеральных термальных вод Тумнин находится в Хабаровском крае, в 80 км от ж/д станции Сов. Гавань, в нижнем течении реки Тумнин. На месторождении используется скважина № 9 (глубина 460 м). Выход термальных вод приурочен к зоне контакта гранитов и андезито-базальтов Кизинской свиты неогена. Температура воды на источнике 44-45 °С, минерализация – 0.15-0.25 г/л, основными компонентами формирующими химический облик воды являются Na – 35.6 мг/л, Si – 9.2 мг/л, Ca – 7.8 мг/л из микроэлементов повышенными содержаниями характеризуются: Li – 11.4 мкг/л, Sr – 17.2 мкг/л, As – 21.3 мкг/л.

Месторождение термальных вод Теплый ключ расположено в Тернейском районе Приморского края, в нескольких километрах от пос. Амгу. Выход

термальных вод приурочен к зоне контакта гранитных интрузий с эффузивами мезо-кайнозойского возраста. Температура воды на источнике 34-35 °С, минерализация – 0.1-0.2 г/л, основными компонентами формирующими химический облик воды являются Na – 34.5 мг/л, Si – 46.8 мг/л, SO₄ – 13.6 мг/л из микроэлементов повышенными содержаниями характеризуются: Li – 6.3 мкг/л, Sr – 24.4 мкг/л, As – 6.3 мкг/л.

Чистоводненское месторождение минеральных термальных вод расположено в Лазовском районе Приморского края, в 80 км от пос. Лазо. Месторождение представлено группой источников: самоизливных и скважинных [4]. Водовмещающие породы состоят из слаботрещинчатых гранитов верхнемелового возраста, прорванных дайками и жилами аплитов, и диоритовых порфиров палеогенового возраста. Гранитный массив разбит разломами, параллельными и секущими долину. В долине эти породы перекрыты аллювиальными четвертичными отложениями мощностью 3-7 м. Температура воды на источнике 34-35 °С, минерализация – 0.14-0.16 г/л, основными компонентами формирующими химический облик воды являются Na – 25.3 мг/л, Si – 31.7 мг/л, SO₄ – 5.7 мг/л из микроэлементов повышенными содержаниями характеризуются: Li – 46.17 мкг/л, Sr – 42.9 мкг/л, As – 3.4 мкг/л.

Рассматриваемая группа вод относится к низкоминерализованным щелочным азотным термам HCO₃-Na типа. У изученных вод наблюдается рост температуры от южных, Приморских, к северным, Хабаровским проявлениям. Температурные данные, полученные при расчетах температур глубинных резервуаров с помощью кварцевого геотермометра также подтверждают эту температурную зависимость. Вместе с тем, в водах месторождений происходит повышение содержаний гидрокарбонат-иона, сульфат-иона и натрия. Влияние на это оказывают глубина циркуляции вод и температура массива вмещающих пород на глубине, вследствие чего процессы выщелачивания происходят более интенсивно.

Для определения генезиса вод ранее нами был изучен изотопный состав термальных вод (изотопы водорода (дейтерия) и кислорода-18) [2]. Полученные данные указывают на метеорное происхождение термальных вод. Характерно, что к северу, воды становятся более легкими (т.е. снижается содержание в них тяжелых изотопов). Это явление носит название «широтного коэффициента». Рассчитанное нами значение широтного коэффициента совпадает со значениями, рассчитанными ранее исследователями, занимающимися данной проблемой [3].

С целью определения периода водообмена на месторождениях (оценка времени циркуляции вод) было проведено определение концентрации в воде изотопа водорода-третия. Природные концентрации трития имеют довольно широкий интервал значений – от 0.5 до 30 ТЕ, поэтому необходимо знать значение фоновых концентрации трития в изучаемом регионе. Для этого проводились анализы постоянных поверхностных водотоков. Полученные

данные говорят о том, что фоновые концентрации трития в изучаемых районах составляют 4.16 ТЕ, а содержания трития в термальных водах меньше 0.83 ТЕ. Как видно из данных анализов распределение трития также подчиняется широтному коэффициенту - больше всего содержания трития в водах Чистоводного, самого южного проявления. Что касается времени циркуляции термальных вод, то можно отметить, что исследованные нами воды характеризуются довольно быстрым водообменом, в пределах 40-50 лет.

Литература

1. Ball, J.W. & Nordstrom, D.K. 1991. User's manual for WATERQf4 with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of minor, trace and redox elements in natural waters. U.S.Geol.Surv.Open File Rep., 91-183.
2. Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Chudaeva V.A. Low-temperature geothermal waters of continental margin of Far East of Russia// Proceedings of the 12-th international symposium on water-rock interaction WRI-12, Taylor & Francis Group, London, UK. 2007. P. 481-484.
3. Li Xueli, Shi Weijun, Sun Zhanxue, Zhou Wenbin & Zhang Weiming. Proceedings of the 8-th international symposium on water-rock interaction WRI-8, Balkema, Rotterdam. 1995. P. 203-206.
4. Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 85-108.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ФАДЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Е.А. Вах, Н.А. Харитонов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Традиционно при геологических исследованиях редкоземельные элементы (РЗЭ) используют в качестве индикаторов геологических процессов. Впервые еще в 1929 г. В.И. Вернадский [1929] обратил внимание на тот факт, что составы редкоземельных минералов пегматитов не тождественны составам тех же минералов из других пород. В настоящее время РЗЭ активно используют для определения условий формирования месторождений, для изучения процессов выветривания пород и почв (Piper, 1974; Nesbitt, 1979), для исследования физико-химических условий эволюции подземных (Dupre et al., 1999; Ingri et al., 2000) и морских вод (Nozaki et al., 1999).

В последние десятилетия в связи с развитием аналитической базы, исследование форм нахождения и распределения редкоземельных элементов в водной среде представляет собой новое перспективное направление в области геохимии подземных вод, которое позволяет объективно решать вопросы об условиях формирования вод. Многими учеными (R.E. Hannigan, Johannesson et al., 2005) показано, что профиль распределения РЗЭ в воде в целом повто-

ряет профиль распределения этих элементов в водовмещающих породах, и соответственно, РЗЭ могут быть использованы для выявления генезиса и последующей эволюции вод.

