РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Материалы
4-й Всероссийской конференции молодых ученых
Владивосток, 27 августа – 5 сентября 2012 года

Владивосток
Дальнаука
2012

УДК 55+550.4+504.5](063)(571.6)

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И ГЕОЭКОЛОГИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ:
Материалы 4-й Всероссийской конференции молодых ученых,
Владивосток, 27 августа – 5 сентября 2012 г.
Владивосток: Дальнаука, 2012. 272 с.

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

ISBN

© ДВГИ ДВО РАН, 2012 г.

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Председатель оргкомитета

академик, член Президиума РАН,
первый заместитель председателя Президиума ДВО РАН,
директор ДВГИ ДВО РАН
Александр Иванович Ханчук

Заместитель председателя
д.г.-м.н. *Игорь Владимирович Кемкин*

Учёный 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. *Юрий Алексеевич Мартынов*
к.г.-м.н. *Александр Александрович Карабцов*
к.б.н. *Максим Геннадьевич Блохин*
к.г.-м.н. *Георгий Алексеевич Челноков*
д.т.н. *Александр Наумович Четырбоцкий*

Материалы печатаются в авторской редакции

Компьютерная вёрстка
С.В. Михайлова

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 11

СЕКЦИЯ 1

Геология и геодинамика Тихоокеанской окраины России 15

Боброва Д.А. Факторы лавинообразования на равнинных территориях о. Сахалин 15

Болдырев А.А., Кемкина Р.А. Закономерности размещения полезных ископаемых Аркинско-Селемджинской площади 16

Веникова А.Л. Грязевый вулканизм и гидротермальная деятельность на о. Сахалин 18

Дегтерёв А.В., Рыбин А.В., Мелекесцев И.В., Разжигаева Н.Г. Реконструкция кальдерообразующего извержения вулкана Матуа на Центральных Курилах 19

Желдак М.В. Этапы деформаций пород полуострова Муравьева-Амурского и прилегающих территорий 21

Зарочинцев В.С., Горбунов А.О. Влияние волнового режима на литодинамические процессы в районе села Охотск по данным наблюдений 2011 года 24

Казакова Е.Н., Лобкина В.А. Опасные склоновые процессы на территории населенных пунктов о. Сахалин 26

Колтун П.А., Язвенко В.О., Квашук С.В. Количественное определение скорости денудации скального откоса с использованием фотограмметрической цифровой системы 28

Музыченко А.А., Генсиоровский Ю.В. Развитие процессов речной и боковой эрозии на территории населенных пунктов о. Сахалин 31

Нечаюк А.Е. Особенности строения Исикари-Западно-Сахалинского бассейна 33

Песков А.Ю., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н. Новые данные о возрасте и намагниченности вулканитов Улканской серии (юго-восток Алдано-Станового щита) 37

Рогозин А.Н., Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Биндеман И.Н. Кальдера Карымшина (южная Камчатка): геологическое строение, петрохимия пород и их изотопно-геохимическая характеристика 39

Рыбальченко С.В. Активизация селевых процессов на юго-западном побережье южного Сахалина в июле-августе 2010 года 42

Рыбалочка И.В., Гресов А.И. Результаты газогеохимического исследования района Бирофельдского грабена. Еврейская АО Хабаровский край 44

Ступина А.И., Диденко А.Н. Палеомагнетизм и геодинамическая модель Киселевско-Маноминского террейна 47

Суховеев Е.Н. Особенности строения осадочных отложений, содержащих газовые гидраты на северо-восточном шельфе о. Сахалин (Охотское море) 49

Фомин М.А. Принципы тектонического районирования мезозойско-кайнозойского терригенного осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба 52

Шабалин В.А., Малеев Д.Ю. Вероятностный анализ сейсмической опасности 55

Шевырёв С.Л., Анциферова Г.А. Тектонический фактор и межледниковое и современное озерное осадконакопление на Окско-Донской низменности 57

СЕКЦИЯ 2

Палеонтология и стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Дальнего Востока России 60

Босин А.А., Горбаренко С.А., Захарков С.П. Изменения первичной продукции в Охотском море за последние 130 тысяч лет 60

Киселёва А.А., Рождествина В.И. Реконструкция условий углеобразования Ерковецкого буроугольного месторождения 62

Лихачёва О.Ю. Диатомовые водоросли новокачалинской свиты Приморья 66

Обрезкова М.С. Распределение диатомовых водорослей в поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря 69

Рождествина В.И., Ревенок Я.Н. Микроэлементный состав фосилизированных остатков динозавровой фауны Приамурья 71

Романова А.В. Закономерности распределения планктонных фораминифер в поверхностных осадках Охотского моря 74

Рыбьякова Ю.В. Пыльцевые летописи в глубоководных донных осадках центральной части Японского моря 77

Шарова О.А., Васильева Л.Е., Лазин Б.В., Попов А.Н. Видовой состав морской и наземной фауны о. Русский в позднем голоцене по материалам археологических раскопок памятника Русский-1 78

Элбакидзе Е.А. Ритмика колебаний уровня Японского моря в рисс-вюрмское время 81

Янченко Е.А. Изменение ассоциаций радиолярий в связи с осцилляциями климата и параметров среды Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене 85

СЕКЦИЯ 3

Металлогения, минералогия и генезис месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока России 88

Андреева Е.Д., Округин В.М., Буханова Д.С. Термобарогеохимические исследования золоторудного кварца Агинского месторождения 88

Буравлёва С.Ю. Минеральные ассоциации высокоглиноземистых пород района месторождения Сутара 90

Гребенникова А.А. Изотопный состав серы сульфидов руд месторождения Болотистого (Хабаровский край) 93

Дмитриева А.С. Флюидные включения в минералах из миарол с разной минерализацией в пегматитах Малханского месторождения 95

Карась О.А. Модель формирования уникального борного месторождения (Дальнегорск, Приморье) 98

Кургузова А.В., Полякова Е.В. Элементы-примеси в диоксидах титана из пород массива Северный (Чукотка) 101

Курмаев А.В. Особенности строения Сентачанского рудного поля (восточная Якутия) 103

Медведев Е.И. Самородные металлы и их карбиды Фадеевского рудноросыпного узла 106

Орехов А.А. Коломорфный касситерит Джалиндинского месторождения: особенности состава и генезиса 110

Перевозникова Е.В. Кобальт-никелевая минерализация марганцевосиликатных пород Ольгинского рудного района (южное Приморье) 113

Рамазанова Т.С. Мезозойская структура и неотектоника Бурустахского рудно-россыпного узла (восточная Якутия) 115

Руслан А.В. Благородные металлы в высокоуглеродистых породах Ханкайского и Буреинского террейнов 116

Степнова Ю.А., Пахомова В.А., Федосеев Д.Г. Генезис Верхне-Шибановского олово-вольфрамового рудопроявления (Приморский край, Россия) ... 119

Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Степнова Ю.А. Физико-химические условия формирования минеральных ассоциаций месторождения Кордонное 122

Шевырёв С.Л. Классификация паттернов дистанционного изображения для целей прогноза рудоносности 125

СЕКЦИЯ 4

Петрология и геохимия магматических и метаморфических комплексов Дальнего Востока России 128

Горлачёва Н.В. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их сравнение с современными и древними коллизионными гранитоидами других регионов 128

Калашникова Т.В., Соловьёва Л.В. Зональность граната из деформированных перидотитов из трубки «Удачная» – данные о геохимической эволюции литосферной мантии под Сибирским кратоном 131
.....

Семёнова Ю.В., Дриль С.И. Геохимия и источники формирования метаосадочных пород Янканского террейна (амурская часть Монголо-Охотского пояса) 133

Щербаков Ю.Д., Карманов Н.С., Перепелов А.Б. Геохимия и минералогия позднекайнозойских трахитов Камчатки 136

СЕКЦИЯ 5

Физико-химические методы исследований в геологии 139

Асеева А.В., Карабцов А.А., Бушкарёва К.Ю. Армстронгит: данные электронной микроскопии 139

Блохин М.Г. Новый аналитический подход в исследовании степени графитизации высокоуглеродистых горных пород Ханкайского террейна 141

Будницкий С.Ю., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. Метод измерения изотопов аргона в непрерывном потоке гелия для калий-аргоновой геохронологии 142

Бушкарёва К.Ю., Асеева А.В. Особенности пробоподготовки опалов для исследования на сканирующем электронном микроскопе 144

Вишневская И.А. Возможности изотопной хемостратиграфии в определении времени накопления осадочных толщ 147

Еловский Е.В. Возможность прямого определения элементов в образцах с высоким содержанием растворённых твёрдых веществ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой 150

Колова Е.Е., Семышев Ф.И. Новые данные об условиях образования рудных проявлений Чумышского рудного поля (Магаданская обл.) 151

Лотина Т.А. Спектральный анализ – настоящее и будущее 154

Липко С.В., Мухетдинова А.В., Таусон В.Л. Исследование образования микро- и наноструктур на поверхности синтетического и природного пирита 156

Ноздрачёв Е.А. Определение элементного состава геологических образцов на спектрометре S4 PIONEER по плавленым дискам со степенью разбавления 4,5:1 158

Пшенникова Н.А., Бычинский В.А. Физико-химическая модель образования донных отложений оз. Б. Алгинское 160

Степнова Ю.А., Пахомова В.А. P-T параметры постмагматических образований Шибановского рудного поля 163

Яковенко В.В., Высоцкий С.В., Игнатьев А.В. Изотопный состав кислорода в корундах и ассоциирующих минералах Приморья, Урала и других регионов мира 166

СЕКЦИЯ 6

Мониторинг природной среды. Геоэкология 169

Безроднова М.Н. Экологические аспекты влияния лежалых хвостов обогащения олово-полиметалических руд комбината «Синанчаолово» (Приморье) 169

Верхозина Е.В., Верхозина В.А. Микроорганизмы озера Байкал как индикаторы антропогенного влияния и перспектива их использования в экологических исследованиях 171

Данченко Н.О., Кемкина Р.А. Характеристика эколого-геологической обстановки Водораздельного рудного узла (Чукотский АО) 173

Еловский Е.В. Растворённые формы редкоземельных элементов в природных водах с различной антропогенной нагрузкой 176

Иванов М.В. Особенности геохимии ртути в донных осадках дальневосточных и арктических морей 179

Калинчук В.В., Иванов М.В. Особенности распределения атомарной ртути в приводном слое воздуха Японского и Охотского морей весной 2011 г. 182

Коровицкая Е.В., Медведева Н.И. Распределение метана в Амурском заливе в контексте экологической безопасности развития территории 184

Пунина А.А. Морские грибы залива Восток и их экологическое значение 187

Слободскова В.В. Оценка влияния негативных факторов среды на морских двустворчатых моллюсков при помощи кометного анализа 188

Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б. Природные источники метана и углекислого газа на о. Сахалин и их вклад в формирование газогеохимических зон 191

Телегин Ю.А., Лазарюк А.Ю., Коровицкая Е.В., Рыбалочка И.В. Формирование зон аномальных концентраций метана в освобождающихся от льда мелководных акваториях 194

Трещева Н.А., Горячев В.А. Радиоактивность объектов морской среды з. Петра Великого. Методы определения 198

Федорец Ю.В., Шарова А.А. Изучения влияния строительно-монтажных работ на биоту Амурского залива в районе мостового перехода п-ова Де-Фриза-Седанка в 2011 г. 199

Шишов А.С. Оптические хемосенсоры на основе соединений лантанидов для мониторинга окружающей среды 202

Шумилова Л.П., Куимова Н.Г. Эколого-геохимический мониторинг городской среды 204

СЕКЦИЯ 7

Водные ресурсы Дальнего Востока России: гидрогеология и гидрохимия поверхностных и подземных вод 207

Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М. Пути пространственной миграции компонентов в водах резервуаров оз. Байкал 207

Вах Е.А., Харитонова Н.А. Редкоземельные элементы в водовмещающих породах и водах Абрамовского месторождения (Приморье) 210

Барабанщиков Ю.А., Сёмкин П.Ю., Михайлик Т.А., Тищенко П.Я. Гидрохимические условия в бухте Воевода (Японское море, Амурский залив) в зимний сезон 212

Борщенко Е.В. Гидролого-морфологический анализ условий формирования русел на реках бассейна Амура (Российская часть) 214

Восель Ю.С. Концентрации урана и величины его изотопного отношения ($^{234}U/^{238}U$) в воде озер с разным типом питания и способом формирования котловин. Байкальский регион 217

Жарков Р.В. Гидрохимия термальных вод острова Кунашир 219

Калитина Е.Г., Харитонова Н.А. Особенности микробиологического состава термальных вод Приморья 222

Михайлик Т.А., Сёмкин П.Ю., Тищенко П.П., Швецова М.Г., Ходоренко Н.Д., Степанова В.И., Тищенко П.Я. Потоки биогенных веществ, поставляемых реками в Уссурийский залив 224

Новиков Д.А. Гидрогеохимия процессов аутигенного минералообразования (на примере арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна) 226

Окулов А.К. Гидрогеологические условия газоносности Бикинского буроугольного месторождения 230

Пестрикова Н.Л. Газовые гидраты в Охотском море 232

Садыкова Я.В. Методика палеогидрогеологических реконструкций терригенных отложений нефтегазоносных областей (на примере Верхнеюрского гидрогеологического комплекса южных районов Обь-Иртышского междуречья) ... 235

Сёмкин П.Ю., Тищенко П.П., Михайлик Т.А., Тищенко П.Я., Сагалаев С.Г., Шкирникова Е.М., Швецова М.Г. Гипоксия Уссурийского залива (Японское море) 238

Степанова В.И., Ходоренко Н.Д., Сёмкин П.Ю., Тищенко П.Я. Растворённый органический углерод в реках бассейна Уссурийского залива (Японское море) 241

Токаренко О.Г. Новые расчеты полей устойчивости для системы «термальные воды–алюмосиликатные минералы» на примере источников Забайкалья 243

Шестернина В.В., Квашук С.В. Оценка гидрогеологических условий г. Уссурийска при планировании его развития 246

СЕКЦИЯ 8

Геоинформационные системы и методы компьютерного моделирования в геологии 249

Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В. Равновесные физико-химические модели прибрежных вод резервуаров оз. Байкал 249

Астраханцева О.Ю. Создание принципов и методов подхода к формированию компьютерных физико-химических моделей системы «оз. Байкал – – окружающая среда (потоки)» 258

Кононов И.А. Разработка программного комплекса для автоматизации стратиграфических исследований снежной толщи в снежных шурфах 264

Костина А.М., Зверева В.П. Моделирование процессов окисления сульфидов в хвостохранилищах Комсомольского района Дальнего Востока в диапазоне температур от 0 до +45° 265

Шестернина В.В., Квашук С.В. Инженерно-геологическое районирование территории г. Уссурийска на основе геоинформационных систем 268

ПРЕДИСЛОВИЕ

Начиная с 2006 года, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН регулярно (раз в два года) проводит региональные, а теперь уже и всероссийские, молодежные конференции, главной целью которых является вовлечение молодых ученых научно-исследовательских институтов Дальнего Востока и других регионов России в решение актуальных проблем современной геологии, геодинамики, металлогении, гидрогеологии и геоэкологии российской части Тихоокеанской окраины Азии.

Наметившийся в последние десятилетия интерес геологов и геофизиков к активным континентальным окраинам не случаен и, прежде всего потому, что в пределах этих структур происходят самые мощные геологические процессы. Именно здесь наиболее интенсивно и сконцентрировано проявляются процессы литогенеза, пликативных и дизъюнктивных деформаций, эффузивного и интрузивного магматизма и связанного с ними рудообразования. Располагаясь в периферийных участках континентов и непрерывно наращивая объем вещества, активные континентальные окраины являются по сути своеобразными «зонами роста» континентов, последовательно увеличивая их в размерах. Широкий спектр эндогенных и экзогенных процессов и различные варианты их сочетаний, как в пространстве, так и во времени, в пределах активных континентальных окраин обусловлены в первую очередь их положением относительно главных структурных элементов земной коры. А расположены они непосредственно в переходной зоне «континент–океан», т.е. в зоне взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит.

Несомненно, что исследования, направленные на выявление и всестороннее изучение главных особенностей седиментации, магматизма, рудообразования, тектонических дислокаций и связанных с ними структурных форм, воссоздание последовательности смены в пространстве и во времени режимов трансформной и конвергентной окраин как в отдельных регионах Востока Азии, так и для всей территории в целом и реконструкцию геодинамической эволюции и истории геологического развития Восточной Азии, имеют важное значение для разработки геодинамических моделей формирования континентальной литосферы в зоне перехода «континент–океан».

Обсуждение и обмен новой научной информацией по упомянутым проблемам Дальневосточного региона России – главная задача проводимой конференции. Программа конференции включает несколько научных направлений (или секций).

Секция 1 – Геология и геодинамика Тихоокеанской окраины России (руководитель: д.г.-м.н. И.В. Кемкин, ДВГИ ДВО РАН) предполагает рассмотреть и обсудить широкий круг вопросов, касающихся многообразных процессов внутренней и внешней динамики, протекающих ныне и имевших место в прошлые геологические эпохи на Тихоокеанской окраине Евроази-

атского континента. Заявленные доклады посвящены результатам исследований по широкому спектру экзогенных и эндогенных процессов. Они включают выяснение особенностей геологического строения отдельных районов и принципы тектонического районирования, роли тектонических факторов в формировании разноранговых геологических структур и сейсмической активности островных территорий в зоне сочленения литосферных плит, механизмов и скоростей денудации скальных пород вдоль транспортных магистралей и речной эрозии в пределах населенных пунктов, условий и факторов образования склоновых селевых потоков и лавиносбросов, проявлений вулканической и гидротермальной деятельности, петрохимических и изотопно-геохимических характеристик породных комплексов и закономерностей распределения в них рудной минерализации, а также результаты палеомагнитных и геохронологических исследований, необходимых для выяснения возрастных рубежей формирования отдельных структурно-формационных комплексов и реконструкции геодинамической эволюции Тихоокеанской окраины Азии в целом.

Секция 2 – Палеонтология и стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Дальнего Востока России (руководитель: д.г.-м.н. В.С. Пушкарь, ДВГИ ДВО РАН). Представленные в сборнике доклады затрагивают важные проблемы современных палеонтологии и стратиграфии, касающиеся как разработки высокоразрешающих биостратиграфических схем, так и восстановлению палеоклиматической ритмики – необходимой базы для моделирования климатических изменений планеты в будущем. В работах Обрезковой М.С., Элбакидзе Е.А., Янченко Е.А., Романовой А.В., Рыбьяковой Ю.В. демонстрируется использование микропалеонтологии (диатомеи, радиолярии, фораминиферы, споры и пыльца) для разработки биоклиматостратиграфических схем плейстоцена и голоцена окраинных морей северо-западной части Тихого океана. При этом немаловажное внимание уделяется сопоставлению тафо- и танатоценозов микроорганизмов как основы для объективной палеоэкологической интерпретации результатов микропалеонтологического анализа. Большой интерес представляет работа Босина А.А., Горбаренко С.А. и Захарова С.П. об изменении продукции фитопланктона в позднем плейстоцене, позволяющая дополнить критерии выделения ледниковых и межледниковых эпох и оценить состояние палеоэкосистем Охотского моря. Влиянию антропогенного фактора на экологическое состояние озера Байкал посвящена интересная работа Верхозиной Е.В. и Верхозиной В.А., в которой микроорганизмы рассмотрены как индикаторы экологического нарушения. Обоснование стратиграфического объема и маркирующих границ новокачалинской свиты среднего миоцена Приморья дано в работе Лихачёвой О.Ю., а реконструкция условий формирования угленосных отложений рассмотрена в работе Киселёва А.А. и Рождественского В.И. Интересна работа Шаровой О.А. с соавторами,

в которой восстановлены биотическая составляющая среды обитания древнего человека и возможные его взаимодействия с природой.

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

Секция 4 – Петрология магматических и метаморфических комплексов Дальнего Востока России (руководитель: д.г.-м.н. Ю.А. Мартынов ДВГИ ДВО РАН). Круг вопросов, планируемый к рассмотрению на данной секции, включает такие направления как особенности составов магматических и метаморфических комплексов некоторых регионов Дальнего Востока, новые данные по изотопии отдельных породных ассоциаций, новые методические разработки по выявлению вариаций составов отдельных минералов и их парагенезисов, а также данные по эволюции магм в процессе формирования вулканно-плутонических комплексов.

Секция 5 – Физико-химические методы исследований в геологии (руководитель: к.г.-м.н. А.А. Карабцов, ДВГИ ДВО РАН) будет посвящена обсуждению современных методов и методик, используемых при исследовании геологических объектов и результатам, полученным с их помощью. Доклады будут представлять данные, полученные при оценке возможности проведения элементного анализа геологических образцов на рентгеновском спектрометре по плавленым дискам, по возможности прямого определения элементов в образцах с высоким содержанием растворенных веществ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, будут представлены новые возможности, полученные при измерении изотопов аргона в непрерывном потоке гелия и проявленные при исследовании степени графитизации высокоуглеродистых горных пород, а так же возможности изотопной хемостратиграфии. Интересно рассмотреть физико-химическую модель образования донных отложений и данные, полученные при оценке условий образования рудных проявлений как Чумышского, так и Шибановского рудных полей. Структурные особенности синтетического и природного пиритов, армстронгита, изотопный состав кислорода в корундах различных регионов определены на современном оборудовании с высокой точностью.

Секция 6 – Мониторинг природной среды. Геоэкология (руководитель: к.б.н. М.Г. Блохин, ДВГИ ДВО РАН) включает широкий круг вопросов, посвященных оценке негативного воздействия на окружающую среду различных аспектов горно-геологической и инженерно-хозяйственной деятельности человека, а также методическим подходам и решениям в определении качественно-количественных характеристик загрязнения природных компонентов (приземного слоя воздуха, поверхностных и подземных вод, почв, растительности и живых организмов). Часть докладов посвящена геохимической оценке состояния природных объектов (распределение ртути, метана, редких земель, тяжелых и токсичных металлов, как в природных водах, так и в придонном слое осадков рек, озер и окраинно-континентальных морей). Другая часть докладов представляет результаты изучения биохимических параметров различных морских и пресноводных организмов (двустворчатых моллюсков, морских грибов, бактерий, простейших и др.), как индикаторов экологического состояния среды обитания.

Секция 7 – Водные ресурсы Дальнего Востока России: гидрогеология и геохимия поверхностных и подземных вод (руководитель: к.г.-м.н. Г.А. Челноков, ДВГИ ДВО РАН)**.** Секция представляет новейшие данные и результаты исследований природных вод Дальнего Востока проведенных молодыми учеными из различных регионов России. В работе секции представлены доклады по гидрогеологии и геохимии речных, подземных пресных, минеральных и термальных вод Приморья, Сахалина, Курил, Байкальского региона, а также Западной Сибири. Отдельное внимание уделено изучению взаимодействия «река–море» в прибрежной зоне Японского моря.

Секция 8 – Геоинформационные системы и методы компьютерного моделирования в геологии (руководитель: д.т.н. А.Н. Четырбоцкий, ДВГИ ДВО РАН) планирует рассмотреть доклады, посвященные геоинформационным системам разного назначения, типа, пространственного охвата и тематического содержания, а также вопросы различных видов геомоделирования, системного анализа многоуровневой и разнородной геологической информации. Кроме того, планируется обсудить вопросы применения различных баз данных для организации хранения и поиска геологической информации, компьютерных изображений новых видов и типов: 3D, анимационные, мультимедийные, виртуальные и др. и применение математических методов при решении геологических задач.

Секция 1
Геология и геодинамика Тихоокеанской окраины России
Руководитель: д.г.-м.н. И.В. Кемкин (ДВГИ ДВО РАН)

ФАКТОРЫ ЛАВИНООБРАЗОВАНИЯ НА РАВНИННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ О. САХАЛИН

Д.А. Боброва

Лаборатория лавинных и селевых процессов ДВГИ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail: darya-kononova@yandex.ru

Считается, что лавиноопасными являются только горные территории. Так, например, низкие склоны речных террас часто не считают лавиноопасными, и при оценке лавинной опасности эти зоны выделяют как территории, не представляющие угрозы для населения. Но между тем, в Сахалинской области лавины, формирующиеся на низких склонах речных террас (высотой до 50 м) постоянно угрожают населению и хозяйству.

Ежегодно в долине р. Рудановского на территории с. Чехов (юго-западное побережье о. Сахалин) на речных террасах высотой 20 метров сходят лавины объемом от 50 м^3, а в 2007 году в долине р. Найба на территории с. Быков в лавине, сошедшей на склоне речной террасы высотой 27 метров, погиб человек.

Наблюдения за лавинными процессами на о. Сахалин подтверждают формирование лавин небольших объемов (до 50 м^3) на низких склонах с превышением от 5 м. Известен случай схода лавины, вызванной катающимся ребенком на склоне речного обрыва высотой 5-7 метров. Не смотря на то, что серьезную опасность для зданий и сооружений лавины с этих склонов не представляют, нужно оценивать потенциальную опасность для человека и выделять эти территории как лавиноопасные.

Исследование факторов лавинообразования на территории Сахалина проводились ранее, и была составлена карта природных лавинных комплексов (ПЛК), где был выделен равнинный класс природных лавинных комплексов. Однако часть территории была выделена как нелавиноопасная, т.к. широкого распространения лавинных процессов на ней нет, но встречаются формы рельефа, представляющие собой низкие склоны (5-25 м), на которых формируются лавины.