Геохимия РЗЭ в подземных и поверхностных водах Приморского края мало изучена. Первые сведения о содержании РЗЭ в водной фазе для некоторых месторождений Приморья приведены в работе Чудаева (1995), а наиболее полные сведения в работе Шанда и др. (2002). Содержания и формы нахождения РЗЭ в водовмещающих породах Приморского края также практически не исследованы.

Основной целью нашей работы является выявление характера фракционирования РЗЭ в процессе взаимодействия воды с водовмещающими породами на месторождении углекислых минеральных вод Фадеевское, а также оценка возможности применения полученных данных для определения условий формирования месторождения. В данной статье мы приводим первые результаты исследований геохимии РЗЭ в водовмещающих породах, а также в подземных и поверхностных водах месторождения.

Фадеевское месторождение минеральных вод расположено в Чугуевском районе Приморского края, в 10 км восточнее с. Булыга-Фадеево. Район месторождения находится в пределах горной страны Сихотэ-Алинь. Территория представляет собой гористую местность к западу переходящую в равнину долины р. Уссури. Непосредственно площадь месторождения представлена долиной ключа Иванов.

Месторождение приурочено к разрывным нарушениям вулканогенно-осадочных образований самаркинской свиты верхней юры – нижнего мела. На месторождении проводились буровые работы и был произведен поинтервальный отбор керна по скважинам. Максимальная глубина изучения месторождений углекислых вод района составляет 100 м. По данным петрографического анализа породы Фадеевского месторождения были разделены на четыре группы: гранит-порфиры, песчаники и алевриты, кремни и кварцевые жилы, гидротермально измененные порфиры. В пятую группу выделены глины распространенные в верхних частях разреза.

Большая часть разреза водовмещающих пород месторождения представлена гранит-порфирами. Порфировая структура обусловлена наличием вкрапленников различных минералов (кварца или полевого шпата) или минеральных агрегатов размерами 0.5-3 мм. Вкрапленники представлены преимущественно идиоморфными зернами гексагонального высокотемпературного кварца, иногда корродированного основной массой и имеющего реакционные кварц-щелочнополевошпатовые каймы, а также таблицами. Проведенный анализ полевого шпата во вкрапленниках показывает, что это чистый ортоклаз, иногда с небольшой примесью Na (до 0.5% Na_2O). В зернах ортоклаза довольно часто наблюдаются места с полностью трансформированными первичными минералом, в них ясно диагностируется глинистый минерал ка-

олинит (Al_2O_3 до 36%, SiO_2 до 45%).

Основная масса также сложена главным образом зернами кварца и калиевого полевого шпата (ортоклаза) размерами 0.01-0.1 мм. Темноцветные минералы составляют не более 5% и полностью разложены. Акцессорные минералы представлены единичными изоморфными короткопризматическими кристаллами циркона, кубиками пирита, призмами и иголками апатита и рутила. Полученные данные позволяют утверждать, что достаточно часто встречаемые в образцах призматические фосфатные минералы, содержащие значительное количество редкоземельных элементов, являются Се-монацитом.

Содержание РЗЭ было определено методом масс-спектральной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС), пробы пород были проанализированы в АСИЦ ВИМС Москва на приборе Optima-4300 (масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой) и Elan-6100 (атомно-эмиссионный спектрометр), а пробы воды в ДВГИ ДВО РАН на приборе Agilent 7500с.

Анализ результатов показывает, что наиболее высокие концентрации РЗЭ в породах приурочены к верхнему, наиболее выветренному горизонту, содержания РЗЭ в измененных образцах почти в 4 раза больше, чем в неизмененных. Кроме того, все породы обогащены легкими РЗЭ и обеднены тяжелыми РЗЭ с $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.3-1.6$. Высокие содержания легких РЗЭ в данных породах, обусловлены, видимо, присутствием в породе минералов концентрирующих легкие РЗЭ (глинистые, фосфатные минералы), и практически полным отсутствием минералов содержащих в основном тяжелые РЗЭ (циркон и гранат). Соотношение между легкими и тяжелыми содержаниями РЗЭ в породе также изменяются с глубиной. На глубине 22 м отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.6$, а на глубине 40 м – $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.6$.

В неизмененных образцах пород отчетливо прослеживается отрицательная Еу-аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = -0.5$, в то время как в гидротермальных измененных образцах, наоборот отчетливо видна положительная Еу-аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 0.07$. Вероятно, отрицательная Еу-аномалия связана с практически полным отсутствием минералов концентрирующих Еу, а положительная Еу-аномалия связана с соосаждением Еу в виде железосодержащих минералов и кальцитов. Полученные данные хорошо соотносятся с экспериментальными данными по выщелачиванию (Lee et al., 2004). Таким образом, положительная Еу-аномалия, может быть объяснена соосаждением Еу вместе с кальцитом в водной среде насыщенной углекислотой. Се-аномалия (Ce/Ce^*) ярко не прослеживается. В наших образцах также была обнаружена отрицательная Ду-аномалия $(\text{Dy}/\text{Dy}^*) = -0.007-0.1$. Причина аномалии пока не ясна и она будет являться объектом для дальнейших исследований.

Содержание РЗЭ в воде почти на три порядка меньше, чем в породе. Такое сильное различие в концентрациях РЗЭ в породах и воде вызвано, скорее всего, очень слабым взаимодействием подземных вод и водовмещающих пород (воды месторождения имеют очень высокую скорость водообмена).

В отличие от пород, воды обогащены тяжелыми РЗЭ в сравнении с легкими. Видимо, такое различие в содержании легких и тяжелых РЗЭ в воде вызвано фракционированием РЗЭ в процессе взаимодействия вода-порода-углекислый газ. Тяжелые РЗЭ склонны к образованию устойчивых гидрокарбонатных комплексов в данных условиях, а легкие РЗЭ легко соосаждаются в виде вторичных минералов. В водах в отличие от пород обнаруживается слабая Се аномалия ($Se/Se^* = 0.02-(-0.01)$), в то время как Eu аномалия не прослеживается.

Первые результаты исследования РЗЭ на месторождении Фадеевское показывают, что профили распределения РЗЭ в подземных водах месторождения, не повторяют профили распределения РЗЭ в породе.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РЕКИ РАЗДОЛЬНОЙ В 2008 ГОДУ

Т.А. Иванова, А.М. Колтунов, М.Г. Швецова, П.Я. Тищенко

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Река Раздольная является самой крупной рекой, впадающей в зал. Петра Великого Японского моря. В верховьях р. Раздольной расположены несколько городов Китая, в нижнем течении – г. Уссурийск и ряд российских рабочих поселков и сел. В пойме реки ведется интенсивное сельскохозяйственное производство. Эта деятельность человека существенно влияет на состав эстуарных вод реки [1], впадающей в кутовую северную часть Амурского залива, который, в свою очередь, входит в зал. Петра Великого.

Тихоокеанский океанологический институт проводит систематические экологические наблюдения в Амурском заливе. В августе 2007 года нами установлена обширная акватория аноксии в Амурском заливе. Одна из возможных причин – эвтрофикация залива речными водами. Поэтому была сформулирована задача систематического изучения гидрохимических свойств реки Раздольной от государственной границы между Россией и Китаем (с. Полтавка) до эстуария (Тавричанский лиман).

В феврале 2008 года было выполнено 8 станций. Были измерены концентрации макро- и микрокомпонентов речной воды, главных биогенных элементов, хлорофилла «а», кислорода, гумусового вещества, общая щелочность, рН и общая минерализация.

Известно, что состав речных вод во многом определяется составом горных пород и характером почв, развитых в районе водосборного бассейна. Проведенные нами гидрохимические исследования показали, что нормализованные концентрации магния ($NMg = [Mg] \cdot 35/S$) и сульфатов ($NSO_4 = [SO_4] \cdot 35/S$) в речной воде (соленость $\approx 0.18\%$) примерно в 2 раза выше, чем в морской воде. Данный факт свидетельствует о том, что речная вода существенно обогащена этими эле-

ментами в сравнении с морской. Еще более значительным оказалось обогащение речных вод кальцием и щелочностью. Так, если в морской воде нормализованная концентрация кальция равнялась 10.25 ммоль/кг, то в речной воде эта величина достигала 162 ммоль/кг. Аналогично этому в речной воде была существенно более высокой и нормализованная щелочность: в морской воде она была равной 2.37 ммоль/кг, в речной – 427 ммоль/кг в период зимней межени.

Существенно более высокие значения нормализованной щелочности и кальция в речной воде указывают на возможные процессы выветривания карбонатных пород в бассейне реки. Известно, что в том случае, когда карбонатные породы представлены только минералами, содержащими CaCO_3 , молярное отношение TA/Ca в реке равно 2. Однако экспериментально найденные отношения TA/Ca превышают 2. Этот факт можно объяснить тем, что карбонатные породы содержат MgCO_3 [2]. Действительно, измеренная величина молярного отношения щелочности к сумме щелочноземельных металлов $\text{TA}/\sum(\text{Ca}, \text{Mg})$ близка к теоретическому значению 2.0, что подтверждает высказанное предположение. В целом, воду р. Раздольной можно классифицировать как кальциево-карбонатную.

На станциях в районе с. Тереховка и с. Раздольное отмечались повышенные концентрации гумусовых веществ, по-видимому, обусловленные гумификацией фитопланктона. В свою очередь, гумификация фитопланктона может усиливать процессы химического выветривания минералов, включая глинистые минералы, и существенно увеличивать щелочность речных вод [3].

Благодаря фотосинтетической активности подо льдом, речные воды содержат достаточно высокие концентрации кислорода, которые изменяются от 156 до 299 мкмоль/кг. На всех станциях отмечается очень высокая концентрация биогенных элементов, что создает благоприятные условия для развития фитопланктона. Это подтверждается высокими значениями хлорофилла, и его максимальная концентрация на станции в районе с. Раздольное достигает 22.5 мг/м³, там же наблюдалось необычайно высокое содержание кислорода (839 мкмоль/кг).

Выводы:

1. Воду реки Раздольной можно классифицировать как кальциево-карбонатную.
2. Высокие значения нормализованной щелочности речной воды указывают на возможные процессы выветривания карбонатных пород в бассейне реки, что подтверждается повышенными концентрациями гумусовых веществ.
3. Благодаря фотосинтетической активности подо льдом, речные воды содержат достаточно высокие концентрации кислорода и биогенных элементов, что создает благоприятные условия для развития фитопланктона.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО 07III-Д-07-073 и гранта РФФИ 08-05-00696а.

Литература

1. Огородникова А.А. Эколого-экономическая оценка воздействия береговых источников загрязнения на природную среду и биоресурсы залива Петра Великого. В.: ТИНРО-центр, 2001. 94 с.
2. Состояние морских экосистем находящихся под влиянием речного стока. В.: Дальнаука, 2005. 261 с.
3. Тищенко П.Я., Тищенко П.П., Звалинский В.И., Шкирникова Е.М., Чичкин Р.В., Лобанов В.Б. Карбонатная система Амурского залива (Японское море) летом 2005 г. // Изв. ТИНРО, 2006. Т. 146. С. 235-255.

ПРИМЕНЕНИЕ РЕАГЕНТНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОБЕЗЖЕЛЕЗИВАНИЯ ВОДЫ

А.В. Перфильев, Т.В. Ксеник, А.А. Юдаков

Институт химии ДВО РАН, г. Владивосток

Химический состав природных вод весьма разнообразен. В них содержится большое количество элементов, находящихся в виде ионов, коллоидов, взвесей. Некоторые наиболее важные элементы присутствуют в больших количествах, измеряемых миллиграммами на литр воды. Это простые (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^-) и сложные (CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-}) ионы, недиссоциированные молекулы (H_2SiO_3), растворённые газы (O_2 , CO_2 , H_2S). Концентрации многих других элементов (I, Br, Cu, Zn, Pb, Ni и др.), как правило, не превышают 10^{-5} г/л. Также в природных водах могут содержаться различные органические соединения.

От содержащихся в природной воде веществ напрямую зависят показатели её качества. Многие элементы в концентрациях, превышающих ПДК, делают её непригодной для хозяйственных и, что наиболее важно, питьевых нужд. В этом случае возникает необходимость обработки воды химическими, физическими или физико-химическими методами.

Одним из наиболее распространённых элементов, концентрация которых в воде не удовлетворяет требованиям ГОСТа 51232-98 «Вода питьевая», является железо.

Обычно содержание железа в воде не превышает нескольких миллиграммов на литр. Являясь даже в более высоких концентрациях безвредным для здоровья, оно своим присутствием делает воду непригодной для питьевых, промышленных и хозяйственных целей, так как при концентрации железа выше 1 мг/л вода приобретает неприятный чернильный или железистый привкус. В результате окисления бикарбоната двухвалентного железа кислородом воздуха и последующего гидролиза бикарбоната трёхвалентного железа образуется гидроокись железа, вызывающая мутность и повышение цветности воды. В соответствии с требованиями ГОСТа, содержание железа в питьевой воде должно находиться в пределах 0.1-0.3 мг/л.