Такими зонами на Сахалине являются: морские низменности Северо-Сахалинской равнины; Тымь-Поронайская низменность (рис.); небольшие равнины в долинах горных рек, где лавины формируются как на склонах водораздельных хребтов, так и на склонах речных террас и русловых обрывов. На равнинах встречаются такие формы рельефа как дюны, бугры пучения, просадочные впадины, речные террасы и речные обрывы, с относительной высотой до 25 м, которые являются лавиносборами.

Рис. *Обрывистые берега р. Тымь (Тымь-Поронайская низменность, среднее течение р. Тымь).*

Литература:

1. Александров С.М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 182 с.

2. Жируев С.П., Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Окопный В.И., Древило М.С. Интенсивность проявления лавинных процессов в Сахалинской области // IV Международная конференция «Лавины и смежные вопросы»: Тезисы докладов ОАО «Апатит». Кировск.: Апатит-Медиа, 2011. С. 57.

3. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Казакова Е.Н. Большие лавины небольших склонов // Геориск. М.: ПНИИС, 2008. № 2. С. 56-58.

4. Полунин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 232 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ АРКИНСКО-СЕЛЕМДЖИНСКОЙ ПЛОЩАДИ

А.А. Болдырев, Р.А. Кемкина

Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: rkemkina@yandex.ru

В пределах Аркинско-Селемжинского рудного района широко развиты рудопроявления золота, серебра, цветных и редких металлов. Наибольший практический интерес представляют проявления золотосеребряной и молибден-кварцевой рудных формаций, в формировании и распределении

которых определяющее значение имеют ряд рудоконтролирующих факторов. Из них наиболее важными являются факторы структурного, магматического и литологического контроля оруденения, а также изменения вмещающих пород.

Большая часть всех известных рудопроявлений района расположена в меловых вулканогенных образованиях, и лишь незначительная их часть в вулканитах девонского возраста и в интрузиях. В терригенных и вулканогенно-терригенных образованиях триаса, перми и нижнего мела известны только единичные знаки проявлений золоторудной минерализации. Анализ распределения проявлений золота и серебра среди стратифицирующихся вулканитов, показал, что наибольшая экстенсивность их отмечена в трахилипаритодацитах фаменского (?) яруса девона. Среди меловых покровных образований максимальная частота встречаемости установлена в полях распространения пород ульбериканской свиты. Далее, по мере омоложения эффузивов, количество выявленных проявлений закономерно убывает. Молибденовая минерализация встречается чаще вне связи со стратифицирующимися образованиями, где молибденит отмечается в прожилках, секущих песчаники триаса и вулканиты нижнеамкинской свиты.

Рудовмещающей средой для золотосеребряного оруденения являются меловые вулканогенные образования ульбериканского комплекса, а для серебряно-полиметаллического и молибденового-позднемеловые гранитоиды повышенной щелочности ульбейского комплекса. Причем, золотосеребряные рудопроявления тяготеют к экзоконтакту, а молибденовые и серебряно-полиметаллические к эндоконтакту выходов интрузий субщелочного ряда. Особенности литологии оказывают влияние также на морфологию рудных тел. Так, в средних вулканитах развиваются сравнительно простые жильные тела, а в кислых более сложные. Неоднородность вмещающей толщи сказывается на характере распределения рудной минерализации в рудных телах. Прослои туфов в монотонных толщах андезитов, ксенолиты туфов в липаритовых телах, эндоконтактовые брекчии часто являются благоприятными структурами для образования обогащенных участков и рудных столбов.

Структурный фактор является одним из основных рудоконтролирующих факторов. Практически все золотосеребряные проявления контролируются разрывными нарушениями, которые по степени значимости и проявленности ранжированы на главные и второстепенные. Среди главных выделены Кетандинский, Охотский, Право-Кухтуйский разломы, которые проникают на большие глубины и прослеживаются на десятки и сотни километров, являясь магмаконтролирующими в процессе рудогенеза. По мнению многих исследователей, их можно рассматривать как рудогенерирующие. Разломы синвулканические, которые закладывались в период формирования вулканогена, определяли пространственное расположение интрузивных и жерло-

вых фаций, пути миграций гидротермальных растворов, являлись рудопроводящими. Трещины, тектонически ослабленные зоны, оперяющие разломы, представляют собой места максимальной метасоматической проработки пород. С ними связаны проявления жильно-прожилкового окварцевания с золотосеребряным оруденением, т.е. эти разломы можно рассматривать как рудолокализующие. В целом, анализ размещения проявлений золотосеребряной и молибден-кварцевой формаций относительно разломов показал, что наиболее благоприятными для локализации оруденения являются места их пересечения и сопряжения.

Фактор, основывающийся на изменениях вмещающих пород, является одним из наиболее важных. Рудная минерализация в районе сопровождается широкими зонами пропилитизованных, окварцованных адуляризированных, гидрослюдизированных, аргилизированных и сульфидизированных пород. Наиболее благоприятны поля с совмещением разновременных, многостадийных, гидротермально-метасоматических преобразований. Так золотосеребряные проявления большей частью располагаются в пропилитизированных породах, пропилитах и вторичных кварцитах.

Таким образом, анализ рудоконтролирующих факторов показал, что рудовмещающей средой для золотосеребряного оруденения являются меловые вулканогенные образования ульбериканского комплекса, а для серебряно-полиметалического и молибденового позднемеловые гранитоиды ульбейского комплекса. Золотосеребряные проявления большей частью располагаются в пропилитизированных породах, пропилитах и вторичных кварцитах. Наиболее благоприятные для локализации оруденения, является места пересечения и сопряжения разломов.

ГРЯЗЕВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ НА О. САХАЛИН

А.Л. Веникова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток,e-mail: anett29@mail.ru

С 2005 года лабораторией «газогеохимии» ТОИ ДВО РАН проводились мониторинговые исследования грязевулканической и гидротермальной деятельности на о.Сахалин. Объектами изучения являлись Южно-Сахалинский (далее ЮСГВ) и Пугачевский (ПГВ) грязевые вулканы и Дагинские гидротермальные источники (ДГИ). В процессе наблюдения было отмечено, что при сейсмотектонической активизации увеличивается поток газа, выделяемый объектами исследования. В результате анализа было выявлено, что в газе ЮСГВ преобладает CO_2 (до 79%), ДГИ – CH_4 (до 91%), из чего следует, что при сейсмотектонической активизации увеличивается поток тепличных газов в атмосферу, это в свою очередь негативно влияет на окружающую среду.

С 1984 года проводятся исследования в Охотском море. Основной целью работ являлось изучение газогеохимических полей и сезонных изменений концентраций метана в толще вод. 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 отложений, так и вдали от них. Было выявлено, что источниками метана в районе исследований являются нефтегазовые залежи, бактериальная продукция и разрушающиеся газогидраты [2].

При сопоставлении данных, полученных нами на о. Сахалин, с данными исследований в Охотском море, можно предположить, что существует связь между проявлениями грязевого вулканизма на суше с потоками метана в море. Следует отметить, что возможно источник газа и для газогидратных залежей и для проявлений грязевого вулканизма является единым, им может быть нефтегазсодержащие 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 [1]. В связи с тем, что изучение этих процессов в Охотском море осложняется не малыми глубинами, изучение грязевого вулканизма на суше помогает решить данную проблему и изучить процесс поступления метана в атмосферу.

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.

РЕКОНСТРУКЦИЯ КАЛЬДЕРООБРАЗУЮЩЕГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА МАТУА НА ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛАХ

А.В. Дегтерёв[1], А.В. Рыбин[1], И.В. Мелекесцев[2], Н.Г. Разжигаева[3]

[1]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, e-mail: d_a88@mail.ru
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
[3]Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Исследованиями по реконструкции голоценового вулканизма Курильской островной дуги затронута лишь ее южная (Кунашир, Итуруп) и северная (Парамушир, Онекотан) части [2, 4, 5 и др.]. Существенным пробелом остается внутреннее звено островодужной системы – Центральные Курильские острова.

После длительной паузы в изучении этой удаленной и малодоступной группы островов в течение последних лет были получены первые данные об истории эруптивной деятельности расположенных здесь вулканов [3 и др.]. В данной работе представлены первые данные о возрасте, продуктах и механизме образования кальдеры на о. Матуа (рис.).

В основу работы положен материал, полученный в ходе совместных экспедиционных работ, проведенных в августе 2010 г. сотрудниками институтов ДВО РАН (Институт морской геологии и геофизики, Институт вулканологии и сейсмологии, Тихоокеанский институт географии). В ходе комплексных геолого-вулканологических исследований было изучено строение почвенно-пирокластического чехла о. Матуа, проведено детальное дешифрование аэрофото- и космоснимков. Каждый разрез был детально описан и послойно опробован для дальнейших изотопно-геохимических исследований.

Изучение вещественного состава было выполнено в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток)

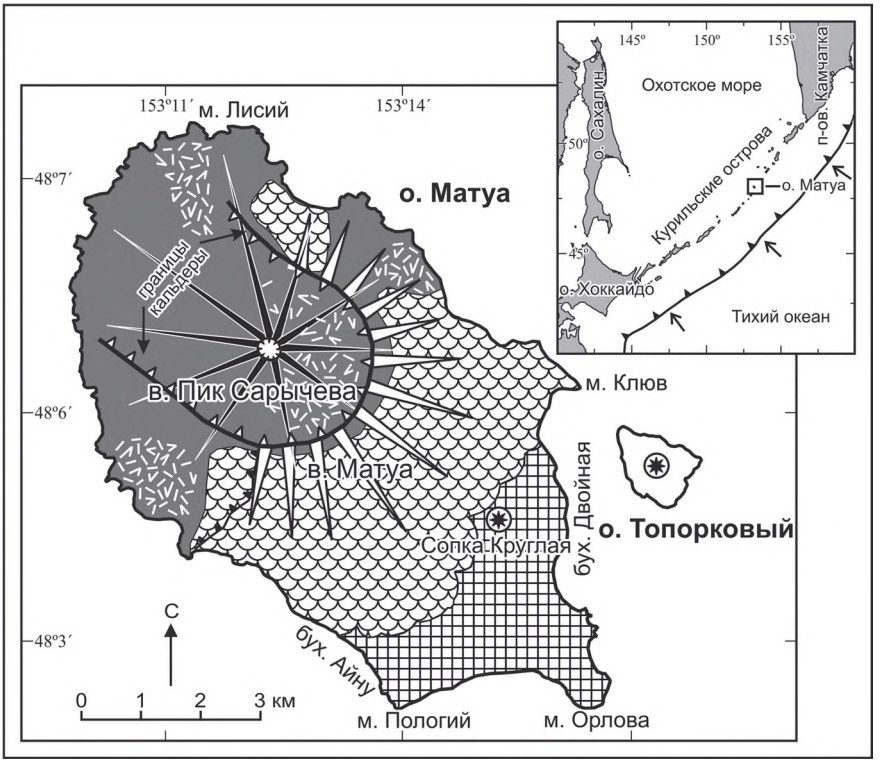


Рис. *Геолого-геоморфологическая схема в. Пик Сарычева с кальдерой Матуа.*

и включало определение содержания петрогенных окислов, микро- и редкоземельных элементов. Определение абсолютного возраста пирокластических отложений и связанных с ними вулканических событий был произведено радиоуглеродным методом по погребенным почвам на факультете географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета (г. Санкт-Петербург). Калибровка радиоуглеродных дат на календарный возраст выполнена в программе «CalPal» 2006 г. (*www.calpal.de*), разработанной сотрудниками Кёлнского университета (авторы: B. Weninger, O. Joris, U. Danzeglocke).

В ходе геолого-геоморфологических, стратиграфических и геохронологических исследований, проведенных авторами в 2009-2011 гг. впервые был установлен абсолютный возраст кальдеры Матуа, составляющий около 11000-12000 календарных лет [1]. Приблизительный объем пирокластики, выброшенный в результате этого извержения по нашей приблизительной оценке составил около 5-10 км^3.

Литература:

1. Арсланов Х.А., Мелекесцев И.В., Разжигаева Н.Г. и др. Возраст почвенно-пирокластического чехла и хронология вулканической активности на о. Матуа (Центральные Курилы) в голоцене // Материалы VII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты. СПб.: Рос. акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН, 2011. С. 43-45.

2. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология, 1994. № 5-6. С. 5-33.

3. Левин Б.В., Рыбин А.В., Разжигаева Н.Г. и др. Комплексная экспедиция «Вулкан Сарычева – 2009» (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН, 2009. № 6. С. 98-104.

4. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. и др. Эндогенные катастрофы в голоцене на Камчатке и Курильских островах. ДАН, 2003. Т. 389. № 5. С. 662-665.

5. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцене-голоцене. Владивосток: Дальнаука, 2006. 365 с.

ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ ПОРОД ПОЛУОСТРОВА МУРАВЬЕВА-АМУРСКОГО И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

М.В. Желдак

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: 1@mail.ru; e-mail: zheldakmv@yandex.ru

Полуостров Муравьева-Амурского и расположенные юго-западнее острова Русский, Попова и др. образуют т.н. Муравьевский горст – положи-

тельную структуру северо-восточного простирания, ограниченную с северо-запада зоной Муравьевского, а с юго-востока – зоной Шкотовского разломов. Северо-западнее и юго-восточнее горста располагаются грабены Амурского и Уссурийского заливов [1].

К настоящему времени для рассматриваемой территории имеются качественные геологические карты масштабов 1:200000 и 1:50000, составленные с использованием данных дешифрирования аэрофотоснимков и геофизических данных [Н.Г. Мельников и др., 1991 и др.]. Однако до сих пор остаются неясными и спорными многие вопросы, касающиеся характера и интенсивности деформаций в различные периоды становления современной структуры как рассматриваемой территории, так и юга Приморья в целом.

Целью исследований являлась выяснение характера деформаций пород различных возрастных уровней путем изучения и анализа видимых в границах обнажений складчатых и разрывных структур. Основным методом исследования деформаций разновозрастных образований являлись массовые замеры пространственной ориентировки структурных (слоистость, сместители разрывов) и кинематических (штрихи скольжения) элементов с определением, по возможности типа перемещения вдоль разрывов. Результаты наблюдений выносились на круговые диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера), которые анализировались с определением главных осей деформаций.

Территория полуострова Муравьева-Амурского образована в разной степени дислоцированными породами палеозоя и мезозоя.

Кембрийские вулканиты обнажены в небольших тектонических блоках на севере полуострова и прорваны массивами раннепалеозойских гранитоидов (Артемовский и Надеждинский массивы). Гранитоиды Артемовского массива с размывом перекрыты верхнедевонскими терригенными отложениями, обнажающимися также на локальных участках.

Пермские отложения общей мощностью 3 950 м широко распространены на рассматриваемой территории, представлены терригенными породами и вулканитами среднего и кислого состава, а на локальных участках – и карбонатными породами с многочисленными остатками фауны. Выделяются следующие стратоны: нижне-верхнепермская поспеловская свита (преимущественно терригенные породы), верхнепермские владивостокская свита (вулканиты) и чандалазская свита (терригенные и карбонатные породы). Перечисленные свиты прорваны позднепермскими интрузиями гранитоидов (в том числе – Седанкинский массив, массив о. Русский), а также силами и дайками гипабиссальных диабазов, диоритовых порфиритов и риолитов.

Триасовые отложения общей мощностью 3 950 м представлены прибрежно-морскими, а на уровне карнийского яруса – континентальными угленосными терригенными породами. На более древних породах, в том числе – на позднепермских гранитоидах – триасовые отложения залегают с размывом и угловым несогласием.

Меловые отложения общей мощностью 1 450 м широко распространены в междуречье нижних течений р. Богатой и Песчанки, ими сложено западное побережье Амурского залива. Отложения представлены континентальной угленосной никанской серией, перекрывающей с размывом различные горизонты верхнего триаса.

Этапы деформаций.

Кайнозойский этап деформаций изучен на примере располагающейся северо-западнее Угловской угленосной впадины [2]. Установлено, что формирование впадины происходило в эоцене в процессе присдвигового растяжения в обстановке регионального сжатия, ориентированного в СВ (60°) направлении. При этом вдоль Муравьевского разлома, разграничивающего одноименный горст и Угловскую впадину, реконструируются правосдвиговые перемещения.

Меловой этап деформаций изучен на обнажениях нижнего мела и триаса вблизи как Шкотовского так и Муравьевского разломов. Отложения смяты в складки СВ простирания, иногда осложненные таким же образом ориентированными взбросами и надвигами, а также левыми сдвигами ССВ и мередионального простираний. Эти деформации происходившие в позднем альбе-сеномане, отвечают времени становления Сихотэ-Алинского орогенного пояса и происходили в поле сжатия, ориентированного с ЮЮВ на ССЗ [3]. Вдоль ограничивающих Муравьевский горст разломов для этого отрезка времени реконструируются левосдвиговые перемещения. Особо отметим, что в промежутке между триасом и мелом следов каких-либо дислокаций не обнаружено, отложения этих стратиграфических уровней деформированы в одном структурном плане. Следы мелового тектоногенеза наблюдаются и в дотриасовых, пермских слоях, особенно вблизи разломов, окаймляющих Муравьевский горст.

Позднепермский этап деформаций распознается на локальных участках в приосевой части горста вдоль юго-западного обрамления Седанкинского массива пермских гранитоидов. В искусственном обнажении вдоль автодороги «б. Патрокл-Седанка» здесь наблюдались верхнепермские образования владивостокской и поспеловской свит, образующих фрагменты складок СЗ простирания, а также многочисленные дайки и силы также позднепермских диоритовых порфиритов, диабазов и риолитов. Дайки мощностью до нескольких метров ориентированы преимущественно в СВ направлении. Этот структурный парагенезис позволяет предположить, что формирование позднепермских структур происходило в поле сжатия, ориентированного в СВ направлении, т.е. поперек направлению сжатия, господствовавшего в мезозойское время.

Литература:

1. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ред. И.И. Берсенев. М.: Недра, 1969. 696 с.

2. Голозубов В.В., Микловда С.В., Донг-У Ли и др. Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 4. С. 22-33.

3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.

ВЛИЯНИЕ ВОЛНОВОГО РЕЖИМА НА ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В РАЙОНЕ СЕЛА ОХОТСК ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ 2011 ГОДА

В.С. Зарочинцев, А.О. Горбунов

ФГБУН Институт Морской Геологии и Геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail: zarochintsev@imgg.ru

На участке автомобильной дороги между селом Охотское и мысом Свободный на юго-восточном побережье о. Сахалин в последние несколько лет отмечены участившиеся случаи размыва берега и повреждения дорожного полотна (рис. 1а, б). В этой связи Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН в 2011 году провёл с июня по октябрь комплексные исследования причин этого явления: разновременные батиметрические съемки на взморье, измерение параметров волнения 6-ю автономными донными измерителями (регистраторов придонного гидростатического давления), топографической съёмки на сравнительно небольшом участке с наиболее интенсивными вариациями рельефа.

Результаты исследований донного рельефа на прилегающем участке взморья

В результате выполненной донной эхолотной съёмки с использованием катрплоттера-эхолота Lowrence 525 C-DF, впервые для данного района была построена батиметрическая карта. На существующих топокартах участка побережья глубины не указываются

Рис. 1. *Пример восстановленного участка автодороги Охотское-Свободный (а) и активно размывающейся перемычки между пляжем и песчаным карьером.*

На рис. 2. представлены батиметрическая карта и карта разности глубин, вычисленная по результатам батиметрических съёмок 18 июня и 1 октября 2011 г. Видно, что в районе ложбины и западнее её преобладал размыв, а к востоку от неё – аккумуляция прибрежно-морских наносов. Наибольшая степень интенсивности размыва характерна для верховьев ложбины и для дистального её края, в средней части ложбины отмечается слабое накопление отложений, а в дистальной части – снова наблюдается размыв. Можно предположить, что по ложбине происходил вынос материала на более глубокие горизонты во время шторма. Однако, по мере затухания шторма, вынос замедлялся и, впоследствии, прекратился, из-за чего в средней части наметились условия для незначительного накопления транзитных наносов.

Наблюдаемое формирование зоны аккумуляции наносов, восточнее ложбины, расходится со сложившемся представлением [2], когда ложбины служат препятствием для вдольберегового потока наносов из-за выноса их на более глубокие горизонты. Вероятно, в рассматриваемом случае ложбина недостаточно глубокая, чтобы она могла препятствовать транспорту осадочного материала в поперечном направлении. К тому же такой характер переноса согласуется с результатами исследований на участках побережья, расположенных севернее с. Охотское [1, 5], где он был обусловлен тем, что в тыловой части циклонов, вызывающих интенсивное волнение на юго-восточном побережье о. Сахалин, преобладают ветра север-

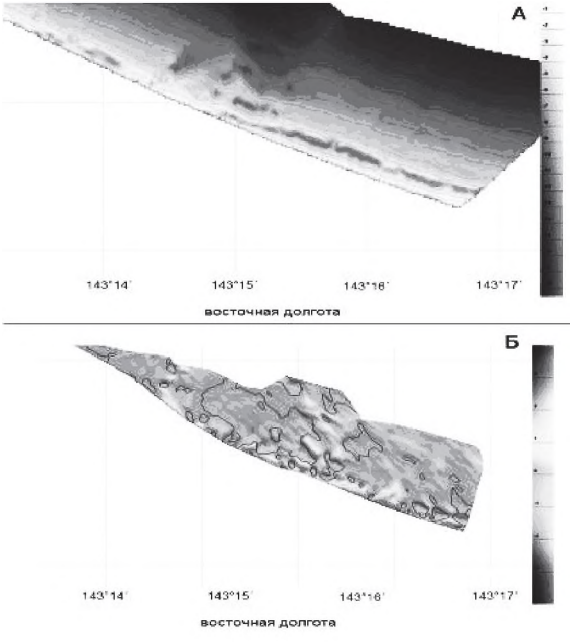


Рис. 2. *Батиметрическая карта (а) и карта разности глубин за период наблюдений (б) (светлым тоном выделены места аккумуляции наносов, темным – размыва).*

ных и северо-западных румбов, которые обеспечивают транспорт смытого с берега грунта в юго-восточном (на изучаемом в данной работе восточном) направлении.

Литература:

1. Горбунов А.О., Шевченко Г.В., Ковалев П.Д., Чернов А.Г., Частиков В.Н. Природные условия замывания протоки озера Изменчивое (юго-восточное побережье острова Сахалин). 2010. № 3. С. 93-102.

2. Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Каньоны под морем. М.: Мысль, 1973. 261 с.

3. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов // М.: ГЕОС, 2001. 272 с.

4. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. Л.: Гидрометеоиздат, 1993. 240 с.

5. Шевченко Г.В., Горбунов А.О., Куркин А.А., Катаева Л.Ю. Геоморфологические и гидродинамические условия размывов полотна главной автомобильной магистрали Сахалина // Мир транспорта, 2010. № 3. С. 45-59.

ОПАСНЫЕ СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ О. САХАЛИН

Е.Н. Казакова, В.А. Лобкина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Сахалинский филиал, лаборатория лавинных и селевых процессов,
г. Южно-Сахалинск, e-mail: kazakova-e-n@yandex.ru

Территории населенных пунктов Сахалина подвержены воздействию различных склоновых процессов, наиболее распространенными и опасными из них являются лавины, сели и оползни.

Склоновые процессы ежегодно причиняют ущерб населению и хозяйству острова, главным образом за счет завалов автомобильных и железных дорог, а также повреждения и разрушения зданий и сооружений.

Воздействию лавин подвержены территории 56 населенных пунктов Сахалина, в т.ч. 10 городов, самыми лавиноопасными из которых являются г. Невельск, г. Холмск, г. Углегорск, г. Макаров [2]. Например, площадная пораженность г. Невельск лавинными процессами достигает 45%.

Воздействию селей подвержены территории 30 населенных пунктов Сахалина, в т.ч. 7 городов, самыми селеопасными из которых являются г. Невельск, г. Холмск, г. Макаров [4].

Сход оползней по официальным данным зафиксирован в 37 населенных пунктах, в том числе в 8 городах [1]. Площадная поражённость территорий отдельных населённых пунктов Сахалина оползневыми процессами может превышать 30% (г. Макаров, г. Невельск, г. Холмск и др.).

Особенностью населенных пунктов Сахалина является наложение зон воздействия склоновых процессов друг на друга. Это связано с тем, что лави-

ны, сели и оползни зачастую приурочены к одним и тем же участкам склонов.

Сход селей и оползней приводит к изменению рельефа, что во многих случаях приводит к повышению лавинной опасности за счет формирования новых лавиносборов.

Так, древние оползневые тела являются осовными лавиносборами, а оползневые ложбины представляют собой один из самых распространенных типов лотковых лавиносборов на территориях населенных пунктов Сахалина.

Кроме того, оползневые цирки могут быть селевыми бассейнами, а сход оползня в селевое русло приводит к образованию селевого потока.

Велико влияние селей и оползней на растительный покров склонов [3]: например, сход склоновых селей, оползней-оплывин и блоковых оползней ликвидирует растительный покров в лавиносборах, что приводит к изменению коэффициентов турбулентного трения лавинного потока, и, тем самым, к изменению динамических характеристик лавин.

Совокупное действие рассматриваемых процессов приводит

Рис. *Карта-схема опасных склоновых процессов в населенных пунктах Сахалина с численностью населения более 2 тыс. чел.*

к повышению риска для населения и хозяйственно-бытовых объектов, что затрудняет проектирование инженерной защиты. Однако, в ряде случаев, построенные сооружения защиты от одного процесса стали защитой и от других. Например, противолавинная галерей на железной дороге г. Невельск – с. Горнозаводск защищает пути от склоновых селей и оползней-оплывин небольшого объема.