Удаление железа достигается рядом способов. При наличии в воде железа в виде бикарбоната обезжелезивание осуществляется при помощи аэрирования и дальнейшего отстаивания или фильтрования. Коллоидные органические соединения железа удаляются хлорированием с последующей обработкой коагулянтами.

Институтом химии ДВО РАН разработаны комплексный коагулянт-флокулянт «Инстафлок», который может быть применён в качестве реагента при обезжелезивании воды, а также сама технология доочистки питьевой воды, успешно реализованная в п. Лучегорск.

Хозяйственно-питьевое водоснабжение п. Лучегорск производится из скважин р. Бикин. Скважные воды характеризуются как малосолёные, мягкие, с высоким содержанием закисного железа и уголекислоты. Артезианская вода, поступающая из водозабора, имеет следующий состав и показатели: Ca^{2+} (6.0 мг/л), Cu^{2+} (0.05 мг/л), Fe^{2+} (16.1 мг/л), Fe^{3+} (1.9 мг/л), Mn^{2+} (0.32 мг/л), CO_2 (88 мг/л), O_2 (4.2 мг/л), хлориды (2.0 мг/л), сульфаты (6.2 мг/л), нитраты (0.4 мг/л), с ухой остаток (100.0 мг/л); перманганатная окисляемость – 6.4 мг/л O_2 , жёсткость общая – 1.0 мг-экв/л, щёлочность – 1.3 мг-экв/л, активная реакция – 6.5. На станции обезжелезивания вода подвергается фильтрации на скорых фильтрах с предварительным аэрированием и последующим хлорированием хлорной водой.

В результате одностадийной фильтрации качество питьевой воды не соответствует ГОСТу 51232-98 «Вода питьевая», в частности, имеет следующие показатели:

- по мутности – 3.0 мг/л;
- по содержанию железа общего – 0.7-0.9 мг/л.

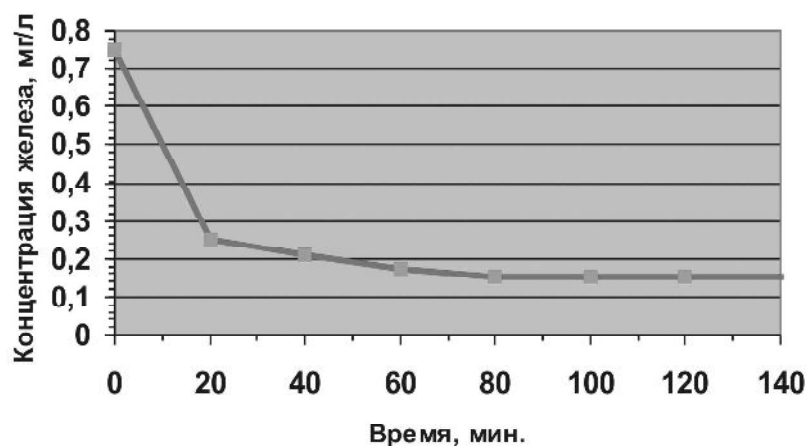
При выборе технологии дополнительной водоподготовки учитывалось, что содержание в очищенной воде железа общего преимущественно обусловлено устойчивой коллоидной взвесью гидроокиси железа III (93-97%) при малом содержании остаточного закисного железа, а также то, что вода нестабильна из-за содержания в ней агрессивной уголекислоты (10-12 мг/л).

Для улучшения качества питьевой воды была установлена последовательно вторая линия напорной фильтрации, состоящая из соединённых параллельно фильтров осветлителей и обрабатывающая воду после фильтров обезжелезивания. Перед подачей воды на фильтрацию в неё дозируются полученные рабочие растворы соды кальцинированной и оксихлорида алюминия (АКВА АУРАТ-30), а также раствор флокулянта «Хитофлок» в количестве, обеспечивающем качественную очистку воды от соединений железа и связывание агрессивной уголекислоты.

Для связывания избыточной уголекислоты и повышения значения pH воды применяется раствор соды кальцинированной. Рабочий раствор готовится из сухого порошка уголекислого натрия (ГОСТ 5100-85). Для коагулирования коллоидных примесей используется раствор «Инстафлока», содержащий

полиоксихлорид алюминия и хитозановый флокулянт. Хитозан, в отличие от наиболее распространённого в настоящее время органического флокулянта – полиакриламида, меньше подвержен гидролизу, нетоксичен, т.к. производится из хитина – основной составляющей панцирей членистоногих. Рабочий раствор готовится из сухой формы «Инстафлока».

Вода после смешения с реагентами подаётся на напорную фильтрацию без предварительного созревания осадка и отстаивания. Коагулированные загрязнения отделяются на фильтрующей загрузке фильтров и удаляются по окончании фильтроцикла взрыхляющей промывкой. В качестве фильтрующего материала используется гранодиорит фракцией 2-3 мм (ТУ 2164-001-22154361-00).



Графическое отображение процесса обезжелезивания

Рисунок отражает результаты отбора проб воды после запуска системы дополнительной водоочистки на станции обезжелезивания п. Лучегорск.

Испытания показали, что созданная система дополнительной водоочистки позволяет обеспечить нормативное (0,3 мг/л), а при необходимости, и более низкое содержание железа в воде после очистки.

ЦУНАМИ У ПРИМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

А.М. Полякова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Достоверно известно четыре случая появления значительных волн цунами у северо-западного побережья Японского моря, которые сопровождались разрушениями. Более ранние данные отсутствуют. О двух первых случаях проявления разрушительных волн имеются только краткие сведения: в 1907 г. в бухте Де-Кастри волнами цунами было затоплено судно, в 1940 г. в районе поселка Гроссевичи в долинах рек были смыты стога сена [4]. Последующие два случая проявления разрушительных волн цунами (1983, 1993 гг.) освещены подробно потому, что сразу после их прохождения были организованы экспедиции специалистов, обследовавших на местах результаты прохождения волн [1, 3].

Цунами 26 мая 1983 года последовало после землетрясения магнитудой 7.7 баллов по шкале Рихтера, произошедшим в 14 часов 07 мин Владивостокского (декретного) времени в Японском море в координатах 39°09' с.ш. 138°01' в.д. Цунами 12-13 июля 1993 года возникло в результате землетрясения магнитудой 7.8 баллов по шкале Рихтера, наблюдавшегося в 13 часов 17 мин 11.7 с по Гринвичу вблизи острова Окушири в координатах 43°12' с.ш. 139°24' в.д. [2]. Цунами 26 мая 1983 года были самыми крупными из всех зафиксированных. Обследовано 29 пунктов, в 12 из которых высота входящей волны превышала 2.0 м, в 5 из них она была более 4 м. Подход наиболее крупных волн наблюдался в двух районах: вдоль западного побережья полуострова Муравьева-Амурского и у открытого побережья моря на участке от мыса Поворотного до поселка Каменка. Максимальные значения элементов волн цунами наблюдались в бухте Лидовка, которая расположена несколько южнее поселка Каменка и открыта к морю в виде пологой подковы. У южного входного мыса находится устье одноименной реки. Высота входящей волны здесь составила 6.5-7.0 м, а дальность заплеска 800 м. В бухтах Лазурной и Горностай высота входящих волн цунами достигала 2.5 и 3.0 м, а дальность заплеска составила 250 и 300 м, соответственно. У насосной станции ТЭЦ-2 города Владивостока волнами цунами были выброшены на берег лодки, повреждены частные гаражи, в водозаборе ковша повреждены две вращающиеся предохранительные сети, размыва дамба. В момент захода волн цунами в ковш насосной станции ощущался сильный удар о пол здания, в результате чего остановились турбины, и сбросилось напряжение в генераторах, одновременно был выведен из строя мареограф. В Уссурийском заливе, в бухте поселка Рыбачий, вблизи бухты Горностай, были разрушены до основания два жилых дома. В бухте Гайдамак входящие и уходящие волны, создавали быстрые беспорядочные течения, которые у пирсов сильно «водили» суда, обрывая причальные концы и приводя к аварийным ситуациям. В вершине бухты сильным

течением отломило половину бетонного пирса вместе с подъемным краном, и она ушла под воду. При визуальном осмотре с оставшейся части пирса хорошо были видны подъемный кран и часть затонувшего пирса. Отходящая волна цунами сняла, сидящий на мели в бухте МРС-056, и затопила его на фарватере. В момент обследования над поверхностью воды была видна вершина мачты затонувшего сейнера. Заводской док к моменту прихода волн цунами был подтоплен в десятиметровой яме в ожидании постановки в него очередного судна. Док испытывал сильные толчки, были порваны все коммуникации. Если бы док в момент проявления цунами находился в обычном состоянии, то есть «наплаву», он нанес бы большие разрушения на акватории завода и порта. В бухте Раковка нанесен значительный ущерб огородам марекультуры, которые были уничтожены волнами цунами.

Элементы волн цунами, наблюдавшегося 12-13 июля 1993 года, в целом, были меньше, чем при цунами 1983 года. Высота входящей волны почти на всем побережье не превышала 1-2 м. Из 52 обследованных пунктов только в шести высота заплеска превышала 2 м, и только в двух она была 4 м и более.

Максимальная высота входящей волны 4.34 м наблюдалась в бухте Кит, при дальности заплеска 85 м. Максимальная дальность заплеска 146 м наблюдалась в п. Зеркальное, при высоте входящей волны 2.34 м. Крупные волны отмечались в бухте Валентин (4.0 м) при дальности заплеска 100 м, в бухте Рудная Пристань – 3.78 м при величине заплеска 140 м, в бухте Опричник – 2.79 м при дальности заплеска 15 м и в бухте Чумаки 2.2 м при величине заплеска 4 м. Наиболее крупные волны были зафиксированы у открытого побережья моря от м. Поворотного до поселка Морьяк-Рыболов. Кроме того, в заливе Петра Великого вдоль западного побережья Уссурийского залива (на участке Чумаки-Тихая) был отмечен всплеск высот волн, очень незначительный, по сравнению с другими побережьями залива.

Несмотря на полученное в 1993 году в ряде пунктов края предупреждение о стихийном явлении «цунами», подошедшие волны привели к разрушениям в бухтах и заливах открытой части Приморского побережья. В бухте Преображения наблюдались столкновения судов, значительные повреждения были нанесены доку, причал ГСМ приведен в аварийное состояние, поврежден силовой кабель. В бухте Раковка нанесен значительный ущерб огородам марекультуры, которые были уничтожены. В бухте Валентин на берег были выброшены плашкоуты, МРС, смыт в море уголь, повреждены желоб для рыбы и холодильник. В поселке Морьяк-Рыболов нанесен значительный ущерб судам и причалам. В бухте Рудная Пристань нанесен ущерб стивидорному причалу и цеху, разрушен трубопровод, 4 плашкоута выброшены на берег. В поселке Каменка (залив Опричник) на акватории порта произошли столкновения судов и посадка их на грунт, нефтеналивная баржа была унесена вверх по реке на два километра от устья. Тем не менее, общий ущерб от воздействия волн цунами был меньше, чем можно было ожидать, так как после

объявления тревоги «цунами» в ряде пунктов побережья суда отошли от причалов или вышли в открытое море. Где оповещение о цунами пришло с опозданием или не поступило вовсе (бухты Морьяк-Рыболов, Соколовская, Находка, Рудная Пристань, заливы Владимира, Ольги, пос. Южно-Морской) наблюдался значительный материальный ущерб. Не получила предупреждения о цунами радиостанция Приморрыбпрома, вследствие чего, оно не поступило на рыбокомбинаты. Надо отдать должное местным властям, которые, пусть с опозданием, но приняли меры к эвакуации населения и скота.

Максимальные элементы волн, при прочих равных условиях, наблюдались в тех бухтах и заливах, где волна подходила к береговой черте под прямым углом. Если волнам приходилось огибать препятствия в виде мысов, островов и т. д., они резко уменьшались по величине в результате рефракции.

В обоих случаях (1983 и 1993 гг.) волны цунами в классическом варианте не наблюдались, а проявлялись быстрым подъемом и спадом уровня (быстрый прилив и отлив).