При проведении работ по оценке пораженности территории населенного пункта опасными склоновыми процессами зоны их воздействия рассчитываются без учета существующей застройки. Однако, первая от склона линия застройки служит защитой для расположенных за ней объектов.

При проектировании объектов инженерной защиты территорий населенных пунктов от склоновых процессов необходимо учитывать совокупное воздействие на них этих процессов.

Литература:

1. Генсиоровский Ю.В. Экзогенные геологические процессы и их влияние на территориальное планирование городов (на примере о. Сахалин). Автореф. канд. дисс. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 19 с.

2. Казакова Е.Н. Лавинная опасность населенных пунктов Сахалинской области // Георискю М.: ПНИИС, 2010. № 4. С. 58-60.

3. Полунин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 231 с.

4. Рыбальченко С.В. Селевая опасность населенных пунктов Сахалинской области // Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. С. 39-43.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ДЕНУДАЦИИ СКАЛЬНОГО ОТКОСА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКОЙ ЦИФРОВОЙ СИСТЕМЫ

П.А. Колтун[1,2], В.О. Язвенко[3], С.В. Квашук[1]

[1]Дальневосточный государственный университет путей сообщения, г. Хабаровск,

[2]Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, e-mail: kpa@festu.khv.ru

[3]Хабаровский филиал ФГУП «Центринформ», г. Хабаровск, e-mail: jazveko@gmail.com

В современном мире все большее внимание уделяется цифровым технологиям. Последние десятилетия для получения модели местности применяется тахеометрическая съемка, результаты которой в дальнейшем можно при помощи специальных программ перевести в объемную цифровую модель. Точность такой модели зависит от количества отснятых точек. А количество точек, порой, ограничено тяжелыми условиями территории, в частности

рельефом местности и крутизной склонов. Для создания подобных моделей можно использовать технологии лазерного сканирования, но стоимость этого оборудования очень высока.

Авторами была поставлена задача получения цифровой объемной модели местности более простым и дешевым способом с достаточно высокой точностью. Для ее решения мы воспользовались приемами фотограмметрии.

Фотограмметрия – научно-техническая дисциплина, занимающаяся определением размеров, формы и положения объектов по их изображениям на фотоснимках [2].

Одним из методов дисциплины фотограмметрии является метод фототриангуляции [1]. Его сущность заключается в построении модели местности по снимкам и внешнем ориентировании этой модели. Фототриангуляция позволяет определять по снимкам плановое положение и высоты опорных точек, необходимых для создания цифровой модели рельефа местности (3D модели). Основная цель пространственной фототриангуляции максимально сократить трудоёмкие полевые геодезические работы и заменить их на камеральные, с сохранением точности измерений.

Для построения цифровой модели местности нами была разработана цифровая фотограмметрическая система. Это сочетание целого ряда различных программных продуктов и специально написанных авторами дополнительных сценариев, чтобы сделать систему как можно проще для фотограмметрической реконструкции. Процесс получения цифровой модели состоит из двух основных этапов:

1. Полевые работы. Основная задача состоит в получении множества фотоснимков рельефа, на основе которых будет строиться цифровая модель местности.

2. Камеральный этап. Обработка фотографий и получение модели местности ведется в автоматическом режиме при помощи разработанной нами цифровой фотограмметрической системы. Данный этап состоит из нескольких ступеней:

- Анализ характеристик оптической системы (определение фокусного расстояния камеры и определение положения камеры относительно объекта съемки);
- Поиск точек пересечения фотоснимков;
- Определения планового положение и высот опорных точек, в результате чего мы получаем массив («облако») точек;
- Сохранение результатов обработки в формате PLY.

Дальнейшая работа с полученными результатами возможна во многих специализированных программах 3D моделирования, поддерживающих формат PLY. Одной из программ, которая используется авторами, является программа со свободной лицензией MechLab. Программа позволяет отобразить полученный результат обработки в виде наглядной цифровой модели.

В зависимости от целей исследований можно варьировать точностью модели. Задавая различные параметры качества при обработке, можно получить от 100 тысяч до 1,5 и более миллионов опорных точек. Максимальный объем точек ограничен лишь мощностью компьютера и временем, которое исследователь готов потратить на обработку. Для увеличения объема данных и скорости обработки можно использовать группу компьютеров (кластер). 1466143 опорные точки были рассчитаны примерно за 2 часа на обычном компьютере, на кластере такой результат может быть получен за несколько минут.

После того, как обработка снимков закончена и объемная модель местности готова, можно приступать к вычислению скорости денудационных процессов. Для этого обрабатываются полученные в разное время цифровые модели откосов путем сравнения площадей расчетных сечений. Таким образом, происходит фиксация изменений за отчетный период и расчет скорости денудации на участке.

Точность полученных результатов можно оценивать при сравнении высот полученной модели с основными отметками микрорельефа склона, замеренными в ходе тахеометрической съемки или при помощи дальномера.

В течение трех лет авторами проводились исследования на нескольких опорных участках железнодорожной линии Комсомольск – Советская Гавань.

В результате обработки фотоснимков сделанных во время полевых работ в сентябре 2010 и мае 2011 были получены 2 рабочие цифровые модели откоса. Для фиксации изменений модели были совмещены и разделены сечениями через 1 метр. Для каждого сечения цифровой модели рассчитана площадь. Разница таких площадей для 2010 и 2011 годов дает площадь обрушенной или насыпанной породы. На поперечных профилях расчетных сечений имеются зоны с обрушенным (снесенным) материалом – т.е. линия откоса 2010 г. находится выше линии откоса 2011 г., и зоны с насыпавшейся породой, где линия откоса 2010 г. ниже поверхности откоса 2011 г.

Для получения итогового результата объем насыпавшейся породы не учитывался, т.к. он не дает достаточной точности, поскольку часть породы по естественному склону скатывается на улавливающую полку и регулярно убирается работниками служб пути. Наиболее достоверное значение скорости денудации на данном участке можно получить в результате расчета объема отступления стенки обнажения. Суммарный объем снесенного материала по расчетным сечениям составил 288,2 м^3. Учитывая, что разница во времени съемки откосов составила девять месяцев, средняя скорость денудации для пород данного генезиса на исследуемой ширине откоса в 27 м составила 32 м^3 в месяц, что в среднем равно 1,2 м^3 в месяц с одного метра обнажения.

Для более точного определения этого значения нужны данные многолетних наблюдений, которые мы планируем получить, продолжая исследования.

Разработанный программный комплекс позволяет получить рабочую

цифровую объемную модель местности с достаточно высокой точностью, пригодную для решения множества задач при геологических исследованиях и инженерно-геологических изысканиях. При помощи рассмотренного метода возможно ведение мониторинга на различных объектах, нуждающихся в постоянном контроле.

Литература:

1. Горная энциклопедия. Режим доступа: *http://www.mining-enc.ru/f/fototriangulyaciya-/*

2. Крысина Л.П. Толковый словарь иностранных слов. М.: Русский язык, 1998.

РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ РЕЧНОЙ И БОКОВОЙ ЭРОЗИИ НА ТЕРРИТОРИИ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ О. САХАЛИН

А.А. Музыченко, Ю.В. Генсиоровский

Сахалинский филиал Федерального государственного учреждения науки Дальневосточного геологического института ДВО РАН, лаборатория лавинных и селевых процессов, г. Южно-Сахалинск, e-mail: nestra1@yandex.ru, gensiorovskiy@mail.ru

Не смотря на, небольшие площади, занятые населенными пунктами на о. Сахалин, количество рек и ручьёв, протекающих в их границах, колеблется от 2 до 14. В основном это малые водотоки, притоки реки более крупного порядка, в пределах бассейна которой расположен населенный пункт.

Наиболее распространены процессы речной эрозии на территории населенных пунктов, расположенных в среднем течении крупных рек о. Сахалин в широких долинах, или, расположенные в приустьевой части крупных рек о. Сахалин (г.г. Анива, Поронайск, Александровск-Сахалинский). В пределах территорий населенных пунктов о. Сахалин речные эрозионные процессы приводят к подмыву и разрушению зданий и сооружений, водозаборных сооружений, устоев мостов. В целом пораженность процессами речной эрозии невелика, и в среднем составляет не более 1% от всей площади застройки. Максимальное значение площадной пораженности процессами глубинной и боковой эрозии отмечено в г. Анива (9%) который, расположен в приустьевой части р. Лютога, в излучине реки охватывающей городскую застройку с трех сторон. Уровень подъема воды в районе города, при прохождении экстремальных паводков может составлять 5-8 м. В этом случае большая часть города находится в зоне затопления, а эрозионные процессы носят катастрофический характер, разрушая жилые дома и сооружения находящиеся в береговой черте [1, 2].

В период прохождения катастрофических паводков наблюдается максимум стока наносов, их аккумуляция в устьевых участках, активное врезание русла на горных участках рек, спрямление излучин, развитие пойменных проток. А так же образование заломов из стволов деревьев в пределах

городских территории, и как следствие подъем уровня воды выше любых расчетных значений, принятых при строительстве инженерной защиты территории от наводнений.

В населенных пунктах, которые расположены на предгорных шлейфах, и территория которых рассечена малыми реками, существует резкий переход от горных участков течения реки к равнинным. В пределах территории застройки таких населенных пунктов (поселки, расположенные в пределах речных долин правых притоков р. Поронай, города и села находящиеся в долинах рек восточного побережья южного Сахалина, городской округ Южно-Сахалинский с протекающими по его территории левыми притоками р. Сусуя), характерна интенсивная аккумуляция наносов при выходе на равнину и значительные, нередко катастрофические переформирования русел в аллювиальных отложениях в период прохождения весеннего половодья или экстремальных летнее-осенних паводков [Генсиоровский и др., 2011].

Для предгорных участков этих рек во время экстремальных паводков характерно интенсивное врезание русла в аллювиальные отложения. При этом глубина вреза может достигать десятков сантиметров и даже первых метров в течение одного паводка [3].

В зонах хозяйственной деятельности и на территории населенных пунктов интенсивные паводки, приводящие к активизации речной эрозии регистрируются раз в 3-5 лет.

Основной ущерб, причиняемый деформацией и разрушением речных берегов хозяйству Сахалинской области, выражается в повреждении и разрушении мостовых переходов, полотна автомобильных и железных дорог, линий связи и электропередач, подмыве и разрушении жилых и производственных зданий и сооружений.

Наибольший ущерб интенсивные эрозионные процессы причиняют в периоды массовой активизации комплекса ЭГП, как правило, вызываемые сильными осадками при выходе на территорию области глубоких циклонов и тайфунов.

Наиболее значительные ущербы от речных эрозионных процессов на о. Сахалин отмечались в 1951, 1955, 1965, 1970, 1974, 1978, 1981, 1985, 1993, 2002, 2009 гг.

Наибольший ущерб от интенсивных процессов речной эрозии был зафиксирован во время прохождения тайфуна «Филлис» 5-6 августа 1981 г.

Всего оказалось полностью или частично затоплено 12 городов, 17 поселков и более 40 других населенных пунктов. Затоплены хозяйственные объекты, десятки тысяч гектар сельхозугодий, участки автомобильных и железных дорог, общей протяженностью несколько сот километров, имелись многочисленные жертвы среди населения

В результате интенсивной эрозии вызванной прохождением паводочной волны, были разрушены десятки железнодорожных и автомобильных мо-

стов. В ряде населенных пунктов нарушено централизованное водоснабжение в результате разрушения подрусловых водозаборов.

Последний период активизации речных эрозионных процессов отмечался в 2009 г. в южных и центральных районах о. Сахалина в периоды выпадения сильных атмосферных осадков, связанных с прохождением над о. Сахалином глубоких циклонов: 21-24 июня, 8-9 июля, 15-17 июля, 20-24 августа. При прохождении паводков на реках вызванных выпадением интенсивных осадков, были повреждены несколько мостов на основных автомобильной и железной дорогах связывающих юг и север о. Сахалин.

Литература:

1. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А. Активизация экзогенных геологических процессов на Южном Сахалине 22-24 июня 2009 года // Геориск. М.: ПНИИИС, 2009. № 2. С. 56-60.

2. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А., Окопный В.И., Жируев С.П. Влияние экзогенных геологических процессов на территориальное развитие городских поселений Сахалинской области. Меры по снижению последствий активизации экзогенных геологических процессов на территории городских поселений // Научная конференция «Геодинамические и природные катастрофы в Дальневосточном регионе». Южно-Сахалинск, 2011. С. 144-145.

3. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Экзогенные геодинамические и русловые процессы в низкогорье о. Сахалин как фактор риска для нефтегазопроводов «Сахалин-2» // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. М.: «Наука», 2008. № 6. С. 483-496.

4. Полунин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 231 с.

5. Полунин Г.В. Экзогенные геодинамические процессы гумидной зоны умеренного климата. М.: Наука, 1983. 247 с.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ИСИКАРИ-ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО БАССЕЙНА

А.Е. Нечаюк

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: alexvlad@inbox.ru

Татарский пролив, отделяющий о. Сахалин от материка, протягивается в меридиональном направлении на 700 км, соединяясь на севере с Амурским лиманом через пролив Невельского и раскрываясь на юг в глубоководную котловину Японского моря.

В пределах Татарского пролива выделяется три бассейновые впадины (с севера на юг) – Северо-Татарская, Южно-Татарская и Исикари-Западно-Сахалинская [2].

Исикари-Западно-Сахалинский бассейн протягивается почти на 800 км от южной части Центрального Хоккайдо до северной части Западно-

Сахалинских гор при ширине от 20-25 км до 50-60 км. Однако только на юге Татарского пролива бассейн расположен в его шельфовой части. От соседнего Южно-Татарского бассейна он отделен долгоживущими *Пионерским и Монеронским поднятиями.* Они являются северным окончанием кулисообразной системы антиклинальных поднятий, которая простирается через острова Ребун, Рисири и систему мелководных банок (рис. 1).

Сопоставление мощностей и фаций кайнозойских отложений позволяет предполагать что в недавнем прошлом южная часть Западно-Сахалинского террейна [3] являлась составной частью Исикари-Западно-Сахалинского бассейна [4, 5].

На рисунке 2 приведен разрез, построенный вдоль берега Татарского

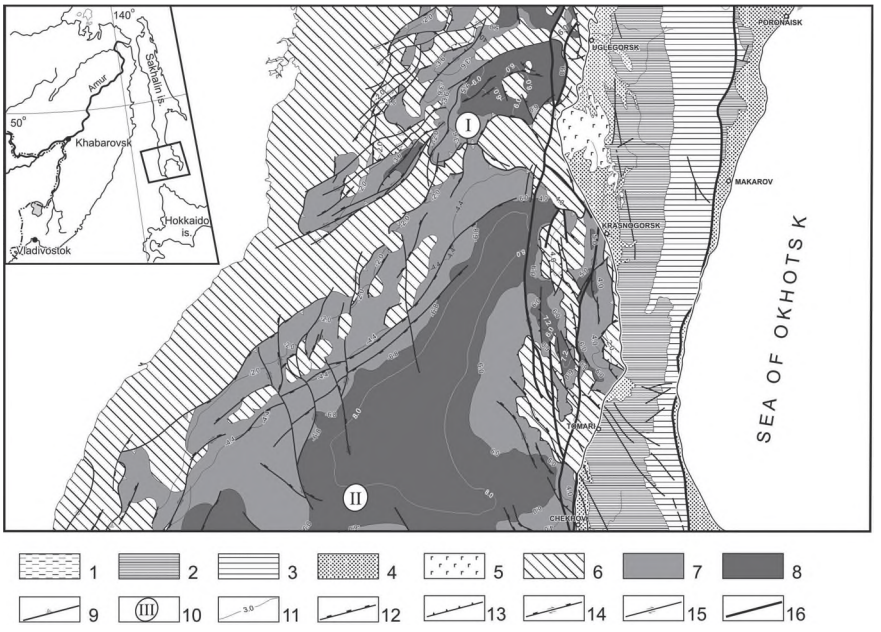


Рис. 1. *1 – Анивский и Сусунайский террейны; 2 – верхнее-меловые породы; 3 – отложения эоцена – среднего миоцена (Снежинкинская, Краснопольевская, Такарадайская, Аракайская, Холмская, Невельская, Верхнедуйская, Анивская, Чеховская, Сертунайская); 4 – свиты от среднего миоцена до четвертичного периода: Курасийская, Маруямская; 5 – плиоценовые базальты; 6 – поднятия; 7 – депрессии глубиной до 6 км; 8 – депрессии глубиной от 6 до 8 км; 9 – границы осадочного бассейна; 10 – осадочные бассейны: I – Северо-Татарский, II – Южно-Татарский, III – Исикари-Западно-Сахалинский; 11 – изогипсы кровли акустического фундамента; 12 – сброс; 13 – взброс; 14 – сбросо-сдвиг; 15 – сдвиг; 16 – региональная зона разломов: ТПР – Тым-Поронайская зона разломов, ЗСР – Западно-Сахалинская зона разломов.*

пролива. На разрезе отчетливо выделяется разделение на три части, что соответствует разделению на три зоны – Холмско-Невельскую, Углегорско-Чеховскую и Александровскую.

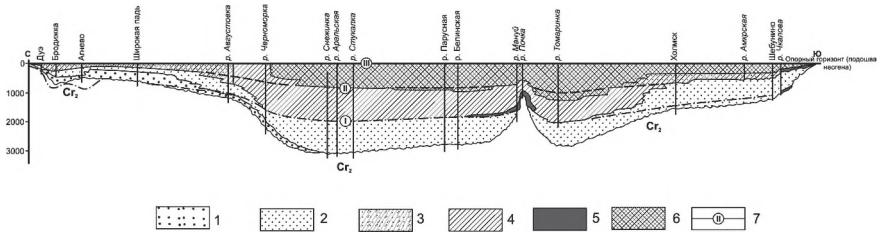


Рис. 2. *Формационный профиль дат-палеогеновой терригенной группы. 1 – Конгломератовая формация; 2 – Песчанико-алевролитовая; 3 – Алевролито-песчаниковая подформация; 4 – флишоидная подформация; 5 – подформация однородных песчаников; 6 – алевролитовая формация; 7 – условные возрастные уровни, соответствующие границам формаций (свит).*

Кайнозойский чехол в Исикари-Западно-Сахалинском бассейне образован западно-камышовым и сергеевским комплексами. На суше кайнозойские отложения представлены холмской, невельской, верхнедуйской, аракайской и такарадайской свитами, по составу и мощностям соответствующим вышеназванным комплексам (рис. 3).

Возможным продолжением Пионерского поднятия разделяющего Исикари-Западно-Сахалинский и Южно-Татарский бассейны является на суше зона выклинивания кайнозойских отложений в районе реки Мануй.

Литература:

1. Геологическая карта о. Сахалин. М 1:1 000 000. Ред. В.Н. Верещагин. Л.: ВСЕГЕИ, 1969.

2. Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Маргулис Л.С. и др. Геология, геодинамика и перпективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.

3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Книга 1.

4. Маргулис Л.С. Палеогеновые формации Сахалина // Труды СахКНИИ, 1974. Вып. 31. С. 42-52.

5. Маргулис Л.С. Нефтегазоперспективные формации кайнозоя Южного Сахалина. В книге: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 31-52.

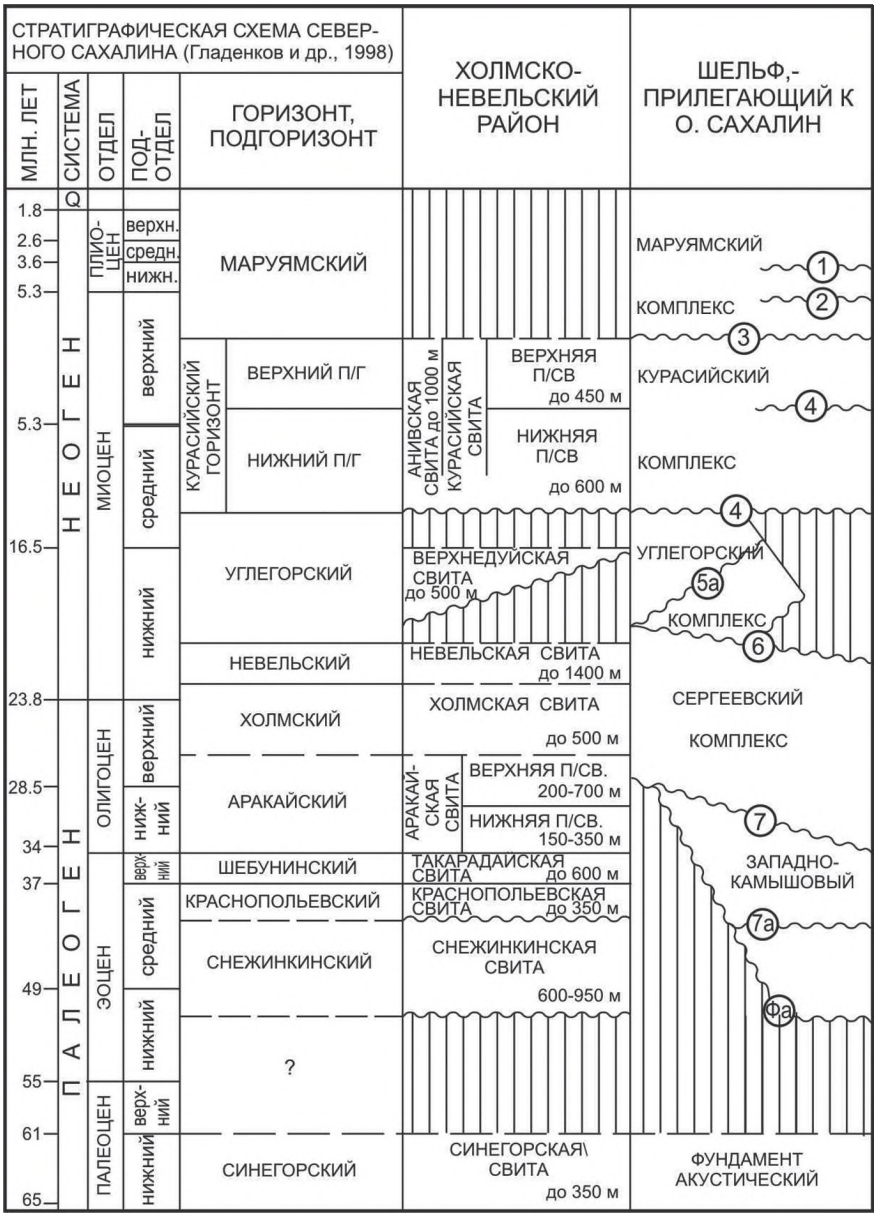


Рис. 3. *Схема сопоставления кайнозойских стратиграфических подразделений Татарского пролива и Западного Сахалина.*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И НАМАГНИЧЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ УЛКАНСКОЙ СЕРИИ (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)

А.Ю. Песков, А.Н. Диденко, В.А. Гурьянов, А.Н. Пересторонин

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, e-mail: peskov@itig.as.khb.ru

В процессе изучения Улканского прогиба [1], и, в частности, последних исследований [4] встал вопрос о возрасте сочленения Алдано-Станового щита и Ангаро-Анабарской провинции. Для последней имеются надежные палеомагнитные и геохронологические определения [2], позволяющие судить о широтном положении Ангаро-Анабарской провинции Сибирского кратона в палеопротерозое. Для палеопротерозойских пород Алдано-Станового щита таких определений явно недостаточно.

Маркирующим объектом для Алдано-Станового щита является Улканский прогиб, выполненный осадочно-вулканогенными образованиями и плутоническими комплексами пород [1, 4]. Осадочно-вулканогенная серия (улканская серия) объединяет три свиты пород: топорикнскую, улкачанскую и элгэтэйскую общей мощностью более 3 км. Проведенные ранее геохронологические исследования пород элгэтэйской свиты имеют разброс в интервале 1680-1840 млн. лет. Новые U-Pb изотопные исследования были проведены в ИГиГД для трех микронавесок (15-20 зерен) циркона из трахидацитов элгэтэйской свиты наиболее свежего облика, отобранных на г. Нимар в 2009 г. Проведена аэрообразивная обработка цирконов, а так же кислотная обработка для одной навески в количестве 80 зерен с размером 150-200 мкм. Точки изотопного состава цирконов после кислотной обработки и аэрообразивной чистки с удалением порядка 60% вещества располагаются на конкордии в интервале 1732±4 млн. лет (рис.).