Литература

1. Горбунова Г.В., Диденко Г.В., Дьяченко В.Д., Нагорных Т.В., Поплавский А.А., Поплавская Л.Н., Харламов А.А., Шелепов Г.П. Обследование проявлений цунами 12-13 июля 1993 года на побережье Приморского края // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск. ИМГГ ДВО РАН, 1997. Т. VIII. С. 7-28.
2. Гусяков В.К., Иващенко А.И. Сейсмотектонические условия возникновения Окуширского землетрясения и цунами 12 июля 1993 года // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск. ИМГГ ДВО РАН, 1997. Т. VIII. С. 45-54.
3. Полякова А.М. Цунами в Приморье 26 мая 1983 года и его последствия. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1988. 40 с.
4. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. 309 с.

КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА АМУРСКОГО ЗАЛИВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) В АВГУСТЕ 2007 ГОДА

**Ц.П. Тищенко, П.Я. Тищенко, А.Ф. Сергеев, А.М. Колтунов,
Т.А. Иванова**

*Тихоокеанский институт океанологии им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

Эстуарные области всегда вызывали особый интерес исследователей при изучении Мирового океана. Гидрологический и гидрохимический режимы в них находятся под значительным влиянием рек, которые являются связующим звеном между биогеохимическими процессами, протекающими на суше и в океане. Обострение экологических проблем в последнее время

также вызывает необходимость изучения эстуарных зон. Эти зоны зачастую подвергаются антропогенному воздействию, вызванному функционированием на берегах рек и их эстуариев городов, различных фабрик и заводов, что не может не влиять на экологическую обстановку прибрежных вод.

Инструментом оценки состояния экосистемы водной среды может служить анализ ее гидрохимических параметров, включая параметры карбонатной системы [1]. Карбонатная система позволяет судить о соотношении таких процессов, как продукция и деструкция органического вещества, а также изменении в водной среде концентрации разных форм неорганического углерода и о направлении потока углекислого газа на границе вода/атмосфера. Помимо этого, карбонатная система в совокупности с информацией о биогенных элементах (нитраты, нитриты, аммоний, фосфаты, силикаты) позволяет произвести оценку степени эвтрофикации изучаемых акваторий.

В настоящей работе проведен сравнительный анализ распределения параметров карбонатной системы Амурского залива в летний сезон 2007 года.

Обнаружена нелинейная зависимость ТА от солёности, что указывает на ее изъятие в процессе смешения речных и морских вод. Распределение DIC повторяет ход ТА. Органическая щёлочность, рассчитанная из концентрации гумусового вещества в соответствии с методикой [2], также проявляет неконсервативность по отношению к солёности.

Придонные воды Амурского залива характеризуются значениями парциального давления углекислого газа, которые практически повсеместно превышают величину атмосферного парциального давления углекислого газа (370 мкатм), достигая 2200 мкатм в мористой части залива. Поверхностные же воды служат стоком атмосферного CO_2 , поскольку содержание углекислого газа в них ниже, чем в атмосфере.

Высоким значениям pCO_2 придонных вод соответствуют чрезвычайно малые концентрации кислорода, понижающиеся до 0.104 мл/л.

Пространственное распределение pH в целом совпадает с распределением pCO_2 , изменяясь в пределах от 7.271 до 8.282 на поверхности и от 7.31 до 8.166 у дна.

В речной и мористой частях залива обнаружены области, содержащие высокие концентрации аммония, как в поверхностных, так и в придонных (до 29 мкмоль/кг) водах.

Величины кажущегося потребления кислорода (AOU – apparent oxygen utilization) у поверхности практически повсеместно принимают отрицательные значения. Для придонных же вод преобладают положительные значения AOУ.

Из вышесказанного следует, что в придонных водах деструкция органического вещества в значительной степени преобладает над фотосинтезом. Сопоставляя это с распределением аммония, можно говорить о высоком антропогенном влиянии на экосистему Амурского залива, которое приводит к практически полному исчезновению кислорода в отдельных областях акватории.

Литература

1. Тищенко П.Я. Кислотно-основное равновесие в морской воде // В кн.: Исследования морских экосистем и биоресурсов. М.: Наука, 2007. С. 17-186.
2. Тищенко П.Я., Вальманн К., Василевская Н.А., Волкова Т.И., Звалинский В.И., Ходоренко Н.Д., Шкирникова Е.М. Вклад Органического вещества в щелочной резерв природных вод // Океанология, 2006а. Т. 46. № 2. С. 211-219.

ГУМУСОВЫЕ ВЕЩЕСТВА И МАКРОСОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ РАЗДОЛЬНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОГО ЗАЛИВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Н.Д. Ходоренко, Т.И. Волкова, П.Я. Тищенко

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

В августе 2007 года выполнены исследования донных отложений в нижнем течении реки Раздольной (на удалении до 9 км вверх по течению от устья) и в северной части Амурского залива. Всего проанализировано 13 проб, отобранных в поверхностном (2-5 см) слое донных отложений. Для каждой пробы проведен анализ макросостава (хлорности, щелочности, сульфатов, суммы щелочно-земельных металлов, кальция, марганца, натрия, железа, калия) и концентрации гумусового вещества (ГВ) поровых вод. Определен элементный состав грунта (четыре контрольные пробы) и выполнена экстракция гуминовых и фульвокислот из твердой фазы осадка с последующим определением концентрации исследуемых соединений.

Состав морской воды обычно разделяется по количественному признаку на макрокомпоненты и микрокомпоненты. Относительный состав макрокомпонентов эстуарных вод Амурского залива для соленостей выше 2‰ соответствует составу вод мирового океана. Наиболее яркой отличительной характеристикой состава поровой воды верхнего слоя осадков от придонной морской воды является тот факт, что, за исключением речных станций, полученная соленость поровой воды систематически выше солености придонной морской воды.