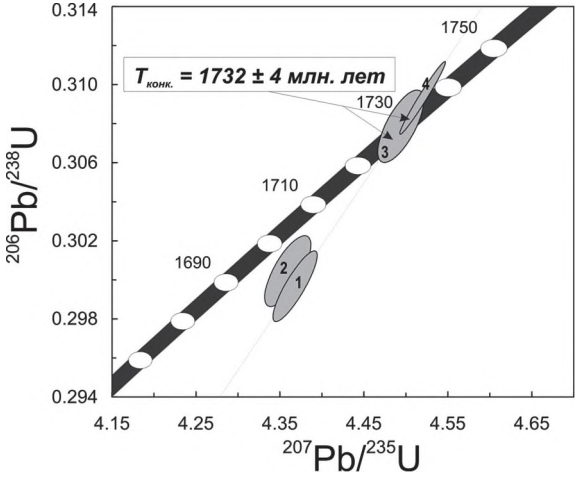


Рис. *Диаграмма с конкордией для цирконов из трахидацитов элгэтэйской свиты.*

Полученные ранее [3] и новые дополнительные палеомагнитные исследования элгэтэйских трахидацитов свидетельствуют о сохранившейся в них первичной (древней) компоненте намагниченности (положительный тест обращения в древней системе координат). Палеомагнитный полюс, рассчитанный по древней компоненте имеет координаты Plat = -8,6°, Plong = 11,9 (d_p = 3,4° и d_m = 5,4°). Справедливо заметить, что полученный полюс не совпадает (с учетом поправки за разворот Алдано-Становой провинции относительно Ангаро-Анабарской в палеозое на 25 градусов [5]) с кривой кажущейся миграции полюса (ККМП) Сибирского кратона. Вероятнее всего это свидетельствует о тектонической некогерентности двух рассматриваемых геологических провинций на 1732±4 млн. лет, т.е. на время образования трахидацитов и древней намагниченности в них. Однако, на время 1725-1729 млн. лет (U-Pb возраст по гранитам Улканского массива [4]) Алдано-Становой щит стал единым целым с Ангаро-Анабарской провинцией, о чем свидетельствует совпадение палеомагнитных полюсов, полученных по одновозрастным гранитам (1729-1730 млн. лет) Улканского массива и Ангаро-Канского выступа [3]. Полученные факты позволяют с большой долей вероятности ответить на поставленный вопрос о возрасте сочленения данных террейнов, заключив его в интервал времени 1732-1725 млн. лет. Палеомагнитные данные, полученные по вулканитам и гранитоидам улканского комплекса свидетельствуют, что оба блока за этот интервал времени (примерно за 7 млн. лет) сместились на север (порядка 5°). Алдано-Становой блок, в отличии от Ангаро-Анабарского претерпел разворот по часовой стрелке на 70° и стал полностью тектонически когерентным Сибирскому кратону на 1725 млн. лет.

Литература:

1. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.

2. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли, 2005. № 2. С. 66-83.

3. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия, геохронология и палеомагнетизм палеопротерозойских образований Улканского прогиба (юго-восток Алдано-Становой провинции) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного поясп (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 90-91.

4. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология, 2010. № 5. С. 44-70.

5. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Sci. Lett., 2008. V. 276. P. 229-242.

КАЛЬДЕРА КАРЫМШИНА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА): ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД И ИХ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

А.Н. Рогозин[1], В.Л. Леонов[1], Е.Н. Гриб[1], И.Н. Биндеман[2]

[1]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: rogozin@kscnet.ru
[2]Университет штата Орегон, г. Юджин, США

Крупнейшая на Камчатке кальдера Карымшина была открыта на территории Южной Камчатки, в 2007 году [3]. В плане она имеет изометричную (овальную) форму – по длинной оси – 25 км, а по короткой – 15 км. Выделенная структура вытянута в северо-западном направлении. Возраст ее был определен в 1,78 млн. лет [6]. Объем изверженных продуктов, выброшенных при формировании этой кальдеры – составил ~ 825 км^3 или по массе ~ 2×10^{15} кг. Все эти данные позволяют нам рассматривать кальдеру Карымшина как крупнейшую из известных до сих пор на Камчатке и относить ее к супервулканам [7].

В последние годы нами было проведено изучение разрезов вулканогенных отложений и Ar–Ar датирование пород, связанных с кальдерой Карымшина [1, 6]. Вулканогенные толщи района, относящиеся до сих пор к единому Карымшинскому комплексу, были расчленены. Было выделено три этапа кислого вулканизма, проявившегося в плиоцене – раннем плейстоцене на Южной Камчатке [4].

В результате петрохимических, структурно-геологических и вулканологических исследований были выявлены три комплекса пород связанных с кальдерой Карымшина. Наиболее древний комплекс (I) – докальдерный этап предположительно среднеплиоценового возраста, комплекс (II) – кальдерообразующий этап эоплейстоценового возраста (1,78-1,2 млн. лет) и комплекс (III) – посткальдерный этап кислого (в большей части риолитового) вулканизма нижне-средне-неоплейстоценового возраста (0,5-0,8 млн. лет).

Древний, докальдерный этап (комплекс I) представлен разнообразными породами: туфами и туфобрекчиями преимущественно кислого состава, лавами дацитового состава и лавами базальтового состава, которые слагают ряд вулканических построек. Пока нет точных данных о возрасте этих вулканических построек и не ясна позиция выделенных базальтов по отношению к кислым туфам, которые залегают под лавами г. Горячая на правом берегу р. Прав. Карымчина, но очевидно, что это остатки древних вулканов и их необходимо рассматривать как проявление мощного субщелочного базальтово-

го вулканизма, предшествовавшего кальдерообразованию. Также откартированы вулканические постройки, развитие которых было за границей кальдеры на докальдерном этапе.

Кальдерообразующий этап (комплекс II) представлен игнимбритами, связанными с образованием кальдеры. Они имеют эоплейстоценовый возраст (1,78-1,2 млн. лет) [6]. Максимальная мощность толщи игнимбритов выявлена в верховьях р. Пр. Карымчина и достигает 1000 метров. Игнимбриты сохранились в основном, внутри кальдеры, а за ее пределами они встречаются в небольшом количестве.

Посткальдерный этап (комплекс III) представлен риолитовыми экструзиями (0,8-0,5 млн. лет), которые развиты вдоль границы кальдеры и по краям резургентного поднятия г. Толстый Мыс, выделенного в северо-западной части кальдеры [3]. С некоторыми экструзивными куполами связаны мощные лавовые потоки, которые залегают с пологим наклоном от центра кальдеры к ее краям. Большая часть куполов внедрялась значительно позже формирования кальдеры. По объему лав риолитового состава данный комплекс не имеет себе равных на Камчатке и является уникальным [5].

Чтобы выявить генезис больших объемов кислых магм, приведших к образованию кальдеры Карымшина и оценить геодинамическую обстановку, которая на данный момент не вполне ясна, нами были проведены исследования по изучению пород докальдерного этапа вулканизма (I комплекс). По основным комплексам докальдерного этапа были отобраны представительные образцы пород на детальные петро-геохимические исследования, включая радиогенные изотопы кислорода, свинца, неодима. В результате на диаграмме распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, было выявлено заметное обогащение ими докальдерных лав кальдеры Карымшина. Сумма РЗЭ элементов в базальтах и андезибазальтах составляет 67-74 г/т. Спектры распределения РЗЭ имеет дифференцированный характер с отношением La/Yb в пределах от 2,9 до 5,05. Распределение микроэлементов, нормированных к примитивной мантии отличается конфигурацией кривых, характерных для островодужных магм с максимумами концентраций Ba, K, Pb, Sr и Nb–Ta минимумом. Лавы докальдерного этапа отличаются высоким содержанием Rb, Y, Zr, Th, Cr, что характерно для тыловых зон островных дуг.

Выделение субщелочных базальтов докальдерного этапа, развитых на территории Банно-Карымшинского района, и получение изотопно-геохимических данных по ним позволит нам в дальнейшем выявить генетическую связь субщелочного базальтового вулканизма с лавами среднего и кислого состава, развитыми на территории кальдеры Карымшина.

В результате проведенных исследований нами были впервые выделены и охарактеризованы вулканические постройки, которые существовали в районе, где сформировалась кальдера Карымшина, непосредственно

перед тем, как произошло супер-извержение. Впервые приводятся данные о геохимии и изотопии кислорода для пород, слагающих исследованные докальдерные вулканы. Авторами сделан вывод, что формирование кальдеры Карымшина произошло в районе, где перед этим длительное время (в течение всего плиоцена) проявлялся кислый вулканизм. Это и привело, в итоге, к супер-извержению и формированию крупной кальдеры на территории Южной Камчатки [2].

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 11-05-00602-а (научный руководитель С.А. Федотов), а также по проектам, поддержанным Президиумом ДВО РАН: № 09-III-А-08-424 и № 12-III-А-08-171 (научный руководитель В.Л. Леонов), №11-III-В-08-203 и № 12-III-В-08-174 (научный руководитель А.Н. Рогозин).

Литература:

1. Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Рогозин А.Н. Новые данные по Ar–Ar датированию игнимбритов Камчатки // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-29 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 187-196.

2. Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Рогозин А.Н. Новые данные о вулканизме, предварявшем суперизвержение и формирование кальдеры Карымшина (Южная Камчатка) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2012 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. (в печати).

3. Леонов В.Л., Рогозин А.Н. Карымшина – гигантская кальдера – супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология, 2007. № 5. С. 14-28.

4. Леонов В.Л., Рогозин А.Н. Эпизодичность кислого вулканизма на Южной Камчатке (по новым данных K–Ar и Ar–Ar датирования и результатам изучения разрезов) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2009 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 62-74.

5. Рогозин А.Н. Новые данные о кислых экструзиях Банно-Карымшинского района, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2007. № 2. Вып. 10. С. 156-164.

6. Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar, U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. V. 189. N 1-2. P. 57-80.

7. Mason B.G., Pyle D.M., Oppenheimer C. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth // Bul. of Volcanology. 2004. V. 66. P. 735-748.

АКТИВИЗАЦИЯ СЕЛЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЮЖНОГО САХАЛИНА В ИЮЛЕ-АВГУСТЕ 2010 ГОДА

С.В. Рыбальченко

Лаборатория лавинных и селевых процессов
Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск,
e-mail: rybalchenko_sv@mail.ru

В конце июля и начале августа 2010 г., на территории южных районов о. Сахалин было зарегистрировано два периода массовой активизации селевых процессов (28-30 июля и 10-12 августа).

Наиболее интенсивно селевые процессы развивались на территории Невельского и Холмского районов, расположенных на юго-западном побережье острова.

Основной ущерб, причиненный селевыми потоками, выразился в основном в повреждении дачных домов и хозяйственных построек, завалах и повреждении дорожного полотна автомобильных дорог г. Невельск – г. Холмск, г. Невельск – с. Шебунино, г. Холмск – с. Чехов, завалах и повреждении железной дороги г. Холмск – г. Невельск. В г. Невельск селевыми потоками были замыты коллекторы ливневой канализации и водопропускные устройства под дорожным полотном, водохранилище, используемое для технических целей. В г. Холмск селевыми потоками, сошедшими в действующие водохранилища на территории города, было многократно повышено содержание взвешенных веществ в воде используемой для питьевых целей. Значительная часть города в течение несколько суток оставалась без питьевой воды.

Самый крупный грязекаменный сель разгрузился в г. Невельск в районе ул. Школьной. Общий объем селевых отложений составил около 4000 м^3. Они завалили чашу селеуловителя, которое используется как водохранилище для технических нужд, дворовые территории, водоотводный лоток, железнодорожное полотно на протяжении 20 м с подъездными путями.

Характеристики селевых потоков

В Невельском районе после прохождения явления 28-30 июля 2010 г., было зафиксировано только в районах хозяйственной деятельности 61 селевой поток, на территории г. Невельск 6 русловых селевых потоков.

В Холмском районе после прохождения явления 10-12 августа 2010 г., было зафиксировано 16 селевых потоков, на территории г. Холмска 6 русловых селевых потоков.

Средние объемы селевых потоков в Невельском районе составляли 0,8-1 тыс. м^3, максимальные объёмы до 4 тыс. м^3, в Холмском районе максимальный объем селевого конуса составил 0,5 тыс. м^3.

Суммарная длина завалов автомобильных дорог, городских улиц и придомовых территорий по Невельскому району превысила 1 км, по Холмскому

району превысила 3 км.

Селевые потоки, сошедшие 29-30 июля носили в основном оползневой характер зарождения, реже – эрозионный. Генезис водной составляющей – ливневый.

По составу селевой массы, преобладали грязекаменные потоки (суглинок, дресва, щебень, глыбы).

Факторы селевых процессов

Активизацию селевых процессов на юго-западном побережье Южного Сахалина в июле-августе 2010 года спровоцировали интенсивные ливневые осадки, которые были обусловлены прохождением над южной частью о. Сахалин активных фронтальных разделов, которые обострялись под влиянием влажных тропических воздушных масс. В результате этих волновых процессов на юго-западном побережье острова выпало большое количество осадков.

За первый период с 26 по 30 июля в Невельске выпало 157,4 мм осадков при месячной норме 93,0 мм. Максимальная суточная интенсивность осадков 29 июля достигла 89,0 мм. В г. Холмск за этот период выпало значительно меньше – 93,9 мм при месячной норме 97 мм и суточном максимуме 43 мм (27 июля) [2].

За второй период 8-12 августа сумма осадков в г. Холмске составила 145,3 мм осадков при месячной норме 100 мм. Суточный максимум осадков – 125 мм пришелся на 11 августа, когда средняя интенсивность осадков днем равнялась 7 мм/час. В г. Невельске осадков за аналогичный период сумма осадков была значительно меньше, и составляло 74 мм, при суточном максимуме 66 мм (11 августа).

Неблагоприятная метеорологическая ситуация отразилась и на состоянии геологической среды. Одним из условий формирования селевого потока является наличие в селевом бассейне большого количества рыхлого обломочного материала составляющего потенциальный селевой массив (ПСМ). Главным фактором, определяющим процесс образования ПСМ, является литологический состав и состояние горных пород, слагающих верхние слои коры выветривания. Селевые бассейны на юго-западном побережье Южного Сахалина сложены молодыми горными породами, слабосцементированными, легкоразмываемыми и размокаемыми (алевролиты, аргиллиты, песчаники), насыщающими селевой поток глинистыми фракциями [4]. Избыточное количество осадков привело к переувлажнению грунтов, и это вызвало нарушение стабильного состояния склонов и определило активизацию селевых потоков на территории районов.

Особенностью селевых потоков, сошедших 10-11 августа на территории г. Холмска, являлась то, что их активизация и значительный охват территории города была вызвана деятельностью человека. К этому привело бесконтрольное складирование строительных грунтов в верховьях мелких водотоков, складирование бытового мусора в частном секторе в русле неболь-

ших ручьев, не своевременная очистка ливневой канализации и дренажных систем вдоль городских улиц и железной дороги.

Самый крупный (из зарегистрированных) селевый поток прошел по левому притоку р. Татарки и разгрузился в районе городской клинической больницы. Конус выноса этого руслового селя был прерывистый и в его составе преобладал бытовой и строительный мусор Общий объем селевых отложений составил около 500 м^3. Они завалили часть территории больницы и проездные пути между гаражами.

Хотелось отметить, что существующие в настоящее время водопропускные устройства под полотном автомобильной и железной дорог не рассчитаны на пропускание селевой массы и при сходе селевых потоков забиваются селевыми выносами и не могут выполнять роль селепропускных сооружений.

Литература:

1. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А. Активизация экзогенных геологических процессов на Южном Сахалине 22-24 июня 2009 г. // Геориск. М.: ПНИИС, 2009. № 2. С. 56-60.

2. Научно- прикладной справочник по климату СССР (Сахалинская область). Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 300 с.

3. Перов В.Ф. Селевые явления на территории СССР. М.: ВИНИТИ, 1989. 148 с.

4. Полунин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. С. 232.

5. Рыбальченко С.В. «Склоновые селевые потоки Южного Сахалина» Материалы Международного научно-технического конгресса «Экология и безопасность жизнедеятельности промышленно-транспортных комплексов» ELPIT-2011. С. 201-205.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНА БИРОФЕЛЬДСКОГО ГРАБЕНА. ЕВРЕЙСКАЯ А.О. ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ

И.В. Рыбалочка, А.И. Гресов

Тихоокеанский институт океанологии ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: irina20043@mail.ru

В работе представлены результаты газогеохимических исследований в районе Бирофельдского грабена, выполненных в июле 2011 г. Исследование этого района началось ранее, в 2010 г., в рамках научного сотрудничества Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина – г. Хабаровск и Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичёва на период 2010-2015 гг. Цель работ – установление газогеохимических аномалий и их генезиса, выявление основных закономерностей распределения природных газов по площади и разрезу с целью оценки перспектив нефтегазоносно-

сти Бирофельдского грабена.

Объектами исследований 2011г. являлись Алексеевская структура, Ушумунский и Бирский прогибы, Димитровское и Лазаревское поднятия Бирофельдского грабена.

Результаты совместных межинститутских научно-исследовательских работ 2010 г. изложены в двух основных публикациях и тезисах [1, 2, 3].

В результате исследований 2011г. в составе природного газа установлены следующие основные (более 1%) газовые компоненты: азот, углекислый газ, кислород и метан.

В составе газовой смеси установлены микропримеси (менее 0,1%) – H_2 (до 0,00056%), He (до 0,000021%), C_2H_6 (до 0,00076%), C_2H_4 (до 0,00011%), C_3H_8 (до 0,00006%), C_3H_6 (до 0,00002%), и-C_4H_{10}, н-C_4H_{10} (до 0,00002%), в единичных пробах выявлены C_5H_{12} (0,0000004%) и H_2S (0,00024%). Объёмные концентрации радона в подпочвенном слое достигали аномальных значений 16812 Бк/м^3, у земной поверхности – 298 и в приземной атмосфере – 206 Бк/м^3.

Углекислый газ. Концентрации CO_2 в подпочвенном газе варьируют от 0,1 до 6,7%. Максимальные его содержания установлены в северо-западной части Ушумунского прогиба (Ушумунского угольного разреза) в зоне выходов угольных пластов (3,4-6,2%) и Алексеевской структуре (впадине) – до 6,3-6,7% в зонах распространения магматических образований. Здесь же, в водорастворенных газах подземных вод в скважинах и колодцах зафиксированы максимальные (аномальные для всего Среднеамурского бассейна) его концентрации, варьирующие от 39,9 до 68,5% (10-35 см^3/л), причем максимумы концентраций CO_2. на данных площадях фиксируются в зонах крупных тектонических нарушений и их апофизов.

Аналогичное аномальное распределение CO_2 на площадях развития магматических и эффузивных образований и зонах тектонических нарушений (35-64% или 4-21 см^3/л) установлены и в пределах Лазаревского поднятия Бирофельдского грабена.

В процессе исследований установлена закономерность одновременного повышения концентраций углекислого газа и радона, указывающая на единый их тектонический источник поступления (дегазации) – зоны разломов и нарушений и, вероятно, общность глубинных процессов их генезиса (тектоно-магмагенеза). Кроме того, одновременно установлена прямо пропорциональная взаимосвязь изменчивости на исследованной площади грабена концентраций CO_2, радона, водорода и гелия, являющимися, по-видимому, полигенезисной смесью магматогенных и радиогенных газов.

Сероводород установлен в составе свободного и водорастворенного газа гидрогеологической скважины в пределах горного отвода угольного разреза Ушумунский в концентрациях до 0,00024%.

Водород и гелий фиксировались в зонах глубинного разлома юго-

восточного борта грабена и его апофизах на Димитровском и Лазаревском поднятиях в концентрациях до 0,0005 и 0,00002% и в аналогичных зонах Ушумунского и Бирского прогибов.

В Алексеевской структуре максимальные их концентрации фиксируются на площадях с интенсивным развитием магматической деятельностью и зонах трещиноватости, обусловленных процессами магматизма. Приуроченность аномалий водорода и гелия к зонам тектонических нарушений указывает, как уже говорилось ранее, о миграционной природе этих газов.

Метан установлен во всех пробах подпочвенного газа в концентрациях от 0,00007 до 0, 00507%, водорастворенных газов – от 0,00013 до 1,1% (0,3 $см^3$/л). Обращает на себя высокие значения метанонасыщенности поверхностных вод рек северо-восточной площади Бирофельдского грабена, обусловленная, вероятно, процессами размыва реками выходов угольных пластов ушумунской и чернореченской свит и растворимости газов.

Тяжелые углеводороды представлены в подпочвенном газе гомологическим рядом этан–бутан и их изоформами (этиленом и изобутаном) в суммарных концентрациях до 0,00022%.

Заключение

В воде подземных гидрогеологических горизонтах в осадочных комплексах структуры Бирофельдского грабена обнаружены очень высокие концентрации метана, тяжелых углеводородов и углекислого газа. Подпочвенные газы также содержат высокие концентрации метана, тяжелых углеводородов, углекислого газа и высокую активность радона. Эти данные позволяют положительно оценить перспективы поиска нефти и газа в этом регионе. Первоочередными структурами на поиск нефти и газа можно выделить Алексеевскую впадину, Лазаревское и Димитровское поднятия. На этих структурах следует выполнить сейсмические профили и при наличии благоприятных структур провести нефтегазопоисковое бурение.

Литература:

1. Гресов А.И., Яцук А.В., Развозжаева Е.П., Кириллова Г.Л. Влияние геологических факторов на распределение природных газов Бирофельдского грабена Среднеамурского бассейна // Вестник ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2011. № 3. С. 65-72.

2. Гресов А.И., Яцук А.В., Обжиров А.И., Развозжаева Е.П., Кириллова Г.Л. Газогеохимическая оценка перспектив нефтегазоносности Бирофельдского грабена Среднеамурского осадочного бассейна // Тихоокеанская геология. Владивосток: Дальнаука, 2012. № 1 (в печати).

3. Яцук А.В., Гресов А.И. Роль структурно-тектонических факторов в распределении углеводородных газов Бирофельдского грабена Среднеамурского осадочного бассейна // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции, 12–15 сентября 2011. г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 540-543.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

А.И. Ступина, А.Н. Диденко

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: StupinaAnna@mail.ru, alexei_didenko@mail.ru

Нашей главной задачей в данной работе являлась разработка геодинамической модели формирования блоков Киселевско-Маноминского террейна и создание более точной палеотектонической реконструкции восточной части Евроазиатского континента в связи с отсутствием на сегодняшний день единого представления о данном объекте.

Киселевско-Маноминский террейн (рис. 1) – сложен юрскими и нижнемеловыми вулканогенно-осадочными толщами. Террейн прослеживается узкой полосой на лево- и правобережье вдоль р. Амур в северо-восточном направлении от устья р. Уссури до побережья Сахалинского за-лива. Террейн разделен Центрально-Сихотэ-Алиньским левосторонним сдвигом на Киселевский блок, расположенный в Нижнем Амуре и Маноминский – в Центральном Сихотэ-Алине. С северо-запада к террейну прилегает Амурский комплекс,

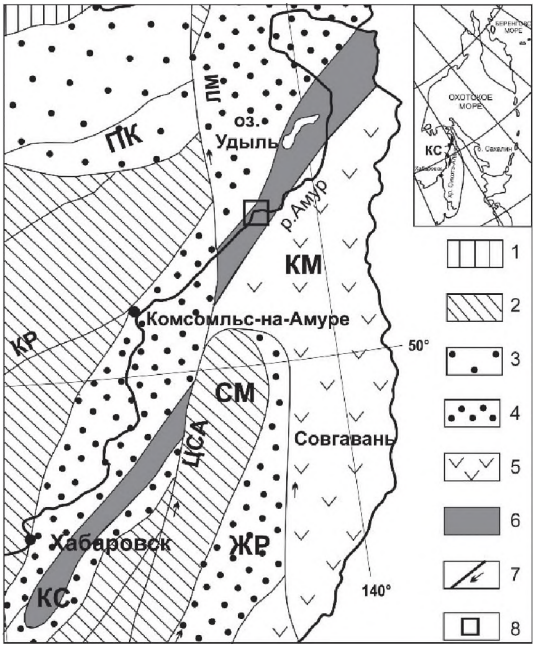


Рис. 1. *Киселевско-Маноминский террейн и прилегающие территории с изменениями [5].*

1 – палеозойский террейн: ГЛ – Галамский; 2, 3 – юрские террейны: 2 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский; НБ – Наданихада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджальский); 3 – приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский); 4-6 – раннемеловые террейны: 4 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский); 5 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский); 6 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 7 – левые сдвиги: КР – Курский, ЛМ – Лимурчанский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алиньский; 8 – район работ.

с юго-востока – с Журавлевским террейном [1-5].

Для палеомагнитного изучения в 2009 и 2010 гг. из обнажений Киселевского блока, находящегося на левобережье нижнего течения р. Амур, юго-западнее с. Киселевка (51,40° с.ш., 138,95° в.д.), нами была отобрана коллекция ориентированных образцов из 16 обнажений (178 обр.) базальтов, туфов, алевролитов и кремней.

В результате палео- и петромагнитных исследований среднее направление высокотемпературной компоненты естественной остаточной намагниченности данных 11 точек отбора в современной системе координат Dec = 286,4°, Inc = -2,1°, k = 6,3. При переводе в древнюю систему координат это направление составляет Dec = 275,8°, Inc = -33,8°, k = 33,0. Как мы видим, увеличение кучности составляет более чем в 5 раз.

Координаты полюса составляют: Plat = 18,6°, Plong = 222,4°, dp = 5,2, dm = 9,1°, B95 = 6,9° Paleolatitude = 18,5° (13-24°).

На рубеже 140 млн. лет назад (рис. 2) плита Изанаги продолжала свое движение в северо-западном направлении. Именно в это время на ней произошло формирование пород Киселевско-Маноминского. Возможное их положение показано заштрихованным прямоугольником. В интервале 140-110 млн. лет назад (рис. 2) участок плиты Изанаги, на котором располагались породы Киселевско-Маноминского террейна, изменил направ-

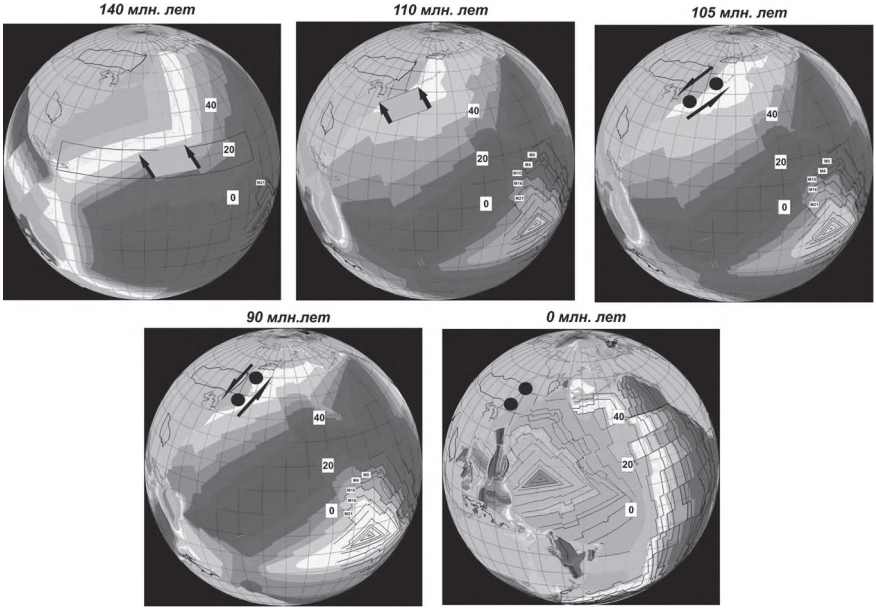


Рис. 2. *Кинематическая модель движения блоков Киселевско-Маноминского террейна.*

ление движения с северо-западного на северо-восточное. Данный участок плиты находился на 13-24° с.ш. На рубеже 110-105 млн. лет назад (рис. 2) блоки Киселевско-Маноминского террейна почти достигли края континента, и в дальнейшем движение террейна характеризовалось как левосторонний сдвиг вдоль континентальной окраины примерно до 90 млн. лет назад (рис. 2) – во время, когда они полностью аккретировались [5].

Выводы

В результате палеомагнитных исследований выделена древняя доскладчатая остаточная намагниченность, близкая по времени возрасту формирования пород (J_3-K_1); подтверждена аллохтонная природа Киселевского блока; впервые определена палеоширота (18±5° с.ш.), на которой формировались породы террейна; разработана кинематическая модель, приведенная выше.

Литература:

1. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1994. Т. 13. № 6. С. 74-82.

2. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология, 1991. № 5. С. 3-23.

3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.

4. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. 276 с.

5. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 880-898.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, СОДЕРЖАЩИХ ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

Е.Н. Суховеев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: sukhoveev@poi.dvo.ru

В 2009-2010 годах в рамках проекта «Sakhalin Slope Gas Hydrate Project» (SSGH), на НИС «Академик М.А. Лаврентьев», были проведены совместные трёхсторонние (Россия, Япония, Корея) экспедиции. Основной целью проекта является изучение газогидратных образований на восточном шельфе о. Сахалин. В результате, был получен большой объём геолого-геофизических данных о строении районов уже известных, а так же перспективных

для гидратопроявления. Во время экспедиций были проведены комплексные геолого-геофизические исследования: эхолотный промер, гидроакустическая съёмка, непрерывное сейсмическое профилирование, отбор воды и донных осадков и их газогеохимическое опробование. Сейсмические исследования проводились с целью поиска и изучения газовых труб – структур, по которым происходит разгрузка природного газа; определения местоположения и структуры BSR (Bottom simulating reflectors), изучения осадочного чехла, определения тектонических структур.

Сейчас природные газовые гидраты приковывают особое внимание как возможный источник ископаемого топлива, а также участник изменений климата. Количество метана, сосредоточенного в скоплениях газовых гидратов, соизмеримо с мировыми геологическими ресурсами природного газа и в два раза превышает его ресурсы в глубоководных акваториях. В этой связи основной задачей является выяснение места, занимаемого природными газовыми гидратами в ряду прочих полезных ископаемых.

Изучаемая область расположена на северо-восточном шельфе о. Сахалин, и находится в сейсмически активном районе, приуроченном к Сахалинской правосторонней сдвиговой зоне [1]. В 2003 году, в ходе 31 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», впервые была закартированна «разломная зона Лаврентьева» [2]. Данная структура составлена двумя субвертикальными разломами, сходящимися в направлении котловины Дерюгина, явно выраженными в рельефе дна в виде уступов. Амплитуда поднятия обеих ступеней увеличивается в восточном направлении, с 50 метров на глубине 350-400 метров, до 100 на глубине 1200 метров, где происходит их замыкание.

Глубина моря рассматриваемой области увеличивается с 250 до 1450 м в направлении котловины Дерюгина. Верхняя часть шельфа более пологая, чем глубоководная, изменение крутизны фиксируется на глубине 800-850 метров. Рельеф дна преимущественно спокойный. В основании склона и верхней его части, осадконакопление происходит под влиянием придонных течений, что выражается в холмистой форме придонного слоя осадков, в то время как центральный участок не имеет выраженных неровностей. Были выделены сейсмические фации двух типов:

1 – хорошо-стратифицированная фация – отражения непрерывные, высокоамплитудные, интенсивные, параллельные. На верхнем и нижнем склоне данная фация представлена осадочными волнами. Предполагается [3], что эта сейсмофация сформирована ледовым разносом и гемипелагическими осадками, переслаивающимися с эпизодически возникавшими турбидитными потоками.

2 – хаотическая фация – отражения короткие, прерывистые, нерегулярно распределены, местами наблюдаются субпараллельные отражения высокой интенсивности. Предполагается [3], что фация представлена осадочны-

ми массами, перемещёнными вниз по склону в результате оползневых процессов, инициированными землетрясениями и процессами разрушения газовых гидратов.

По данным непрерывного сейсмического профилирования, осадки в верхней части разреза хорошо-стратифицированы, характеризуются отражениями высокой интенсивности. В интервале глубин 600-1000 м зафиксированы множественные нарушения субвертикальной ориентации. Данные структуры рассматриваются как ослабленные зоны осадочного чехла, по которым природный газ из донных отложений выходит в водную толщу. Подтверждением тому являются газовые факелы, зафиксированные в непосредственной близости от некоторых газовых труб. В рельефе дна места разгрузки газа выражаются в виде воронкообразных углублений глубиной до 1-3 метров, шириной до первых десятков метров. Такие структуры именуются – «pockmark».

На всей площади исследования выделен высокоинтенсивный отражающий горизонт, залегающий на глубине порядка 200 мс от поверхности дна, представленный, вероятно, толщей осадочного происхождения с большей акустической жесткостью, чем вышележащий слой.

BSR прослеживается, преимущественно, в толще высокоинтенсивных отражений, однако, местами, обнаруживается вне данного слоя. Глубина его увеличивается от 150 до 220 мс от поверхности дна в направлении котловины Дерюгина. Кровля BSR неровная, амплитуда поднятия отдельных фрагментов достигает 40 мс. BSR прерывается в местах, где каналы потоков газа пересекают осадочный чехол, поднимаясь от нижележащих слоёв к поверхности. Известно, что BSR маркирует подошву газогидратной толщи, ниже которой залегают отложения, содержащие свободный газ.

В ходе экспедиции 2010 года был выявлен ещё один разлом, входящий в «разломную зону Лаврентьева». Нарушение имеет вид субвертикального обрыва, высотой около 75 метров. Учитывая форму, строение, некомпенсированность осадочным чехлом, можно предположить, что разлом имеет небольшой возраст. Структура верхней части осадочного чехла различна для северного и южного крыла. Южное (приподнятое) характеризуется хорошо-стратифицированной структурой осадков, в то время как северное (опущенное) имеет более хаотичную. Отсутствие упорядоченной структуры может быть объяснено двумя причинами: либо появлением отложений массопереноса или насыщение осадков газом. Вторая, более вероятная, т.к. постройки похожие на газовые диапиры обнаружены у подножья разлома. BSR проявляется как интенсивно отражающая граница, которая сечёт слоистую структуру осадков. Она чётко прослеживается в южном крыле на глубине 700 мс и резко смещается вдоль разлома на глубину 820 мс. В северном крыле разлома BSR не имеет чётко выраженной границы.

Вероятно, в результате тектонических движений в осадочном чехле

возникают ослабленные зоны, что в свою очередь приводит к нарушению газогидратного слоя являющегося запирающим для свободного газа, что влечёт за собой формирование новых каналов потока газа.

Литература:

1. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 83 с.

2. Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhirov A. Hydro-Carbon Hydrate Accumulations in the Okhotsk Sea (CHAOS Project Leg I and Leg II). Report of R/V Akademik M.A.Lavrentyev Cruise 31 and 32, VNIIOkeangeologia, St.Petersburg, 2005. 164 p.

3. Wong H.K., Lьdmann T., Baranov B.V., Karp B.Ya., Konerding P., Ion G. Bottom currentcontrolled sedimentation and mass wasting in the northwestern Sea of Okhotsk, Marine Geology, 2003. V. 201. P. 287-305.

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ТЕРРИГЕННОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА

М.А. Фомин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: FominMA@ipgg.nsc.ru

Енисей-Хатангский региональный прогиб представляет собой крупную, субширотно ориентированную депрессию, являющуюся восточным продолжением мезо-кайнозойских депрессий Западно-Сибирской геосинеклизы. Географически территория исследования протягивается от устья р. Енисей до междуречья Хатанги и Анабара.

Учитывая, что Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП) является продолжением Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) и имеет аналогичное ей геологическое строение, автором для составления карт тектонического районирования была использована классификация тектонических элементов, разработанная для этой геосинеклизы.

При тектоническом районировании осадочного чехла ЗСГ чаще всего использовались морфологические классификации – опирающиеся на геометрические характеристики (форма и размеры) выделяемых структурных элементов. Наиболее известными в этом направлении являются работы В.П. Казаринова, Н.Н. Ростовцева, В.Д. Наливкина, Ф.Г. Гурари, М.Я. Рудкевича, И.И. Нестерова, А.Э. Конторовича, В.С. Суркова и многих других.

В 50-60 годы в Советском Союзе существовало две школы тектонистов, использующие различные подходы к принципам разделения тектонических

элементов на структуры различного порядка – Ленинградская и Сибирская. По трём позициям специалисты обеих школ были единодушны – при тектоническом районировании необходимо учитывать знак, форму и замкнутость объектов. Кроме этого в рамках обоих подходов, в основном, выделялись структуры 4-х порядков: надпорядковые (крупнейшие), крупные, средние и мелкие.

Основное отличие в идеологии выделения тектонических элементов заключалось в том, что в основу « ленинградского» подхода (В.Д. Наливкин и др.) был положен принцип разделения структур на порядки, исходя из размеров объектов. Сибирская группа специалистов (Ф.Г. Гурари, М.Я. Рудкевич и др.) считала, что в основу тектонического районирования должен был положен «принцип соподчиненности» структур – тектонический элемент более низкого порядка может быть выделен в том случае, если в его состав входит структура более высокого порядка. В 2001 году в ИНГГ СО РАН была предложена новая классификация тектонических элементов молодых платформенных областей, которая значительно уточняет классификацию Д.В. Наливкина 1963 г. Уточнения основаны на статистическом анализе замкнутых структур всей Западно-Сибирской геосинеклизы. Унифицированы названия тектонических элементов. В рамках этой классификации «критерий соподчиненности» может быть сформулирован более корректно следующим образом: «структура N-го порядка может быть выделена в том случае, если она осложнена не менее чем двумя структурами N+1-го порядка, либо не менее, чем одной структурой N+1-го порядка и одной структурой N+2-го порядка» [2, стр. 50].

Эта классификация апробирована при построении серии тектонических карт Западно-Сибирской геосинеклизы [1, 2]; она же была использована тектоническом районировании Енисей-Хатангского регионального прогиба. Все тектонические элементы подразделяются на положительные, отрицательные и промежуточные. Структуры первых двух категорий делятся на замкнутые (оконтуренные единой изогипсой), полузамкнутые (с трех сторон ограничены на одном гипсометрическом уровне) и незамкнутые (выделены по разным изогипсам). Промежуточные тектонические элементы всегда незамкнуты. По морфологии все структуры разделены на изометричные (соотношение длина/ширина $< 3/1$) и линейные (длина/ширина $\geq 3/1$). Исходя из площади различают надпорядковые тектонические элементы (60000-200000 км^2), структуры 0 (20000-60000 км^2), I (6000-20000 км^2), II (2000-6000 км^2), III (200-2000 км^2) и IV ($S < 200$ км^2) порядков.

Необходимо сказать, что используемая в работе классификация не совсем отвечает особенностям строения осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба, поскольку при ее применении возникают некоторые спорные ситуации. В ходе построения карт тектонического районирования территории исследования учитывались и «принцип соподчиненности», и «принцип соразмерности», однако, это не всегда было возможно. На не-

которых участках, согласно «принципу соподчиненности», можно было выделить структуры до IV порядка включительно, которые бы осложняли тектонические элементы более низкого порядка, однако в этом случае они, по своим размерам (площадям), не соответствовали бы нужному рангу. В таких случаях применялся «принцип соразмерности».

В некоторых зонах Енисей-Хатангского регионального прогиба с сильно расчлененным рельефом внутри одной крупной структуры можно выделить замкнутые тектонические элементы V, а иногда даже и VI порядков, однако принятая классификация ограничена лишь IV порядком. Но, несмотря на некоторые недостатки, из всех существующих на сегодняшний день схем тектонического районирования она самая удобная и обоснованная применительно к территории исследования.

Одновременно с построением тектонических карт создавались списки структур к ним. Приоритет отдавался уже существующим названиям структур. Если вновь выделенный тектонический элемент хотя бы приблизительно соответствует существующему на более ранних схемах тектонического районирования (несмотря на другие форму и размеры, возможно и порядок). Если структура выделена впервые, то в этом случае наименование тектоническому элементу давалось исходя из географического принципа: названия рек, озер, населенных пунктов и др., вблизи которых они были оконтурены.

С использованием указанной классификации автором была создана серия карт тектонического районирования по четырем опорным стратиграфическим уровням мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Енисей-Хатангского регионального прогиба: по подошве терригенного триас-юрского комплекса и по его кровле, а также по кровлям неокомского и апт-альб-сеноманского комплексов. В результате исследования было установлено, что принципиальные черты строения территории исследования сохраняются на всех рассмотренных в работе срезах осадочного чехла. Наиболее прогнутой является центральная часть территории исследования, которая выделена в одноименный наклонный мегажелоб. В его пределах расположены Беловско-Агапский (на севере) и Боганидско-Жданихинский (на юге) наклонные желоба, которые разделены Балахнинско-Рассохинской наклонной грядой. Бортовые области Енисей-Хатангского регионального прогиба имеют моноклинальное строение. На западе территории исследования выделяется Танамская мегаседловна, которая отделяет депрессионные области Западно-Сибирской геосинеклизы от желобов, выделенных в пределах регионального прогиба.

Литература:

1. Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др. Тектоническое строение и история тектонического развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 11-12. С. 1832-1845.

2. Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. Критерии классификации платформенных структур // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 2004. № 1. С. 47-59.

ВЕРОЯТНОСТНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

В.А. Шабалин, Д.Ю. Малеев

Дальневосточный Государственный университет путей сообщения, г. Хабаровск, e-mail: vsha@festu.khv.ru

Наиболее часто применяющиеся вероятностные модели сейсмичности основаны на предположении, что землетрясения происходят во времени в соответствии с пуассоновским процессом и что все магнитуды M_i независимы и одинаково распределены. Из этого предположения следует: вероятность того, что в течение интервала времени (0, t) произойдёт N землетрясений с магнитудой, превышающей M, равна

$$P_N = [\exp(-\nu_M t)(-\nu_M t)^N]/N!, \quad (1)$$

где ν_M – среднее число превышений магнитуды M в данном объеме земной коры. Если в (1) принять N равным нулю, то распределение вероятностей максимальной магнитуды в течение интервала времени t равно

$$P_N = exp(-\nu_M t) \quad (2)$$

Определённое несовершенство этой модели становится очевидным в свете имеющейся статистической информации и анализа физического смысла процессов: принятие пуассоновской модели означает, что распределение периодов времени ожидания следующего землетрясения не изменяется от того, что мы знаем время, прошедшее с момента предыдущего землетрясения, в то время как физические модели, предполагающие постепенное накапливание энергии, а затем ее мгновенное высвобождение требуют создания более общей модели повторяющегося процесса, которая в отличие от пуассоновской модели предполагала бы, что ожидаемая продолжительность периода времени до следующего события убывает с течением времени [1].

Имеющиеся альтернативные модели в большинстве своём триггерного типа [2], т.е. общий процесс возникновения землетрясений рассматривается в них как наложение некоторого числа временных рядов, выходящих из разных точек, причём их начальные моменты (время в очаге) являются событиями пуассоновского процесса.

Тем не менее, благодаря простоте, модель пуассоновского процесса является ценным инструментом для формулирования ряда решений, относящихся к области сейсмического риска, особенно таких, которые чувствительны только к магнитудам с очень большим периодом повторяемости.

Расчёты сейсмической опасности включают комбинацию неопределённостей, связанных с силой землетрясения, расстоянием, повторяемостью и результирующими движениями грунта. Результаты расчётов представ-

ляются в виде совокупности кривых сейсмической опасности. При этом вероятность того, что ускорение A в рассматриваемой точке превысит некоторое значение a, можно вычислить с использованием теоремы полной вероятности:

$$P[A > a] = \int_m \int_r P[A > a|m,r] f_M(m) f_R(r) dm dr \qquad (3)$$

где $P[A > a|m,r]$ даётся выражением затухания, $f_M[m]$ и $f_R[r]$ – плотности вероятности магнитуды и гипоцентрального расстояния. Для вычисления $f_M[m]$ используется усечённое экспоненциальное распределение (2). Функция расстояния $f_R[r]$ определяется геометрией разломов или площадных зон ВОЗ, вносящих вклад в оценку сейсмической опасности. В формуле (3) участвуют два источника неопределённости – магнитуда M и расстояние R. При детерминированном сейсмическим состоянии, то есть если определяется ускорение, которое может иметь место на объекте за конкретный период времени t = T (например за 1000 лет), то кумулятивное распределение вероятностей, связанных с сейсмическим состоянием объекта, который за время T испытает ускорение A, будет равно:

$$F(t|m,r) = \begin{cases} a_0 & \text{при } m = M_{min}, r = R_{max} \\ \int_m \int_r P[A > a|m,r] f_M(m) f_R(r) dm dr & \text{при } M_{min} < m \le M_{max}, R_{min} < r \le R_{max} \\ a_{max} & \text{при } m = M_{max}, r = R_{min} \end{cases} \qquad (4)$$

где M_{min} – минимальная магнитуда, вносящая вклад в оценку сейсмической опасности при заданном сейсмическом состоянии; M_{max} – максимально возможная магнитуда в рассматриваемой зоне ВОЗ, определяемая исходя из анализа сейсмотектонических условий; R_{min} и R_{max} – соответственно минимальное и максимальное расстояния от рассматриваемой зоны ВОЗ. В формуле (4) магнитуды M и расстояния R в совокупности суть независимые случайные переменные.

Ускорения, которые будут иметь место на объекте за данный интервал времени, могут быть вычислены аналитически или по графику распределения вероятностей.

Литература:

1. Esteva L. 1974. Geology and probability in the assessment of seismic risk.

2. Vere-Jones D. 1970. Stochastic models for earthquake occurrence. J. R. Stat. Soc. Ser. B, 32. P. 1-62.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ФАКТОР И МЕЖЛЕДНИКОВОЕ И СОВРЕМЕННОЕ ОЗЕРНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ОКСКО-ДОНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

С.Л. Шевырёв[1], Г.А. Анциферова[2]

[1]Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток,
e-mail: shevirev@mail.ru
[2] Факультет географии, геоэкологии и туризма,
Воронежский госуниверситет, г. Воронеж,
e-mail: g_antsiferova@mail.ru

На территории Окско-Донской низменности изучены разрезы неоплейстоценовых отложений, исследование которых позволяет восстанавливать новейшую геологическую историю и эволюцию ландшафтов региона. Анализ неотектонических структур долин р. Цны и ее верхних притоков, р. Польной Воронеж, а также рисунок современной гидрографической сети данной территории позволяет найти объяснение некоторым особенностям эволюции Тамбовского и Польнолапинского озер в течение мучкапского межледниковья. Для мониторинга современных неотектонических движений, который позволяет объяснить динамику процессов геологического прошлого, приведших к формированию рельефа, нами использованы космофотоснимки ГЦ «Природа» (информация 1970-х, 1980-х) и Landsat (информация 2000-х гг.). По ним построены схемы параметров, характеризующих сеть макротрещин (плотности, фрактальной размерности Минковского, а также схемы их разностей по годам). Детальные построения в пределах долины р. Польной Воронеж выявили наличие на исследованном участке зоны проявления активизации геотектонических положительных движений.

Эволюция древних озер восстанавливается на основе анализа развития сообществ диатомовых водорослей – источников биогенного кремненакопления в пресных водоемах крупных котловин, имеющих экзарационно-аккумулятивное происхождение. Гляциально-аккумулятивный моренный рельеф, значимый объем ледникового и водно-ледникового материала, имеющего высокую степень переработки вследствие экзарационной деятельности ледников и процессов физико-химического выветривания, определяли объем сносимого терригенного материала, мощности озерных осадков. В умеренно-гумидном климате межледниковий при достаточном количестве атмосферных осадков основными факторами формирования диатомовых комплексов являлись: наличие биогенов, поступающих с водосборов с диффузным стоком и химический состав грунтовых вод, обогащенных биогенными веществами (кремнеземом, фосфором, азотом, железом и микроэлементами). Их содержание определяло биологическую продуктивность водоемов, в том числе и развитие диатомей. Ведущим абиотическим фактором является морфометрия водоемов, в первую очередь, их глубина. По мере заполнения озерной котловины осадками, она изменялась, менялись

гидрологический и гидрохимический режимы, трофность. Подобное развитие озерного водоема в течение межледниковья представляло последовательный цикл. Мощности лимнических толщ, изученных, в разрезах Тамбов и Польное Лапино составляют от 20 до 30 м [1]. Эти разрезы являются опорными для Польнолапинского страторайона на территории Окско-Донской равнины. Тамбовское озеро существовало в условиях донского позднеледниковья – мучкапского межледниковья в долине р. Цны и ее притоков, таких как р. Челновая, Нару-Тамбов и др. Древнее Польнолапинское озеро существовало в пределах современной долины р. Польной Воронеж [6].

В условиях донского позднеледниковья – начале мучкапского межледниковья происходило терригенное осадконакопление (песчано-глинистые отложения). Собственно межледниковые отложения представлены карбонатными и кремнистыми литологическими разностями. Их накопление происходило одновременно, включая время климатического оптимума, что до определенного момента устанавливается совершенно четко по данным палинологического и диатомового анализов [5].

Современное озерное осадконакопление в регионе связано, главным образом, с пойменными мелководными старичными водоемами. Большой интерес вызывают проточно-русловые озеровидные расширения русла, детально изученные в среднем течении р. Вороны, в пределах природного заповедника «Воронинский», отличающиеся благоприятными условиями для осадконакопления озерного типа. Подтверждением являются сапропелевые осадки мощностью от 1,5 до 3 м, описанные сотрудником Тамбовского госуниверситета Н.И. Дудником [2].

Происхождение озеровидных расширений русел связано с особенностями геологического и неотектонического строения данной территории. В основании геологических разрезов крутого правобережья долины реки залегают пески, трепелы и опоки мелового возраста, пески неогена, вскрываются мощные, до 30 м, толщи ранненеоплейстоценовых донских ледниковых и водно-ледниковых глин, суглинков, песков, супесей, с валунами и галькой кристаллических пород. Они перекрыты средне- и верхненеоплейстоценовыми лессовидными супесями, суглинками и алевритами. Вдоль левобережья прослеживаются песчаные толщи надпойменных террас. Исследованиями Г.И. Раскатова, А.И. Трегуба на северо-востоке Воронежской антеклизы в пределах рассматриваемой территории выявлены локальные неотектонические структуры, определены направленность и амплитуды неоген-четвертичных движений [3, 4].

На основе космофотоснимков нами проведен ретроспективный анализ динамики эрозионной сети долины р. Ворона протяженностью от г. Кирсанов и до Уварово (площадь 5432,8 км^2). В результате были выявлены локальные поднятия и прослежено их влияние на развитие проточно-русловых озер Рамза и Кипец. Исходными данными мониторинга явился массив лине-

вентов ручного дешифрирования, отражающий спрямленные участки русла гидросети притоков Вороны, а также оврагов и балок. По разным временным интервалам построены схемы плотности макротрещин, фрактальной размерности Минковского, а также схемы их разностей. Проведенные построения устанавливают центробежный характер и оконтуривание сетью притоков р. Ворона предполагаемых неотектонических поднятий на двух участках. Установленные локальные поднятия в долине, активные на современном этапе, обеспечили динамику локального базиса эрозии, активизацию эрозионно-денудационных процессов, подтопление бортов долины и формирование проточно-русловых озер. Моренные отложения выступают в качестве подстилающего субстрата при смещении масс грунтов вниз по склону, что приводит к оврагообразованию, формированию оползневых склонов. Отложения конусов выноса оврагов, наносы в устьевых частях боковых притоков или перегораживание русла реки оползневыми массами, приводит к их подпруживанию и образованию озеровидных расширений. В геологических разрезах региона также выявляются древнеозерные отложения проточно-русловых озер.

Литература:

1. Анциферова Г.А. Эволюция диатомовой флоры и межледникового осадконакопления центра Восточно-Европейской равнины // Труды Воронежского государственного университета. Воронеж, 2001. Вып. 2. 198 с.