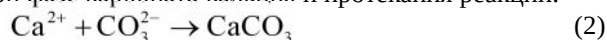
В отличие от морской воды относительный макрокомпонентный состав поровой воды может существенно изменяться. Натрий-хлорные отношения поровой воды варьируют в широких пределах (от 0.4317 до 0.6214), однако средняя величина для всех станций (0.552) мало отличается от натрий-хлорного отношения морской воды. Калий-хлорные отношения в поровой воде также меняются в широких пределах (от 0.022 до 0.032). В этом случае калий-хлорные отношения поровой воды (0.028) систематически выше калий-хлорного отношения морской воды (0.021). Изменения натрий- и калий-хлорных отношений в поровой воде обычно обусловлены диагенезом глинистых минералов. Объяснить наблюдаемые вариации натрий-хлорных

и калий-хлорных отношений в поровой воде не представляется возможным, т.к. для этого надо знать минералогический состав глинистых минералов твердой фазы осадков. Содержание ионов Ca, Mg и SO_4 в поровых водах зависит, главным образом, от диагенеза органического вещества. Осадки прибрежных акваторий обогащены органическим веществом, обычно концентрация по отношению к сухому осадку составляет 1-2%. Именно такие концентрации органического углерода были получены для контрольных станций. Исключением является станция, расположенная в б. Золотой Рог, где количество углерода составляет около 10%. Бухта Золотой Рог относится к сильнозагрязненной нефтеуглеводородами акватории. Отношения C/N в осадках значительно превышают величину Рэдфилда (6.6), что может характеризовать органическое вещество как аллохтонное. Осадки имеют запах сероводорода, что указывает на диагенез органического вещества, приводящий к сульфатредукции.

Схематически диагенез органического вещества в отсутствии кислорода и присутствии сульфат-ионов (сульфатредукция) можно представить в виде уравнения:



Как следует из вышеприведенной реакции (1) сульфат-хлорное отношение в поровой воде осадков должно быть ниже, чем в морской воде. Увеличение щелочности может создать условия для перенасыщения поровой воды по отношению к твердой фазе карбоната кальция и протекания реакции:



Обычно присутствующие в поровой воде ионы магния соосаждаются с карбонатом кальция, образуя магнезиальные карбонаты кальция. Таким образом, сульфатредукция должна приводить к уменьшению не только сульфат-хлорного, но также кальций-хлорного и магний-хлорного отношений в поровой воде. Однако кальций-хлорные и магний-хлорные отношения поровой воды близки к таковым для морской воды. Этот результат указывает на то, что реакция (2) не протекает в исследуемых осадках.

Сильное обогащение поровой воды сульфат ионом является неожиданным результатом. Одним из возможных объяснений является аэробное микробиологическое окисление нефтеуглеводородов, содержащих значительные количества серосодержащих соединений. Альтернативным объяснением может быть образование рассолов в зимний сезон, и сточные воды, поступающие в значительных объемах.

Суммарная концентрация гуминовых и фульвокислот в исследованном районе изменялась от 1.22 до 5.55% от массы сухого осадка. Поскольку содержание углерода в гумусовых веществах составляет 50%, полученные данные свидетельствуют о том, что около 50% органического вещества в осадках Амурского залива представляет собой гумус. Причем концентрационное соотношение между гуминовыми кислотами и фульвокислотами равно приблизительно как 1:4.

Для оценки зависимости компонентов поровой воды от содержания ГВ, в поровой воде использован коэффициент ранговой корреляции Спирмена (ρ_w). Наибольшая значимая корреляция ($\rho_w = 0.847$) наблюдается между содержанием ГВ и концентрациями марганца, железа и общей щелочности. Полученные в результате сравнительной оценки, данные хорошо отражают роль ГВ в миграции микроэлементов марганца и железа.

Влияние гумусовых веществ на миграционные способности металлов в природных водах широко известно. В меньшей степени исследуется роль гумусовых соединений на кислотно-основные свойства природных вод. По своей природе гумусовые вещества полифункциональные неспецифические соединения, обладающие свойствами слабых кислот. Это означает, что они способны образовывать соли – гуматы, фульваты. Соли этих соединений представляют собой органическую щелочность, TA_{org} . Вклад этой щелочности в общую щелочность может быть приближенно оценен, приняв, что 1 мг углерода гумусового вещества способен давать 15 мкмоль щелочности. В свою очередь, концентрация углерода в гумусовом веществе составляет около 50%, что позволило нам рассчитать органическую щелочность поровой воды. Для исследуемых осадков ее величина варьировала от 0.041 до 0.236 ммоль/кг. Этот вклад небольшой в сравнении с общей щелочностью, он составляет менее 1%. Однако вклад гумусового вещества в щелочной резерв поровых вод этим не исчерпывается. Во-первых, гумусовое вещество поровой воды способно к минерализации, т.е. к превращению органической щелочности в минеральную. Во-вторых, гумус, содержащийся в твердой фазе потенциально также способен к переходу в поровую воду и к минерализации. Эта щелочность нами была названа как потенциальная органическая щелочность – PTA_{org} . Величина этой щелочности также нами была оценена.

Очевидно, что органическое вещество морских осадков представляет собой сложный комплекс специфических и неспецифических органических соединений. Его состав, по-видимому, может существенно отличаться в зависимости от происхождения органического вещества и пути его миграции, соответственно, в связи с этим будут меняться и продукты диагенеза органического вещества, а также макросостав поровых вод.

Секция 8

Геоинформатика. Геоинформационные системы, базы данных

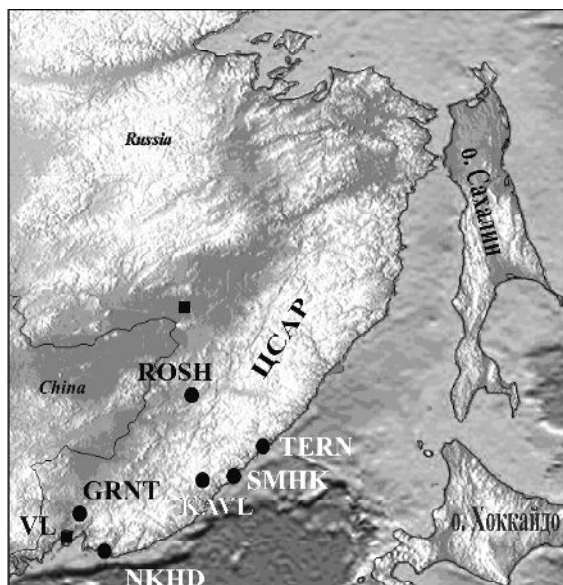
Руководитель: д.т.н. Четырбоцкий А.А.
(ДВГИ ДВО РАН, ИАПУ ДВО РАН)

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЗОННЫХ ВАРИАЦИЙ КООРДИНАТ ПРИ- МОРСКОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ GPS СЕТИ

Г.Н. Герасимов, М.Д. Герасименко, Н.В. Шестаков, А.Г. Коломиец

Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток

Для осуществления мониторинга современных геодинамических процессов в Приморском крае в рамках совместных российско-японских исследований была создана Приморская геодинамическая GPS сеть (PGGN). Сеть PGGN включает в себя функционирующий в непрерывном режиме пункт VLAD, входящий в состав Западно-Тихоокеанской интегрированной GPS сети WING [3].