2. Дудник Н.И. На стыке четырех областей / Н.И. Дудник // По родным просторам. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1992. С. 105-112.

3. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы // Воронеж: Изд-во ВГУ, 1969. 164 с.

4. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 9. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. 220 с.

5. Холмовой Г.В., Анциферова Г.А., Глушков Б.В. Об условиях карбонатного и кремнистого осадконакопления в озерах мучкапского межледниковья // Вестник Воронежского университета. Геология. Воронеж, 2003. № 1. С. 13-21.

6. Шик С.М., Маудина М.И. Рославльские межледниковые озерные отложения Окско-Донской равнины // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. Воронеж, 1979. С. 42-58.

Секция 2
Палеонтология и стратиграфия
мезозойских и кайнозойских отложений Дальнего Востока России
Руководитель: д.г.-м.н. В.С. Пушкарь (ДВГИ ДВО РАН)

ИЗМЕНЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ В ОХОТСКОМ МОРЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 130 ТЫСЯЧ ЛЕТ

А.А. Босин, С.А. Горбаренко, С.П. Захарков

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: bosin@poi.dvo.ru

Хотя изменения климата в прошлом изучаются не первый десяток лет, на сегодняшний день палеоокеанология дальневосточных морей изучена недостаточно полно для понимания всех механизмов возникновения и развития глобальных и региональных природных процессов. Немаловажным остается вопрос о том, как именно изменения климата влияют на продуктивность морских бассейнов. Актуальность детального изучения изменений первичной продукции в прошлом заключается в возможности прогнозирования подобных колебаний в будущем. Первым звеном в пищевой цепи дальневосточных морей стоит фитопланктон, от обилия которого зависит вся биопродуктивность водоема. Для оценки первичной продукции водоёма необходимо определить содержание хлорофилла-а. В прошлом проследить изменения продуктивности возможно по отложенным в донных осадках продуктам распада хлорофилла-а. В процессе захоронения хлорофилл-а разрушается, но продукты его распада сохраняются в осадках на протяжении нескольких сотен тысяч лет [6]. Хлорин является собирательным названием продуктов разложения хлорофилла-а в осадках и состоит в основном из фитинов и форбидов. Несмотря на механизмы перемешивания в осадках, скорость накопления хлорина отражает изменения общей продуктивности, хотя мы не знаем, является ли связь линейной. Таким образом, можно использовать содержание хлорина в морских осадках как индикатор первичной продукции в прошлом [1, 3, 5]. Для понимания причин и следствий региональных и глобальных изменений климата и среды в прошлом необходимо получение непрерывных записей осцилляций климата с высоким временным разрешением. Высокая чувствительность среды дальневосточных морей к глобальным и региональным изменениям климата в совокупности с высокой скоростью седиментации делают данный регион удобным для детальных исследований палеосреды.

Целью данной работы является реконструкция изменений первичной продукции в Охотском море за последние 130 тысяч лет. Для достижения поставленной цели было детально изучено содержание хлорина в 8 колонках морских донных осадков [1, 2, 3, 4]. На основе комплексных исследований изученных кернов были выделены МИС (морские изотопные стадии)

и разработаны возрастные шкалы (рис. 1). Проведено сравнение распределения содержания хлорина в донных отложениях из разных районов Охотского моря, соответствующих рассматриваемому периоду.

Были обнаружены общие закономерности распределения содержания хлорина в охотоморских осадках, несмотря на небольшие региональные различия. В результате получена общая кривая распределения содержания хлорина в осадках изученного региона (рис. 2).

Работа выполнена при поддержке грантов МК-3466.2012.5 и 12-III-B-07-115

Литература:

1. Босин А.А., Захарков С.П., Горбаренко С.А. Отражение современного распределения первичной продукции в донных осадках Охотского моря // Океанология, 2010. Т. 50. № 2. С. 194-202.

2. Горбаренко С.А., Харада Н., Малахов М.И., Босин А.А., Гольдберг Е.Л. Тысячелетние осцилляции климата и среды Охотского моря за последние 190 тысяч лет в связи с глобальными изменениями // Доклады академии наук, 2008. Т. 423. № 3. С. 1-4.

3. Захарков С.П., Босин А.А., Горбаренко С.А. Содержание хлорина в морских осадках как индикатор палеопродуктивности // Вестн. ДВО РАН, 2007. № 1. С. 52-58.

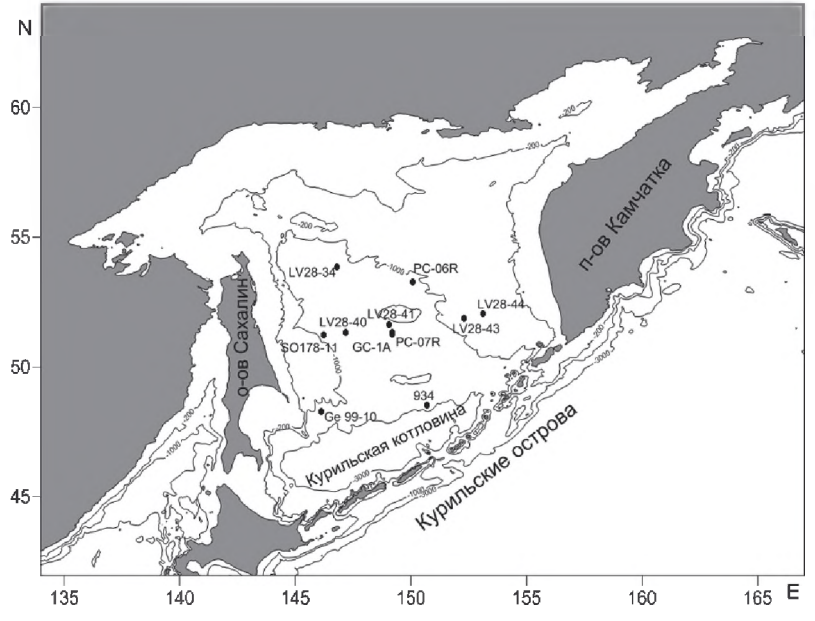


Рис. 1. *Карта расположения станций в Охотском море.*

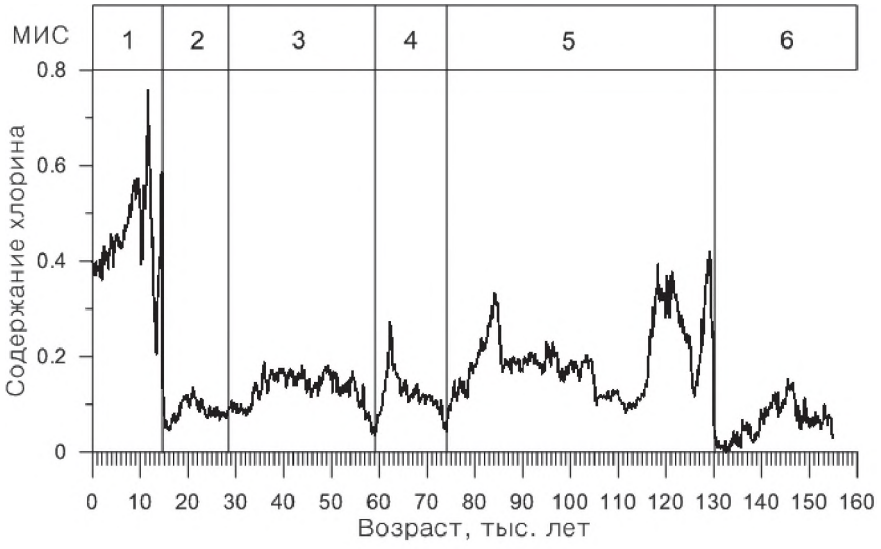


Рис. 2. *Средняя кривая изменения содержания хлорина в охотоморских осадках.*

4. 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. V. 63. P. 609-623.

5. Harris P.G., Zhao M., Rosell-Mele A., Tiedemann R., Sarnthein M., Maxwell J.R. Chlorin accumulation rate as a proxy for Quaternary marine primary productivity // Nature, 1996. V. 383. P. 63-65.

6. Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // Paleoceanography, 2004. V. 19.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ ЕРКОВЕЦКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.А. Киселёва, В.И. Рождествина

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и природопользования
Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Благовещенск,
e-mail: Kiselevahimik@mail.ru

В настоящей работе представлены данные по изучению разнообразия органических микрокомпонентов углей по отдельному вертикальному профилю северного борта участка Южный действующего углеразреза Ерковецкого буроугольного месторождения. Отбор бороздовых проб проводился

от почвы пласта к его кровли с шагом 0,5 м. Мощность угольного пласта в зоне отбора проб 3,06 м (табл.), надугольных отложений – около 40 м. Уголь бурый комковатый до рыхлого, встречаются прослои блестящего. Пласт содержит два прослоя туфов светло-коричневого цвета с неровными контактами с вмещающими углями с неравномерной мощностью 0,01-0,03 м и волнистым залеганием прослоев.

Таблица.

Характеристика профиля Ер3 участка Южный Ерковецкого буроугольного месторождения (абсолютная отметка кровли угольного пласта 150,2 м).

№ пробы	от	до	мощность	Характеристика пород	Преобладающий тип углей
	м				
Ер3-8	0	0,5	0,5	уголь бурый	фюзинито-гелит
Ер3-7	0,5	0,53	0,01-0,03	глины	
Ер3-6	0,53	1,03	0,5	уголь бурый	фюзинито-гелитит
Ер3-5	1,03	1,06	0,01-0,03	глины	
Ер3-4	1,06	3,06	0,5	уголь бурый	фюзинито-гелитит
Ер3-3			0,5	уголь бурый	фюзинито-гелит
Ер3-2			0,5	уголь бурый	фюзинито-гелит, гелит
Ер3-1			0,5	уголь бурый	гелит, фюзинито-гелит

Реконструкция условий угленакопления возможна на основе анализа угольных фитоценозов, определения молекул – биомаркеров (хемофоссилии) присутствующих в растворимой части углей. Биомаркеры образуются в органическом веществе (ОВ) и позволяют установить происхождение, степень преобразования и возраст углей [1]. Определение углеводородных биомаркеров проводилось методом газовой хроматографии.

На основе газохроматографического анализа н-алканов и изопреноидных соединений (пристана (П) и фитана (Ф) [1]) выделены слои различного происхождения. Нижний слой Ер3-1 характеризуется низким значением П/Ф $\approx$ 0,64, что свидетельствует о повышенном вкладе в углеобразование водорослей. Далее в ряду: Ер3-1 $\rightarrow$ Ер3-2 $\rightarrow$ Ер3-4 $\rightarrow$ Ер3-6 значение показателя П/Ф постепенно увеличивается (рис.), следовательно вклад высших растений, предположительно древесной растительности, повышается. Соотношение П/Ф в слое Ер3-6 имеет самое высокое значение $\approx$ 1,37. В верхнем слое Ер 3-8 наблюдается понижение значения П/Ф до $\approx$ 1,12 , вероятно, это связано с увеличением вклада травянистой растительности.

Распределение н-алканов во всех образцах указывает на континентальный генезис ОВ, и максимум приходится на $C_{25}H_{52}$ (пентакозан) [1]. При этом концентрация $C_{25}H_{52}$ возрастает в ряду: Ер3-1 $\rightarrow$ Ер3-2 $\rightarrow$ Ер3-4 $\rightarrow$ Ер3-6, что свидетельствует об увеличении вклада высших растений от нижнего

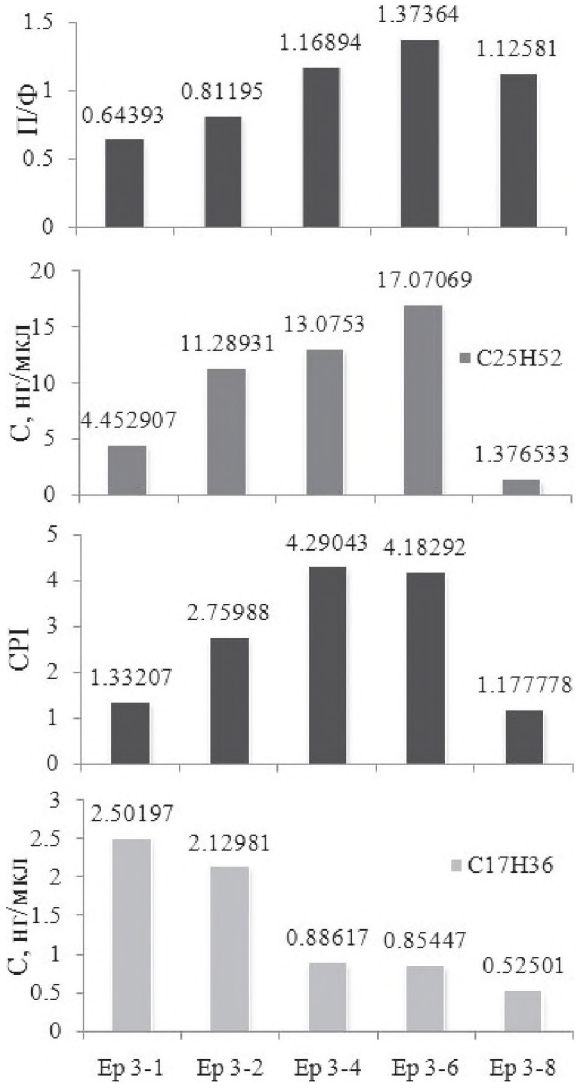


Рис. *Значения показателей П/Ф, $C_{25}H_{52}$, CPI и $C_{17}H_{36}$ в разных слоях углеразреза.*

слоя Ер3-1 к слою Ер3-6 (рис.). В этом же ряду увеличиваются концентрации и других высокомолекулярных н-алканов с числом углеродных атомов 27, 29, 31, 33, источником образования которых являются высшие растения. Определение вклада растительности в ОВ осадочных пород и степени преобразования гумусового ОВ выражается величиной CPI, введенной Э. Бреем и Э. Эвансом в 1961 г. [1]. Определенные значения CPI свидетельствуют об увеличение вклада высших растений в углеобразование от слоя Ер3-1 к слою Ер3-4, причем эта зависимость возрастает линейно (рис.). Слой

Ер3-4 и Ер3-6 характеризуется приблизительно одинаковым значением CPI, а, следовательно, схожими условиями образования.

Концентрация $C_{17}H_{36}$ (гептадекана), основным биологическим источником, которого являются цианобактерии и водоросли [1], заметно выше в слое Ер3-1 и понижается в ряду: Ер3-1 → Ер3-2 → Ер3-4 → Ер3-6 → Ер3-8 (рис.). Следует отметить, что слой Ер3-4 и Ер3-6 характеризуется приблизительно одинаковым количеством $C_{17}H_{36}$, что подтверждает схожие условия углеобразования.

Реконструкция условий угленакопления проведена также на основе данных оптической и электронной микроскопии. Установлено изменение микрокомпонентов угля от почвы к кровле пласта. У почвы пласта (слой Ер3-1) преобладают микрокомпоненты, характеризующие остатки травянистых растений застойных торфяных болот (осок, хвощей и др.), водорослей. Вверх по профилю (слои Ер3-2 – Ер3-6) наблюдается постепенное увеличение доли древесных растений. И на уровне 1-1,5 м от подошвы пласта (слой Ер3-6) преобладающими становятся структуры с ясными следами древесного строения. Отмечаются хорошо сохранившиеся элементы, составляющие древесину хвойных: трахеиды, сердцевидные лучи, построенные из паренхимных и трахеидных клеток, смоляные ходы. На уровне 2,0 м пласт пересекает тонкий слой глинистого ультрадисперсного материала. Микростроение углей, залегающих над глинистым слоем и под ним, идентичное. Через 0,5 м повторно фиксируется глинистый прослой, после которого микроструктурные компоненты угля изменяются и вновь преобладающими становятся фрагменты травянистых растений, более часто отмечается появление спор, оболочек микроспор и пыльцы. Также наблюдается и изменения морфоструктурных характеристик фитолитов, заполняющих структурные пустоты углефицированных растений.

Таким образом, проведенный комплекс исследований свидетельствует о континентальном генезисе углей Ерковецкого месторождения, формирование которого проходило в существенно изменяющихся условиях. Показатели, указывающие на вклад в углеобразование водорослевого компонента, в образцах Ер3-1 и Ер3-2 свидетельствует об озерно-болотном угленакоплении на начальных этапах. Угли нижних слоев явно автохтонные, образованные в условиях застойных торфяных болот с эффектом постепенного осушения и увеличения доли высших растений. Слои Ер3-4 и Ер3-6, по многим показателям (C17, CPI), характеризуются схожими условиями углеобразования с существенным вкладом наземной растительности. Угли средней части, по всей видимости, являются аллохтонными, их генезис связан с размывами болот при периодическом поднятии уровня вод (паводки, наводнения), с которыми связан транспорт и накопление древесных растений. Свидетельством поступления, и последующего захоронения древесных растений в условиях обводненности служит и присутствие двух тонких глинистых прослоев,

которые могли образоваться в послепаводковый застойный период. Слой Ер3-8 существенно отличается от остальных слоев, он является смешанным, его формирование проходило в условиях прогрессивного осушения торфяного болота, и он является автохтонным.

Литература:

1. Шляхов а.Ф. Газовая хроматография в органической геохимии. М.: Недра, 1984. 221 с.

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ НОВОКАЧАЛИНСКОЙ СВИТЫ ПРИМОРЬЯ

О.Ю. Лихачёва

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: olesyalikh@gmail.com

Комплекс пород, вмещающих ханкайскую флору (слои с Fagus chankaica), был предложен Павлюткиным Б.И. [1] выделить в качестве нового стратона – новокачалинской свиты. Название свиты происходит от населенного пункта с. Новокачалинск. Основание для выделения свиты послужили многолетние геологические исследования серии обнажений, проведенные Б.И. Павлюткиным в Ханкайской депрессии. Установлено, что слои очень полого (около 2° С) наклонены к югу, юго-востоку, в связи с этим суммарная мощность толщи третичных пород, обнажающихся в береговых уступах составляет более 200 м. При такой мощности толща, содержащая ханкайскую флору, должна иметь более высокий ранговый порядок, чем слои с… Стратотипом новокачалинской свиты было предложено считать разрез к югу от устья Пади Вторая Речка (45°10′ с.ш., 132°00′ в.д.), где на участке протяженностью около 6 км, отмечается серия обнажений [1].

Что касается возраста свиты, то долгое время существовали дискуссии среди исследователей. Так, Е.П. Денисов, Т.Н. Байковская, изучавшие флоры пород западного побережья оз. Ханка, отмечали на их сходство позднемиоценовой усть-суйфунской и плиоценовой суйфунской флорами. Но при детальном изучении биоты новокачалинской свиты были сделаны выводы о вероятности формирования пород в условиях умеренно теплого влажного климата начала среднего миоцена. Таким образом, возраст свиты был определен как самый поздний ранний миоцен – средний миоцен [1].

Фактическим материалом при проведении диатомового анализа послужили образцы из тонкообломочных озерных отложений, отобранные в ходе полевых работ в разные года Павлюткиным Б.И., Пушкарем В.С., Лихачевой О.Ю. Данные образцы содержат богатую диатомовую флору хорошей сохранности. Наличие колониальных цепочек, состоящих из створок видов рода *Aulacoseira*, обычно распадающихся при значительной транспортировке или переотложении осадка, свидетельствует о формировании флоры in situ. Анализ состава флоры, ее видового разнообразия и доминирования

в ней определенных видов, позволяет выделить в новокачалинской свите два комплекса диатомей.

Нижний комплекс приурочен к нижней части стратотипа свиты (самая верхняя часть нижнего миоцена – нижняя часть среднего миоцена). Он характеризуется относительно высоким родовым (42 рода) и видовым разнообразием (98 видов) при низкой степени их доминирования. В основном это планктонные виды *Aulacoseira praegranulata* (Jousé) Moiss. var. *praegranulata* + + *praeangustissima* (Jousé) Moiss. + *praegranulata* var. *praeislandica* (Jousé) Moiss., *A. distans* (Ehr.) Simonsen, *A. italica* (Kuetz.) Simonsen f. *Italica*, *Actinella brasiliensis* Grun. и *Melosira undulata* (Ehr.) Kuetz. (16,7%) с широкой морфологической изменчивостью последней. Немаловажное значение в облике комплекса имеют также *Miosira areolata* Khurs., *M. jouseana* (Moiss.) Krammer, Lange-Bertalot et Schiller, *Ellerbeckia kochii* (Pant.) Moiss., *E. arenaria* (Moore ex Ralfs) Crawford var. *teres* (Brun) Crawford и первое появление *Actinocyclus gorbunovii* Bradbury et Krebs + *A. gorbunovii* var. *fossa* Bradbury et Krebs, *A. krasskei* (Krasske) Bradbury et Krebs. Нижняя граница комплекса связана с исчезновением *A. lobatus* (Rub.) Rub. et Khurs. Важным стратиграфическим признаком данной части разреза служит *Miosira jouseana* (Moiss.) Krammer, Lange-Bertalot et Schiller (3,2%). До 13% флоры принадлежит представителям родов *Tetracyclus, Eunotia, Achnanthes, Navicula, Pinnularia, Cymbella* – бентическим и реофильным видам. В целом же, экологическая структура комплекса свидетельствует о его формирования в достаточно прогреваемом (тепловодных видов до 42%) озерном водоеме при влиянии речного стока и соответствует главному климатическому оптимум на границе раннего и среднего миоцена – Monterey carbon excursion [4].

Низкое доминирование и высокое видовое разнообразие – признак быстропериодической изменчивости условий окружающей среды с тенденцией к выраженному потеплению. Это и обеспечило высокую палеопродуктивность диатомей ($21{,}11 \cdot 10^7$ створок $см^{-2} \cdot куг^{-1}$), что привело к формированию мощных диатомитовых толщ. В тектогенезе окраины континента в начале среднего миоцена завершается спрединг Японского и Южно-Китайского морей. По-видимому, процесс формирования окраинных морей был единым [4]. Начинается усиление контраста между летним и зимним муссонами, обеспечившего влияние на региональный климат. Однако зимний муссон, остающийся все же ослабленным при интенсивном летнем муссоне, не стал экологическим барьером для развития субтропических диатомей [1]. Для комплекса получена серия датировок в интервале 18,1-14,9 млн. лет [1].

Верхний комплекс, приуроченный к верхней части голостратотипа новокачалинской свиты (верхняя часть среднего миоцена), содержит 68 видов, принадлежащих к 34 родам, и характеризуется сменой прибрежной структуры на пелагическую – роль планктонных видов возрастает, в основном за счет *Aulacoseira praegranulata* (Jousé) Moiss. (до 58, 5%, но при полном отсутствии форм *curvata*). Заметное участие в комплексе принадлежит *Me-*

losira undulata (Ehr.) Kuetz. (13%). Здесь же происходит увеличение частоты *Miosira areolata* Khurs. Отмечается более низкое видовое разнообразие, нечеткая морфологическая изменчивость полиморфных видов родов *Aulacoseira, Melosira* и *Tetracyclus*, а также выраженное доминирование *Aulacoseira praegranulata* – 58,5%), что свидетельствует о более постоянных условиях среды обитания диатомей. Значительная доля планктонных видов (до 78,7 %) свидетельствует об увеличении площади озера и его глубины. Группа бентоса представлена *Tetracyclus lacustris* Ralfs, *T. ellipticus* var. *lancea* f. *lata* Ehr, *Tabellaria fragilariodes* Lupik. (в сумме до 14%). В эволюционном плане отмечается развитие видов родов *Cyclotella* и *Stephanodiscus*, что является характерной особенностью соответствующего этапа в развитии диатомовой флоры. Учитывая тот факт, что первые представители рода *Cyclotella* появляются в конце среднего миоцена [2, 3], то нижний комплекс диатомей следует датировать поздним средним миоценом. Кроме этого, в данном комплексе происходит эволюционное замещение *Miosira jouseana* (Moiss.) Krammer, Lange-Bertalot et Schiller на *M. areolata* Khurs. Отмечается и практически полное, за редким исключением, отсутствие родов *Actinocyclus* и *Mesodictyon* при доминировании видов рода *Aulacoseira*.

Для комплекса характерен и высокий полиморфизм видов родов *Melosira, Aulacoseira* и *Tetracyclus*. Палеопродуктивность заметно падает и составляет 14,98 $\cdot 10^7$ створок $\cdot$ см $^{-2} \cdot$ куг $^{-1}$, что отражает тенденцию к похолоданию климата при отсутствии резких колебаний. Для этого времени, по-видимому, характерно усиление контраста между летним и зимним муссонами за счет активизации летнего. Это подтверждается и находками листовой флоры [1]. Отчетливое проявление сибирского антициклона было синергетически связано с глобальным похолоданием и соответствующей экспансией ледниковой шапки Южного полюса [4]. На территории Приморья продолжает существовать обширная сеть озерных водоемов с накоплением толщ диатомитов. Возраст комплекса 14,9-11,8 млн. лет.

Литература:

1. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2010. 164 с.

2. Iijuma A., Tada R. Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan Sea // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Tokyo. Ser. 2. 1990. V. 22. N 2. P. 121.

3. Khursevich G. Evolution of the extinct genera belonged to the family Stephanodiscaceae (Bacillariophyta0 during the last eight million years in Lake Baikal // Advances in phycological studies. Sofia-Moscow: PENSOFT publishers & University Publishing House, 2006. P. 73-89.