- – периодически наблюдаемая GPS станция
- – постоянно действующая GPS станция
- VL – станция VLAD сети WING в г. Владивосток

Схема расположения станций PGGN

Непрерывные GPS измерения на данном пункте выполняются с февраля 1995 года. В период 2001-2007 гг. были оборудованы и начаты периодические GPS наблюдения на пунктах NKHD, KAVL, ROZH, GRNT, SMHK, TERN, SPSK и др. Расположение основных пунктов PGGN показано на рисунке.

Весь объем данных, накопленный за период 2001-2006 гг., был обработан при помощи программного обеспечения GAMIT/GLOBK.

При обработке и анализе измерений в сети PGGN были обнаружены значительные сезонные вариации. С подобными явле-

ниями сталкивались и другие исследователи [1, 2, 4], однако вопрос о природе таких вариаций до сих пор остается открытым. Максимум-минимум сезонных вариаций приходится на вторую половину лета и зимы, соответственно, что согласуется с результатами исследования [2]. При недостаточном количестве измерений на пунктах, неучет вариаций может привести к существенному искажению оценок среднегодовых скоростей смещения пунктов геодинимической сети, поэтому еще одной актуальной проблемой является минимизация влияния вариаций координат на результаты оценивания среднегодовых скоростей смещения GPS пунктов.

Для оценки скоростей пунктов сети с учетом сезонных вариаций результаты GPS измерений могут быть промоделированы синусоидальной кривой с периодом, приблизительно равным 2π (1 году), задаваемой уравнением

$$y_i = a \cdot t_i + b + c \cdot \sin(2\pi \cdot t_i + d),$$

где t_i – эпоха соответствующей координатной компоненты («север-юг» (N-S) или «восток-запад» (E-W)), выраженная в годах; a, b, c, d – оцениваемые по МНК коэффициенты регрессионной кривой; y_i – значение соответствующей координатной компоненты, полученной из обработки GPS данных на эпоху t_i . В выражении коэффициент a определяет систематическую среднегодовую скорость смещения пункта вдоль соответствующего направления (N-S или E-W); коэффициент c задает амплитуду сезонных вариаций соответствующей координатной компоненты; коэффициент d определяет начальную фазу (сдвиг) регрессионной кривой вдоль оси времени.

Для всех пунктов сети PGGN, кроме станции SMHK, амплитуды отмеченных вариаций изменяются в пределах 1-6 мм и имеют период, приблизительно равный 2π (табл.). Амплитуды вариаций координат на пункте SMHK достигают 10.3 мм. В природе сезонных вариаций координат станции SMHK, прослеживается, по-видимому, влияние деформаций грунта при его замерзании и оттаивании.

Пункт	Север-Юг		Восток-Запад	
	Амплитуда (мм)	Фаза (рад)	Амплитуда (мм)	Фаза (рад)
ROSH	4.5	4.3	3.2	3.8
GRNT	4.3	4.5	1.9	3.9
KAVL	5.7	4.5	2.1	2.0
TERN	6.0	4.8	1.9	2.3
SMHK	4.6	4.3	10.3	3.9
NKHD	2.1	3.8	1.4	3.6

Актуальной задачей является получение одного или нескольких «оптимальных» наборов коэффициентов синусоидальных кривых (амплитуды, фазы), т.е. регрессионных параметров, наилучшим образом моделирующих результаты обработки спутниковых наблюдений, с целью использования их в дальнейшем для предварительной оценки среднегодовых скоростей смещения пунктов геодинимической сети с малым количеством наблюдений (пункты, на которых только начаты GPS наблюдения; кратковременно наблюдае-

мые пункты; пункты, имеющие многочисленные сбои и отказы в работе GPS/ГЛОНАСС оборудования, и т.д.).

Пункт SMHK был исключен из данного этапа работы по причине наличия вариаций координат, имеющих, по-видимому, физическую природу, отличную от других. Использование таких пунктов может дать некорректное значение параметров, что отразится в дальнейшем при моделировании результатов наблюдений на пунктах с малым количеством наблюдений. Данных измерений для пункта SPSK недостаточно для корректного определения параметров и они также не включены в данное исследование.

Анализ параметров Приморской геодинимической GPS сети позволил получить параметры амплитуды 4.3 мм и фазы 4.4 рад для северной компоненты, для восточной компоненты соответственно 2.1 мм и 3.4 рад. Эти значения достаточно хорошо согласуются с результатами обработки пакетом Bernese, выполненными ранее и опубликованными в [5].

Нахождение параметров начальной фазы (сдвига) регрессионной кривой вдоль оси времени затруднителен, поскольку на пунктах ведутся только периодические, а не непрерывные GPS измерения, что сильно осложняет их анализ. Мы считаем, что полученные и в дальнейшем уточненные значения коэффициентов можно применять для моделирования результатов коротких рядов спутниковых наблюдений на пунктах геодинимической сети, заложенных в близлежащих, относительно этих станций, районах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-96039-р_восток_a.

Литература

1. Geirsson H. Continuous GPS measurements in Iceland 1999-2002: A thesis submitted to the University of Iceland for the degree of Master of Science in Geophysics. 2003.
2. Heki K. Seasonal modulation of interseismic strain buildup in Northeastern Japan driven by snow loads // Scienceж. 2001. Vol. 293. P. 89-92.
3. Kato T., Kotake Y., Nakao S., Beavan J., Hirahara K., Okada M., Hoshihara M., Kamigaichi O., Feir R., Pil Ho Park, Gerasimenko M., Kasahara M. Initial results from WING, the continuous GPS network in the western Pacific area // Geophysical Research Letters. 1998. Vol. 2. P. 369-372.
4. Owen S., Segall P. et al. Rapid deformation of Kilauea Volcano: Global Positioning System measurements between 1990 and 1996 // Journal of Geophysical Research. 2000. Vol. 105. N B8. P. 18, 983-998.
5. Shestakov N.V., Gerasimenko M.D., Kolomiets A.G., Gerasimov G.N., Gavrilov A.A., Kasahara M., Kato T. Last processing results of geodynamic GPS measurements in Primorye // 5th Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kuril-Kamchatka-Aleutian Arcs (JKASP-5), July 9-14, 2006. Sapporo, Japan, 2006. P. 90-93.