4. Wang Pinxian, Zhao Quanhong, Jian Zhimin, Cheng Xinrong, Huang Wei, Tian Jun, Wang Jiliang, Li Qianyu, Li Baohua, Su Xin. Thirty million year deep-sea records in the South China Sea // Chinese Sci. Bull. 2003. V. 48. N 23. P. 2524-2535.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

М.С. Обрезкова

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва, г. Владивосток, e-mail: obrezkova@poi.dvo.ru

Восточно-Сибирское море (ВСМ) – одна из наименее исследованных арктических акваторий по причине своего высокоширотного географического положения, сурового ледового режима, удаленности от объектов береговой инфраструктуры. ВСМ является единственной акваторией в Северном Ледовитом океане, почти целиком находящейся в пределах шельфа. Примерно 72% площади моря мелководнее 50 м, а около 50% не глубже 30 м. Континентальная область питания в 2 раза меньше водосбора р. Лены, несмотря на то, что включает бассейны двух крупнейших восточно-сибирских рек Индигирки и Колымы [2, 6]. Акватория моря находится во взаимодействии со всеми прилегающими восточно-арктическими морями. Западная часть подвержена влиянию водных масс атлантического происхождения и моря Лаптевых, в восточную проникают трансформированные тихоокеанские воды [3]. Большую часть года море блокировано льдами, за исключением приконтинентального мелководья, которое освобождается от него на короткое время в конце лета [5].

Диатомовые водоросли являются одним из основных продуцентов органического вещества в арктических морях, а их распределение в толще донных осадков морей отражает особенности гидробиологических и седиментационных условий, что дает возможность широко использовать данную группу для палеоокеанологических реконструкций.

Целью данной работы является изучение таксономического состава и количественного распределения диатомей в донных осадках Восточно-Сибирского моря, а также их связь с современными гидрологическими параметрами, что необходимо для достоверной интерпретации палеоусловий.

Материалом для данной работы послужили 24 образца поверхностных осадков, отобранных в ВСМ в 2004 и 2009 гг. в ходе рейсов НИС «Иван Киреев» и «Профессор Хромов» дночерпателеми Van Veen и «Океан». Обработка образцов проводилась согласно стандартной методике [1].

Содержание диатомей в 1 г. воздушно-сухого осадка варьирует в широких пределах, с тенденцией к увеличению с запада на восток. В западной части моря диатомеи встречаются единично, на станциях вблизи о. Новая Земля не отмечены, на остальных станциях содержание колеблется от сотен до тысяч створок с максимумом 98000 на станции 60(04). К востоку картина меняется, содержание диатомей резко возрастает и составляет от 1 до 3 млн. створок на 1 г. осадка. Минимальные содержания диатомей в запад-

ной части моря связаны с поступлением большого количества терригенного материала, вызванного активной термоабразией берегов материка и островов Новосибирского архипелага, сложенных многолетнемерзлыми породами с большим содержанием грунтовых вод, и обилием выносов речных наносов, поставляемых Индигиркой, Алазеей, Колымой [4].

В связи с малым количеством диатомей в западной части ВСМ, где створки были отмечены единично, не был произведен пересчет определенных видов в проценты от общей численности. Из 12 проб донных осадков, отобранных к северу от Индигирки и Колымы, в двух (112(04) и 113(04)) диатомеи отмечены не были. В оставшихся образцах из западной части моря повсеместно отмечено присутствие солоноватоводного вида *Thalassiosira hyperborea* (Grunow) Hasle, на станциях к северу от Индигирки во всех пробах установлены планктонные неритические холодноводные виды *T. antarctica* и *T. gravida*. Самый «пестрый» видовой состав в западной части моря отмечен на станциях 47(04), 60(04), 68(04). И если на первых двух установлены разнообразные морские виды (представители рода *Chaetoceros*, морские океанические виды *Actinocyclus curvatulus* Janisch и *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, тихопелагический вид *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve), то на станции 68(04), расположенной непосредственно у устья Колымы встречаются и пресноводные диатомеи: *Cymbella cistula* (Ehrenberg) Kirchner, *C. gracilis* (Ehrenberg) Kűtzing, *Didymosphenia geminata* (Lyngbye) Schmidt, *Eunotia praerupta* var. *praerupta* (Ehrenberg) Ehrenberg и др.

В восточной части моря повсеместно преобладают планктонные неритические виды. Доминируют холодноводные виды *T. antarctica* и *T. gravida* (30-60%), субдоминируют представители рода *Chaetoceros* (9-28%), тихопелагический вид *Paralia sulcata* (до 16%), солоноватоводный *Thalassiosira hyperborea* (до 9%) и холодноводный неритический вид *Bacterosira bathyomphala* (Cleve) Syvertsen et Hasle.

Таким образом, изучение диатомей в поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря показало, что западная и восточная части моря различаются по количественному содержанию и таксономическому составу диатомовых водорослей, что может быть связано с поступлением терригенного материала от термоабразии берегов, влиянием речного стока Индигирки и Колымы, а также с поступлением в Восточно-Сибирское море тихоокеанских вод.

Автор благодарна О.В. Дудареву и А.С. Астахову за предоставление образцов, Л.В. Осиповой за техническую обработку образцов и приготовление препаратов.

Работа проведена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты №12-III-B-07-130, 12-III-A-07-136), 12-05-91167 ГФЕН_а и ФЦП «Мировой океан».

Литература:

1. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л.: Наука, 1974. Т. I. 403 с.

2. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.

3. Лучин В.А., Семилетов И.П. Межгодовая изменчивость температуры воды Чукотского моря // ДАН, 2005. Т. 405. № 6. С. 815-818.

4. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.

5. Суховей В.Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 287 с.

6. Чаркин А.Н. Особенности современного осадконакопления в Восточно-Сибирском море: Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. Наук. Владивосток, 2012. 26 с.

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ФОСИЛИЗИРОВАННЫХ ОСТАТКОВ ДИНОЗАВРОВОЙ ФАУНЫ ПРИАМУРЬЯ

В.И. Рождествина, Я.Н. Ревенок

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Благовещенск, e-mail: science@ascnet.ru, kommuna025@mail.ru

Цель работы – исследование микроэлементного состава фоссилизированных остатков динозавровой фауны Приамурья как основы для реконструкции условий фоссилизации. Образцы для исследований представлены палеонтологической лабораторией ИГиП ДВО РАН (заведующий лабораторией к.г.-м.н. Болотский Ю.Л.). Местонахождение обнажается в уступе высокой террасы р. Амура, располагаясь на западной окраине г. Благовещенска. Сложено оно десятиметровой толщей переслаивающихся аргиллитоподобных глин, слабо сцементированных конгломератов, с размывом залегающих на коре выветривания палеозойских гнейсированных гранитов, сверху перекрытых ожелезненными галечниками средне-четвертичного возраста [1]. В разрезе хорошо выражена аллювиальная фация, это, по мнению авторов [2], свидетельствует о формировании костеносных тафоценозов в условиях речных долин. Детальных исследований химического состава ископаемых костных останков Благовещенского местонахождения не проводилось. Известны лишь две работы, в которых отраженны исследования химического состава ископаемых костных останков динозавровой фауны в местонахождениях Верхнего Приамурья и Северных провинций Китая [3-4].

Исследования микроэлементного состава методом ICP-MS спектрометрии показало, что кости существенно обогащены марганцем, стронцием, железом, содержание урана достигает 152 г/т. График содержания редкоземельных элементов (REE) в большой берцовой кости Амурозавра из Благовещенского местонахождения, нормированные к хондритам, имеет нисходящий близкий к линейному характер с отрицательной европиевой анома-

лий (рис. 1). Легкие лантаноиды (LREE) доминируют над тяжелыми (HREE). Отношение La/Yb (легких LREE к тяжелым HREE) составляет в среднем 18,84. Такое значение свидетельствует о существенной роли глинистой составляющей костеносных отложений, выступающих в качестве сорбентов LREE. Для выявления особенностей состава грунтовых вод на момент формирования осадков анализируется характер геохимических отношений с использованием нормирования по Sm (табл.).

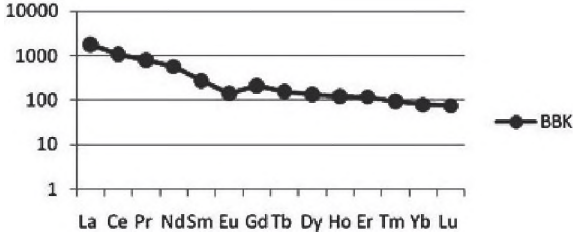


Рис. 1. *Распределение REE, нормированных по хондритам, в ископаемых костных останках (большая берцовая кость).*

Таблица.

Геохимические отношения в костных фоссилизированных остатках Благовещенского местонахождения, морской воде и платформенных глин.

Геохимические отношения	Среднее значение	Шельфовые воды (0-350м)	Платформенные глины
La/Sm	10,56	5,2	5,1
Ce/Sm	16,46	13	10,7
Yb/Sm	0,31	0,4	0,46
Y/Sm	5,51	7,7	4,5

В результате проведенных рентгенофазовых и микроаналитических исследований фосилизированная костная ткань представляет собой тонкую неоднородную смесь фтор-апатита и гидроксилапатита. Содержание CO_2 по данным химических методов анализа не превышает 2,17%, а $C_{орг}$ – 0,96%. Присутствие карбонат-апатита, или франколита не установлено. Появление силикатных фаз и увеличение их содержания наблюдается с приближением к центральной рыхлой наиболее измененной части кости (рис. 2). Фазовый состав внутреннего заполнения кости весьма схож с составом грунта непосредственно прилегающего к фосилизированным костным останкам. Микроскопические исследования грунта показали, что он насыщен рыхлым костным матриксом.

Все разнообразие распределений REE в ископаемых фосфатных органоминеральных образованиях обусловлено тремя основными механизмами – их вхождением в апатит без фракционирования; адсорбцией на поверхности, контролируемой ее свойствами; замещениями в структурных позициях решетки минерала, контролируемыми его объемными кристаллохимически-

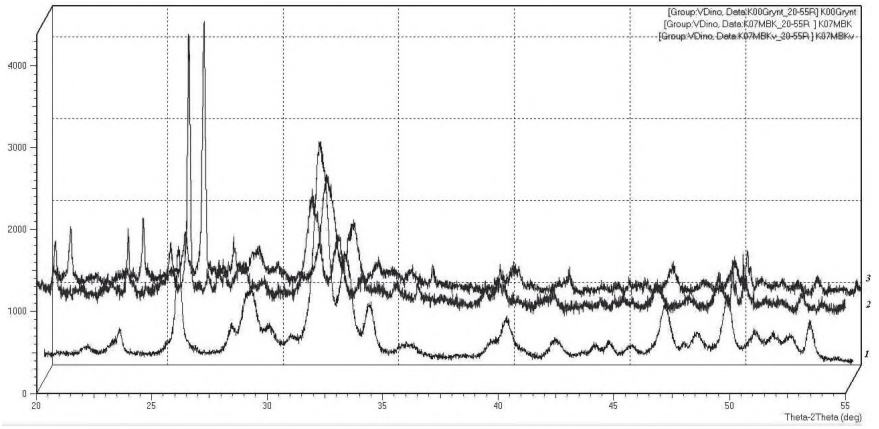


Рис. 2. *Дифрактограммы, характеризующие изменение минерального состава костной ткани: 1 – внешняя плотная кость; 2 – внутренняя более рыхлая часть кости; 3 – грунт, непосредственно контактирующий с фоссилизированными остатками.*

ми свойствами [5]. Первые два механизма определяют распределение REE в биогенном апатите на ранней стадии диагенеза; третий – приводит к появлению распределений REE, типичных для минералов, подвергшихся перекристаллизации в присутствии минерализованных вод во время «экстенсивного» (позднего) диагенеза. Отношение La/Yb слабо изменяется при реализации «механизма замещения», но при этом оно значимо увеличивается при адсорбционном механизме; отношение La/Sm, напротив, нечувствительно к адсорбционному механизму, но резко чувствительно к процессу замещения (при этом оно возрастает). В итоге оба механизма приводят к значительному увеличению содержаний LREE в апатите.

Литература:

1. Болотский Ю.Л. Благовещенское местонахождение меловых динозавров // Континентальный мел СССР Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 109-114.

2. Моисеенко В.Г., Сорокин А.П., Болотский Ю.Л. Ископаемые рептилии Приамурья. Хабаровск: АмурНЦ ДВО РАН, 1997. С. 53.

3. Моисеенко В.Г., Болотский Ю.Л. О динозаврах Приамурья. Благовещенск, 1988. С. 36.

4. Радомский С.М., Радомская В.И., Моисеенко Н.В., Болотский И.Ю. Химический состав костных остатков гадрозавров Приамурья // Доклады академии наук, 2008. Т. 422. № 3. С. 382-385.

5. Reynard B., Lecuyer C., Grandjean P. Crystal-chemical controls on rare-earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions // Chem. Geol. V. 155. 1999. P. 233-241.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ ОХОТСКОГО МОРЯ

А.В. Романова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: sandra_ru@bk.ru

В геологии широко используется принцип актуализма, особенно для расшифровки палеоклиматических условий четвертичного периода. Для этого необходима информация о современном состоянии экосистемы. Охотское море, как окраинное море представляет особый интерес, т.к. в геологическом прошлом испытывало сильное влияние со стороны Северо-Восточной Азии и океанологических условий Северо-Западной Пацифики. Как глобальные, так и региональные климатические изменения приводили к резким изменениям в структуре экосистем, что в свою очередь открывает возможность для детальных палеоэкологических реконструкций. Для анализа изменений палеосообществ по разрезу целесообразно рассмотреть особенности распределения фораминифер в современных поверхностных осадках Охотского моря.

Материалом для исследования послужили 65 проб поверхностных осадков, отобранных в 42 рейсе на НИС «Академик Лаврентьев».

Планктонные фораминиферы Охотского моря, найденные в образцах, представлены следующими видами: *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), *Globigerina bulloides* (d'Orbigny), *Neogloboguadrina incompta* (Cifelli) , *Globigerina quinqueloba* (Natland), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globigerinita uvula* (Ehrenberg) *Globorotalia scitula* (Brady). Согласно последним исследованиям [2], формы *N. pachyderma* представляют собой два различных биологических вида, которые самостоятельно выделились еще с Миоцена и не являются экофенотипическими формами, как считалось ранее. Поэтому правозавитая форма именуется *Neogloboguadrina incompta* (Cifelli).

Насыщенность образцов раковинами возрастает от севера к центральной части и постепенно снижается по направлению к Курильским островам. Планктонные фораминиферы практически отсутствуют на дне северной материковой отмели и на склоне севернее 55° с.ш. Единичными экземплярами представлены раковины *N. pachyderma*. Холодные распресненные низкосоленые воды шельфовой зоны определяют малочисленность данной группы организмов. Максимальная концентрация планктонных фораминифер характерна для 50-48° с.ш., о чем свидетельствуют относительно высокие значения фораминиферового числа. Вероятно, активная деятельность Курильских течений влияет на сохранность планктонных фораминифер и их продуктивность. Раковины планктонных фораминифер, отобранные с образцов южной части профиля, отличаются меньшим разнообразием, плохой сохранностью и признаками растворения.

Доминирующим видом в структуре сообщества планктонных фораминифер Охотского моря является *N. pachyderma*. Доля этого вида в северной части профиля составляет в большинстве случаев 100%. Раковины этого вида имеют наибольшую устойчивость к растворению. Значения численности *N. pachyderma* колеблется от 0 до 4872 экземпляров. В центральной части Охотского моря концентрация раковин наивысшая.

Раковины вида *N. incompta* начинают встречаться с 55° с.ш., как и другие более теплолюбивые виды. Концентрация данной формы сохраняется невысокой по всему профилю. Максимальные значения в 17% так же характерны для центрального района.

Вид *G. bulloides* второй по встречаемости. Среднее значение доли этого вида в сообществе составляет 10,5%. Данный вид в основном приурочен к зонам аппвелинга и является основным индикатором (при условии высокой концентрации) высокопродуктивных зон. Являясь асимбионтным видом, G. bulloides достигает высоких концентраций при максимуме цветения фитопланктона [4]. Раковины *G. bulloides* варьируют по размеру. Наиболее крупные экземпляры, которые развиваются при хорошем весеннем прогреве поверхностных вод, характерны для центральной части.

Доля вида *G. quinqueloba* незначительна, максимальная ее значение 10% характерно для 48° с.ш. Он характеризуется самый низким критическим пищевым уровнем и нуждается в гораздо меньшем количестве пищи по сравнению с *G. bulloides* [4].

G. glutinata по своей экологии считается видом, обитающим в тропических-субтропических водных массах. Присутствие данного вида в Охотском море скорее является ни столько показателем повышенных температур, сколько условий с высоким содержанием питательных веществ зон апвеллинга. Доля этого вида так же незначительна (мах. 7%). Так же стоит отметить, что данный вид очень чувствителен к процессам растворения карбонатов. Мелкие раковины *G. glutinata* с тонкой стенкой в первую очередь подвергаются растворению.

Вид *G. uvula* представлен единичными раковинами и встречается с 51° с.ш. Как и *G. glutinata* данный вид не устойчив к растворению.

G. scitula начинает встречаться с 54° с.ш. Это вид с тонкостенной раковиной без шипов, который живет в глубоких водах, но в весенний период может быть встречен близко от поверхности [5]. В западной субарктике в зоне, где встречаются течения Ойасио и Куросио, пик продукции этого вида, предпочитающего глубины 250-1000 м, связан с активным вертикальным перемешиванием вод [3]. В изученных нами пробах максимальная концентрация данного вида приходится на центральную часть до 12 экз. в пробе.

Ранее Беляевой Н.В. и Бурмистровой И.И. уже были выделены районы [1]. Но с учетом полученных нами данных мы можем внести некоторые коррективы. Центральный район, мы считаем, нужно сместить к северу

и вдоль Курильских островов выделить еще один район юго-восточный. Данный район интересен тем, что на его территории встречаются преимущественно раковины *G. bulloides* и *N. pachyderma*, но не в том соотношении, характерном для северного района. Вероятно, в результате процессов растворения, а они очевидны, судя по внешнему облику найденных раковин, раковины других видов не были встречены. Но тот факт, что их нет в данном районе, вовсе не доказан. Сложность гидрологической обстановки обусловлена наличием здесь пограничной зоны – зоны обмена через Курильские проливы водами различной модификации (Тихий океан – Охотское море), переносимых потоками прикурильских течений Охотского моря и Тихого океана. Процессы обмена, усложненные многообразием факторов (прежде всего, резко выраженными приливными явлениями и связанными с ними значительными скоростями течений в сочетании со сложным рельефом дна, а также климатическими условиями), формируют специфическую структуру вод в зонах проливов.

Таким образом, были получены новые данные о количественном и качественном распределении планктонных фораминифер в поверхностных осадках Охотского моря. Дополнена общая схема районирования Охотского моря по планктонным фораминиферам. Полученные данные уже имеют практическое применение. С их помощью проведен фораминиферовый анализ колонок LV 40-08, 40-18, 40-20 и 936.

Литература:

1. Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Планктонные фораминиферы в современных осадках Охотского моря // Океанология, 2003. Т. 43. № 2. С 219-227.

2. Darling K. F., Kucera M., Kroon D., Wade C. M. A resolution for the coiling direction paradox in Neogloboquadrina pachyderma // Paleoceanography, 2006. V. 21. P. 1-14.

3. Itou M., Ono T., Oba T., Noriki S. Isotopic composition and morphology of living Globorotalia scitula: a new proxy of sub-intermediate ocean carbonate chemistry? // Marine Micropaleontology, 2001. V. 42. P.189-210.

4. Modern Planktonic Foraminifera / Hemleben C., Spindler M., Anderson O.R. // Springer New York Inc., 1989. 363 p.

5. Ortiz J.D., Mix A.C., Collier R.W. Environment control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of the California Current // Paleoceanography, 1995. V. 10. P. 987-1009.

ПЫЛЬЦЕВЫЕ ЛЕТОПИСИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Ю.В. Рыбьякова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: rybiakova@poi.dvo.ru

Японское море является окраинным бассейном Тихого океана и ограничено берегом дальневосточной России, архипелагом Японских островов и Корейским полуостровом. Изучение окраинных морей имеет большое значение для понимания палеоклиматических изменений, поскольку они являются переходными зонами от материка к океану. В отличие от континента в таких зонах можно получить непрерывную летопись палеогеграфических событий. Высокие скорости осадконакопления по сравнению с океаном также являются причиной, по которой именно окраинным морям уделяется повышенное внимание.

По географическому положению Японское море находится на границе двух климатических зон: умеренной и тропической. Оно имеет почти эллиптическую форму. Гидрологический режим Японского моря во многом обусловлен мелководными и узкими проливами и подводным рельефом бассейна. Через Корейский пролив в юго-западной части моря происходит основной приток теплых вод в виде Цусимского течения, который играет главную роль в водном балансе и влияет на климатические условия. В результате взаимодействия теплых течений с холодными (Лиманное (Шренка), Приморское, Северо-Корейское) образуется крупномасштабный циклонический круговорот.

Материалом работы послужили морские донные осадки колонки LV 53-23-1. Колонка отобрана в ходе 53-го рейса НИС «Академик М.В. Лаврентьев» в центральной части Японского моря, на Северном хребте подводной возвышенности Ямато (134°18′ в.д., 40°11′ с.ш.). Между Северным и Южным хребтами Ямато расположена впадина с глубинами до 2000 м. Вершина Северного хребта расположена на 285 м ниже уровня моря. Глубина в точке отбора донных осадков составляла 1282 м. Визуальное литологическое изучение показало, что по составу осадок представлен мелкоалевритовым пелитом. Длина всей колонки 760 см. Особенностью осадков является циклическое упорядоченное чередование светлых и темных слоев (23-753 см). Подготовку образцов для спорово-пыльцевого анализа проводили по методу В.П. Гричука [1].

В результате анализа установлено, что основными элементами растительности были Picea sect. Eupiceae, Picea sect. Omorica, Quercus, Pinus, Alnaster, Betula sect. Albae, Cupressaceae. В общем составе пыльцы и спор, как правило, преобладает пыльца деревьев и кустарников.

Согласно количественному вкладу пыльцы основных растений определе-

ны следующие интервалы:

Интервал 0-25 см характеризуется доминированием пыльцы Pinus s/g Diploxylon, которая насчитывает до 60%. Второстепенное значение имеет пыльца Quercus, достигающая 27%.

Интервал 25-35 см характеризуется доминированием пыльцы Quercus, количество которой достигает 66%. Заметное участие в составе пыльцы деревьев имеет пыльца Pinus s/g Diploxylon, Picea sect. Eupiceae. Достигающие 13% и 12% соответственно.

Интервал 35-90 см характеризуется преобладанием пыльцы Picea sect. Eupiceae и Picea sect. Omorica.

Интервал 90-105 см характеризуется доминированием пыльцы Picea sect. Eupicea, достигающая 69%. В качестве второстепенной пыльцы выступает Tsuga, количество которой достигает 23%.

Интервал 105-130 см характеризуется преобладанием пыльцы Picea sect. Eupiceae и Picea sect. Omorica.

Интервал 130-185 см характеризуется преобладанием пыльцы Picea sect. Eupiceae. Второстепенное участие имеет пыльца Alnaster.

Интервал 185-210см характеризуется преобладанием пыльцы Picea sect. Eupiceae. Значительную роль в спектрах играет пыльца Quercus.

Интервал 210-270 см характеризуется преобладанием пыльцы Picea sect. Eupiceae и Picea sect. Omorica.

Интервал 270-280 см характеризуется преобладанием пыльцы Picea sect. Eupiceae. Второстепенное участие имеет пыльца Alnaster.

Интервал 280-330 см характеризуется доминированием пыльцы Picea sect. Eupicea. Роль субдоминанта в спектрах играет пыльца сем. Cupressaceae.

Интерал 330-345 см характеризуется преобладанием пыльцы Picea sect. Eupiceae. Также в спектрах отмечается участие пыльца Quercus.

Литература:

1. Сладков А.Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. М.: Наука, 1967. 270 с.

ВИДОВОЙ СОСТАВ МОРСКОЙ И НАЗЕМНОЙ ФАУНЫ О. РУССКИЙ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ РАСКОПОК ПАМЯТНИКА РУССКИЙ-1)

О.А. Шарова[1], Л.Е. Васильева[1], Б.В. Лазин[2], А.Н. Попов[2]

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: olesya-sharova@ mail.ru

[2]Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

Памятник Русский-1 находится в северо-западной части п-ова Саперный на острове Русский, в 50 м к востоку от искусственного канала. Памятник

был зарегистрирован еще в 1988 г. сотрудником института Истории археологии и этнографии народов Дальнего Востока Г.Л. Силантьевым. В 2011 г. в связи со строительством автодорог на о. Русском, памятник оказался под угрозой уничтожения. Поэтому археологами под руководством директора Учебно-научного музея ДВФУ А.Н. Попова были проведены спасательные раскопки этого поселения раннего железного века.

Целью нашей работы являлось изучение остатков фауны в раковинной куче поселения Русский-1 и сравнение с данными из других памятников раннего железного века на о. Русском для полного представления о морской и наземной фауне побережья пролива Босфор-Восточный в период 2,8-2 тыс. л.н.

Поверхность памятника находится на слабо выраженной площадке, имеет ряд нарушений в виде ям, огородов, дороги. В ходе раскопок раковинной кучи был собран фаунистический материал, включающий большое количество раковин двустворчатых и брюхоногих моллюсков, домики усоногих ракообразных, кости млекопитающих, птиц, рыб.

Для характеристики структуры промысловой части популяции моллюсков у всех целых собранных раковин определяли основные размерные характеристики – длину, высоту, ширину (выпуклость). У целых домиков усоногих раков (балянусов) измеряли высоту и диаметр. При идентификации видовой принадлежности костей и зубов рыб и млекопитающих использовали эталонные коллекции современных костей животных, которые также сверяли по таблицам костных остатков, опубликованных в ряде работ зарубежных и отечественных авторов.

Анализ остатков беспозвоночных позволил идентифицировать 12 видов брюхоногих, 13 видов двустворчатых моллюсков. Кроме того, в раковинной куче поселения Русский-1 встречены домики усоногого рака *Balanus crenatus* – основного обрастателя в российских водах Японского моря. Усоногие ракообразные, остатки губок *Cliona sp., Spirorbis alveolatus*, *Polidora sp.* отмечены на раковинах гребешка, мидии, устрицы, рапаны. Около 63% раковин моллюсков поселений о. Русский и побережья пролива Босфор-Восточный поражены ходами сверлящей губки *Cliona sp.*, на 10% раковин нептунеи луковичной присутствуют следы повреждений от ходов многощетинковых червей *Polydora sp.*

Из брюхоногих моллюсков на ранее исследованных поселениях Назимова-1 и Поспелово-1 преобладали остатки *Nucella heyseana* [1, 2] – низкобореального вида, обитающего в литорали на небольших глубинах на скалистых и каменистых грунтах. Причем на Назимова-1 нуцелла являлась одним из массовых видов, раковин которого собрано более сотни. На поселении Русский-1 раковины нуцеллы были встречены в небольших количествах, однако, здесь преобладали раковины тегулы *Tegula rustica* – субтропического вида брюхоногих моллюсков, обитателя скалистых, каменистых и ракушечных с гравием и песком грунтов. Практически у всех раковин отсут-

ствовал последний оборот, по-видимому, отбитый с целью извлечения мяса. У некоторых тегул отсутствовал периостракум, а легко шелушащиеся наружные слои перламутра свидетельствовали о термической обработке моллюска. Таким образом, на поселение Русский-1 этот моллюск не мог попасть в качестве случайного объекта прилова, его целенаправленно добывали для употребления в пищу. Среди брюхоногих в небольших количествах на поселениях Поспелово-1 и Назимова-1 были встречены раковины крупного субтропического моллюска рапаны *Rapana venosa*. Вероятнее всего, рапана попадала на поселения во время промысла устриц, которые ранее обитали в бухтах Улис, Новик, Золотой Рог и, возможно, у входа в существовавшую лагуну у поселения Поспелово. Напротив, многочисленные раковины рапаны обнаружены на поселении Русский-1. Возможно, население Русского-1 добывало в пищу в основном рапану, а устрица являлась объектом прилова.

При сравнении данных о составе фауны беспозвоночных из раковинных куч о. Русский установлено, что наиболее часто встречаемыми двустворчатыми моллюсками была устрица *Crassostrea gigas*, но на поселении Русский-1 самым многочисленным оказался приморский гребешок, раковины которого были встречены почти во всех квадратах раскопа. Мидия *Crenomytilus grayanus*, обычный представитель эпифауны верхней сублиторали южного Приморья, в раковинных кучах поселения Поспелово-1 встречается повсеместно. На поселении Русский-1 мидия Грея встречена единично. Створка мидии сильно повреждена сверлящей губкой рода Cliona, периостракум отсутствует, нижний край раковины отломан.

В раковинных кучах побережья пролива Босфор-Восточный обнаружено не менее 18 видов рыб. Наиболее распространенными оказались сельдь, камбалы, в меньшем количестве встречены треска, скумбрия, навага, пиленгас.

Видовой состав млекопитающих, базирующийся на костных находках в раковинной куче поселения Русский-1 сходен с таковым из поселений раннего железного века на побережье пролива Босфор-Восточный: в слоях всех исследованных раковинных куч обнаружена домашняя собака, свинья домашняя, грызуны, ластоногие.

Таким образом, видовой состав моллюсков в разных поселениях различался, хотя они находятся относительно близко друг от друга. Обычные и массовые виды моллюсков отличаются и по частоте встречаемости. Вероятнее всего, это объясняется тем, что население выбирало для промысла тех моллюсков, которые обитали ближе, на мелководьях, и не требовали сложных способов добычи. Анализ списков видов свидетельствует о том, что преобладали низкобореальные и субтропические и отсутствовали арктическобореальные виды беспозвоночных. Появление в современной фауне большего числа бореальных, исчезновение тропических и сокращение числа субтропических видов беспозвоночных свидетельствует об изменениях условий существования в проливе Босфор-Восточный за последние 1,8 тыс. лет.

Видовой состав наземной фауны из раковинной кучи поселения Русский-1 во многом сходен с материалами из других археологических памятников побережья о. Русский.

Литература:

1. Васильева Л.Е., Раков В.А., Попов А.Н., Федорец Ю.В., Шарова О.А. Фауна пролива Босфор-Восточный и ее значение для древних охотников и рыболовов // Дальний Восток России в древности и средневековье: проблемы, поиски, решения: мат. регион. науч. конф. (Владивосток, 26-27 апр. 2010 г.) / Отв. ред. Клюев. Владивосток: ООО «Рея», 2011. С. 153-178.

2. Rakov V.A., Vasilyeva L.E., Zavertanova Y.V., Panasenko V.E. Fauna of the coast of Bosfor Vostochny strait in late holocene (On materials of archeological excavations) // Environment development of east Asia in Pleistocene-Holocene (bondaries, factors, stages of human mastering). Proceedings of International Scientific Conference, Sept. 14-18, 2009, Vladivostok, Russia. Vladivostok: Dalnauka, 2009. P. 183-184.

РИТМИКА КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ В РИСС-ВЮРМСКОЕ ВРЕМЯ

Е.А. Элбакидзе

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: Ekato21@mail.ru

К настоящему времени большинством исследователей геоморфологии береговой зоны в континентальном секторе Японского и Охотского морей доказано существование позднечетвертичных морских террас, фиксирующих более высокий уровень моря, чем в среднем голоцене [1]. Однако степень геологической изученности этих террас и их пространственного распределения ещё недостаточна. Прежде всего, это касается выявления ритмики колебаний уровня Японского моря в рисс-вюрме (находкинское время), которому соответствует максимальная в плейстоцене гляциоэвстатическая трансгрессия Мирового океана [3]. В связи с этим остаются неполными литолого-фациальная характеристика осадков морских террас и биостратиграфическое обоснование их положения в общей схеме четвертичных отложений юга Дальнего Востока. Решению этой проблемы и посвящена данная работа. К числу разрезов, наиболее полно изученных (спорово-пыльцевой, диатомовый, микро- и макрофаунистический анализы), относятся разрезы древнего морского уровня (6-10 м) на правобережье р. Зеркальная. Здесь в рельефе сочетаются помимо голоценовых террас (3-5 м) и более древние «песчаная» (8-12 м) и «галечная» (6 м) террасы. В разрезе «песчаной» террасы на склоне, обращённом во внутреннюю часть лагуны р. Зеркальная, описан разрез 4268 (рис. 1).

В интервале 5-8 м (от кровли описанной части разреза) терраса задернована. В данной точке наблюдения (4268) выше 1-го слоя в глубине террасы

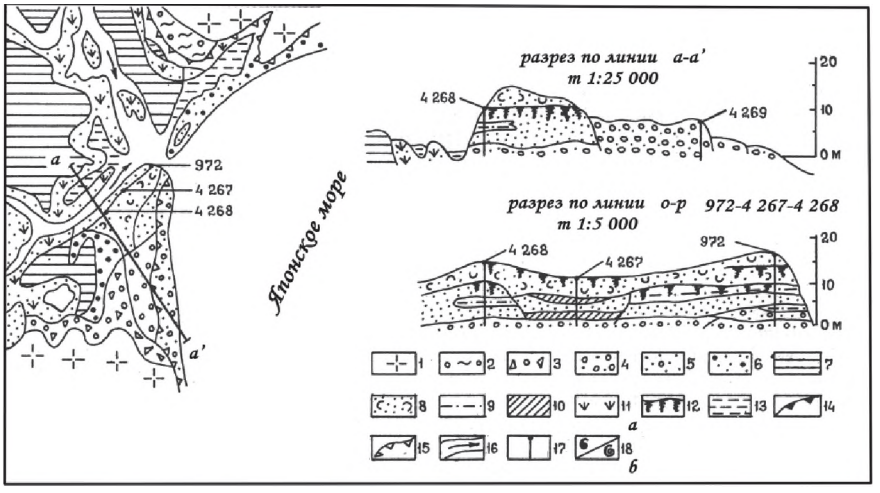


Рис. 1. *Геоморфологическое строение и геологические разрезы четвертичных отложений в одной из бухт Восточного Сихотэ-Алиня:*
1 – денудационный уровень с корами выветривания; 2 – плиоценовая терраса; 3 – пролювиально-склоновый шельф; 4 – валуны с песком (валунная терраса); 5 – песок с валунами; 6 – гравий с песком (голоценовая морская терраса с пляжем); 7 – алеврит (среднеголоценовая лагунная терраса); 8 – эоловый песок; 9 – алеврит с песком; 10 – торф; 11 – песок с органикой (верхнеголоценовая терраса); 12 – почвы; 13 – лагуны; 14 – активный клиф; 15 – отмёрший клиф; 16 – русло реки; 17 – разрезы; 18 – фауна (а – фораминиферы, б – молюски).

залегает пачка эоловых песков (мощностью 2-4 м), а в её основании (интервал 8-10 м) – горизонтальные слоистые разнозернистые пески с прослоями хорошо окатанных валунов и галек. В указанном разрезе выделяются четыре разновозрастных пачки осадков, фиксирующие колебания уровня Японского моря (рис. 2).

I пачка, вскрываемая в основании разреза 8-10 метровой террасы (рис. 1), представлена разнозернистыми горизонтально-слоистыми пляжевыми песками, в кровле которых установлен комплекс диатомей с преобладанием Campylodiscus echeneis Ehr. ex Kütz. (30%), Campylodiscus daemelianus Grun. (10%), Actinocyclus ehrenbergii Ralfs in Pritchard (36%), Thalassiosira hyperborea (Grun.) Hasle (5%). II пачка (интервал 3,0-4,4м.), сложена песками с прослоями алевритов, сформировавшихся в периодически меняющихся условиях мелководной лагуны марша. В III пачке (интервал 0,8-2,6 м, слои 5-7) встречен богатый комплекс диатомей, близкий по составу к комплексу диатомей первой пачки, но с большим содержанием пресноводных форм, соответствующих полузакрытой лагуне с солёностью 10-18‰. Климатические условия этого времени были теплее современных на 2°,

о чём свидетельствует преобладание умеренно теплолюбивых диатомей (до 70%). Данной пачке осадков соответствует пик трансгрессии: столб воды предположительно превышал современный на 8-10 м. IV пачка осадков соответствует эолово-морским отложениям. Об этом свидетельствует обилие лагунно-морских (Campylodiscus echeneis Ehr. ex Kütz., Campylodiscus daemelianus Grun., Actinocyclus ehrenbergii Ralfs in Pritchard, Thalassiosira hyperborea (Grun.) Hasle) и пресноводных (Pinnularia borealis Ehr., P. viridis (Nitz.) Ehr., Eunotia praerupta Ehr.) форм. Не исключено, что формирование этой пачки осадков происходило в ходе развевания нижележащих морских отложений (рис. 1). Осадки этой террасы формировались в условиях более тёплого климата, чем современный. Этому соответствует преобладание в осадках по всему разрезу террасы умеренно тепловодных форм диатомей (до 70%). Можно предположить, что в изученном разрезе 8-10 метровой морской террасы в устье р. Зеркальная зафиксированы колебания уровня во время стадии 5е рисс-вюрмской трансгрессии (рис. 2, 3).

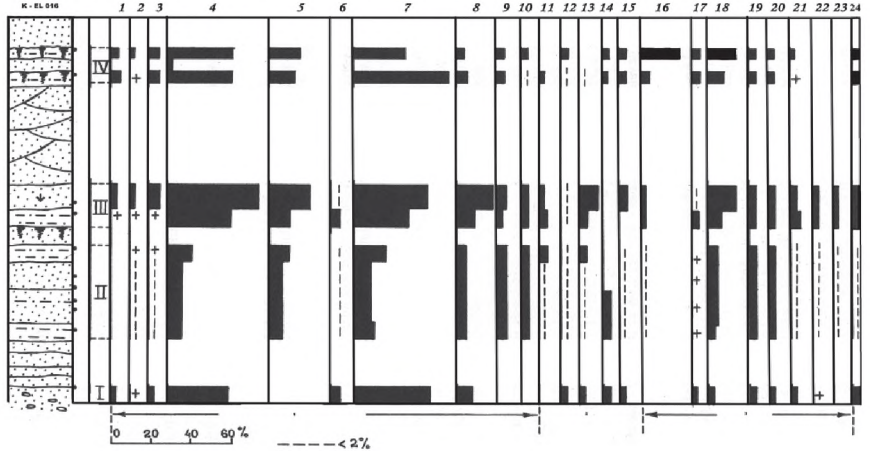


Рис. 2. *Диатомовая диаграмма отложений р. Зеркальная.*
Группы диатомей: лагунно-морские (1-11), лагунно-солоноватоводные (12-15), пресноводные (16-24). Виды диатомей: 1 – Navicula palpebralis de Brèb.; 2 – N. yarrensis Grun.; 3 – Petroneis marina (Ralf. in Pritchard) Mann in Round, Crawford ex Mann; 4 – Campylodiscus echeneis Ehr. ex Kütz.; 5 – Campylodiscus daemelianus Grun.; 6 – Arachnoidiscus ehrenbergii Bailey ex Ehr.; 7 – Actinocyclus ehrenbergii Ralfs in Pritchard; 8 – Thalassiosira hyperborea (Grun.) Hasle; 9 – Diploneis smithii (Brèb. in Sm.) Cl.; 10 – Diploneis interrupta (Kütz.) Cl.; 11 – Caloneis formosa (Greg.) Cl.; 12 – Rhopalodia gibba (Ehr.) Müll.; 13 – Epithemia zebra (Ehr.) Kütz; 14 – Tryblionella plana (Sm.) Pell.; 15 – Surirella arcta Schmidt; 16 – Pinnularia borealis Ehr.; 17 – P. leptosome (Grun.) Cl.; 18 – P. viridis (Nitz.) Ehr.; 19 – P. brevicostata Cl.; 20 – P. streptoraphe Cl.; 21 – Eunotia praerupta Ehr.; 22 – Cymbella turgida (Ehr.) Hass.; 23 – C. tumida (Brèb. in Kütz.) van Heurck; 24 – Hantzschia amphioxys (Ehr.) Grun. in Cl. ex Grun.

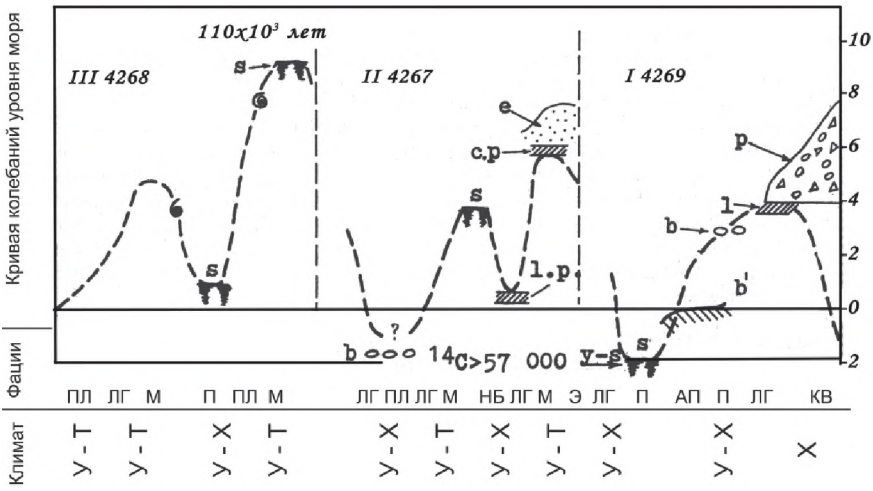


Рис. 3. *Кривая колебания уровня Японского моря в рисс-вюрме.*
Усл. обозн. см. рис. 1: Климат: У-Т – умеренно тёплый, У-Х – умеренно холодный, Х – холодный; фации: пл – пляжевая, лг – лагунная, м – маршевая, нб – низинное болото, э – эоловые накопления, кв – конусы выноса, пр – пролювий; прочие обозначения: п – почва, вт – водорослевый торф, нт – низинный торф, лт – лагунные торфяники, ап – абразионная платформа; I-III – террасы; 4267-4269 – точки наблюдения.

Здесь же в устье р. Зеркальная установлена и более низкая морская терраса высотой до 6-7 м (рис. 1). Разрез этой террасы (4267), расположенной в 250 м к северу от т.н. 4268, представлен двумя пачками прибрежно-морских осадков, разделённых толщей пресноводно-лагунных отложений с линзами низинного торфа. Данные осадки накапливались в условиях полузакрытой или полностью отчленённой от моря лагуны. Об этом свидетельствует наличие в осадках 1 и 3 пачек лагунно-морских видов Campylodiscus echeneis Ehr. ex Kütz. (до 30%), C. daemelianus Grun. (до 10%), Actinocyclus ehrenbergii Ralfs in Pritchard (30%), Thalassiosira hyperborea (Grun.) Hasle (5%) и Diploneis smithii (Robeson in Smith) (5%). Разделяющие 1 и 3 пачки осадки лишь единично содержат лагунно-морские и лагунно-пресноводные диатомеи с преобладанием холодолюбивых Pinnularia lata (Bréb.) Rabenhorst, Pinnularia major (Kütz.) Rabenhorst, Pinnularia brevicostata Cl. (20%), что свидетельствует о формировании вмещающих осадков в пресноводном или слабосолоноватоводном водоёме в условиях прохладного климата при уровне моря, близком к современному. Эти осадки соответствуют небольшой регрессии, разделяющей две фазы единой трансгрессии. Установленные на изучения морских террас в устье р. Зеркальная колебания уровня Японского моря (рис. 3) могут быть сопоставлены с трансгрессиями Мирового океана [3], зафиксированных в террасах о-ва Барбадос [4], и сделать следующие выводы:

1) «Песчаная терраса» по гипсометрическому положению (+12 м) и биостратиграфическим характеристикам соответствует подстадиея 5е на кривой изменения объёма ледников в позднем плейстоцене [4], с которой сопоставляется максимальное потепление климата и наиболее высокий уровень Мирового океана в четвертичное время [2, 3]. Подъём уровня Японского моря составлял не менее 8-10 м выше современного. Этой высотной отметке в разрезе 4268 соответствует пачка эолово-морских осадков, в составе диатомового комплекса которой отмечено обилие лагунно-морских форм (Actinocyclus ehrenbergii Ralfs in Pritchard-50%). 2) Формирование двух лагунно-морских пачек осадков 6 м террасы (т.н. 4267), в составе которых отмечено обилие холодноводных пресноводных и лагунных форм, по-видимому, шло в условиях более прохладного климата по сравнению с подстадией 5е. Скорее всего, они отражают климатические условия подстадий 5а и 5с, которым отвечает и более низкий уровень моря (1-5 м). 3) «Валунная» терраса (высота до 4-6 м), аналогично описанной в бухте Зеркальная, по своему строению аккумулятивная. В отложениях террасы отмечен комплекс морских и лагунных диатомей, что позволяет говорить о региональной ингрессии подстадии 5а.

Литература:

1. Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: Стратиграфия и корреляция // М.: Наука, 1978. 207 с.

2. Боуэн Д. Четвертичная геология // М.: Мир, 1981. 272 с.

3. Lambeck K. Links between climate and sea levels for the past three million years. // Nature Publishing Group, 2002. V. 419. P. 199.

4. Mesolella K.J. The astronomical theory of climatic changes: Barbados data // J. Geol., 1969. V. 77. P. 257-274.

ИЗМЕНЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ РАДИОЛЯРИЙ В СВЯЗИ С ОСЦИЛЛЯЦИЯМИ КЛИМАТА И ПАРАМЕТРОВ СРЕДЫ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Е.А. Янченко

Тихоокеанский институт океанологии ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: yan@mail.ru

Целью настоящей работы являлось изучение изменений ассоциаций радиолярий в связи с осцилляциями климата и параметров среды Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Для этого нами был изучен таксономический состав ассоциаций радиолярий, количественное распределение скелетов, а так же рассчитана продукция радиолярий (под продукцией радиолярий в данной работе подразумевается число скелетов, захороненное на 1 $см^2$ донного осадка, накопленного за 1 тыс. лет.).

Материалом исследования послужили пробы донных осадков глубоководной колонки MR 06-04 PC-7R, отобранной в центральной части Охот-

ского моря. Исследованный материал охватывает около 75 тыс. кал. лет – от заключительного этапа изотопно-кислородной стадии 4 (ИКС 4) до настоящего времени. Возраст событий изотопно-кислородной шкалы принят в соответствии со шкалой Д. Мартинсона [5]. Возрастная модель колонки MR 06-04 PC-7R представлена в статье Горбаренко и др. [1]. Обработка проб для радиоляриевого анализа выполнена по стандартной методике [3].

Изучение продукции радиолярий, а так же количественного и видового состава ассоциаций в донных осадках Охотского моря позволило проследить их вариации, связанные с изменениями климата и параметров среды Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене.

ИКС 4 (285-212см) ~ 73,9–58,9 тыс. кал. лет. Для комплекса данного временного интервала характерны низкие значения численности радиолярий (в среднем 11 тыс. экз./г.) и не высокие значения продукции радиолярий (32000 тыс. экз./см^2·тыс. лет). Видовой состав радиоляриевой фауны обедненный – 22 вида. Вероятно, это связано с суровыми климатическими условиями на данном временном интервале. Доминантами являются *Cycladophora davisiana* (Ehr.) – 20%, *Lychnocanoma nipponica sakaii* (Morley, Nigrini) – 14,5%, *Ceratospyris borealis* (Bail.) – 10%, *Stylodictya stellata* (Bail.) – 6%, *Spongotrochus glacialis* Popofsky – 5%.

ИКС 3 (212-112 см) ~ 58,9–28 тыс. кал. лет. Интерстадиал, характеризующийся относительно теплыми, но не достигающими уровней межледниковий, условиями природной среды Охотского моря. В колонке этот интервал характеризуется увеличением численности (в среднем 29 тыс. экз./г.) и продукции радиолярий (47000 тыс. экз./см^2·тыс. лет). Видовой состав радиоляриевой фауны более разнообразен – обнаружено 37 видов радиолярий. Доминируют виды *Cycladophora davisiana* (Ehr.) – 35%, *Ceratospyris borealis* (Bail.) – 9%, *Lithomitra arachnea* (Ehr.) – 6%, *Stylochlamydium venustum* (Bail.) и *Spongotrochus glacialis* Popofsky – 5%.

ИКС 2 (112-47 см) ~ 28–14,7 тыс. кал. лет. Наиболее холодный период позднего плейстоцена. Отмечены минимальные значения численности (в среднем 8 тыс. экз./г.) и продукции радиолярий (26000 тыс. экз. /см^2·тыс. лет) в осадках данного интервала. Видовой состав радиоляриевой фауны обедненный – в среднем около 25 видов. Доминируют виды *Cycladophora davisiana* (Ehr.) – 30%, *Spongotrochus glacialis* Popofsky и *Ceratospyris borealis* (Bail.) – 8%, *Stylochlamydium venustum* (Bail.) и *Stylodictya stellata* (Bail.) – 6%.

ИКС 1 (47-0 см) ~ 14,7–0 тыс. кал. лет. Графики распределения численности и продукции радиолярий в осадках синхронны, содержат в максимальные для всего изученного материала колонки значения. В пределах ИКС 1 отмечено богатое видовое разнообразие – в среднем около 50 видов. Доминируют виды *Cycladophora davisiana* (Ehr.) – 49%, группа видов Plagoniidae spp. – 7%, Ceratospyris borealis (Bail.) – 5%. А так же, в гораздо меньших концентрациях, виды, характерные для современных аркто-бореальных ассоциаций радиолярий северной части Охотского моря [2, 4].

ИКС 1 Содержит в себе заключительную стадию последнего оледенения (14,7–12 тыс. кал. лет), которая сопровождается низкими значениями численности (12 тыс. экз./г.) и продукции радиолярий (43000 тыс. экз./см^2·тыс. лет), а также не высоким видовым разнообразием – 33 вида. В период 10–11 тыс. кал. лет, который соответствует событию поздний дриас, так же наблюдаются низкие значения численности (16 тыс. экз./г.) и продукции радиолярий (22800 тыс. экз./см^2·тыс. лет), отмечено не высокое видовое разнообразие – 36 вида. Значительные изменение в комплексах радиолярий происходят около 10–8 тыс. кал. лет – начало потепления голоцена. Это выражается быстрым ростом численности (до 100 тыс. экз./г.) и не менее резким увеличением продукции радиолярий (до 102500 тыс. экз./см^2·тыс. лет) в осадках колонки. Радиоляриевая фауна в данном временном интервале содержит около 50 видов. Последние 8 тыс. кал. лет – оптимум голоцена, наиболее теплый период послеледниковья, который отмечен резким увеличением численности (до 130 тыс. экз./г.), а так же значительным увеличением продукции радиолярий (до 120500 тыс. экз./см^2·тыс. лет). Климат и условия среды Охотоморского региона были наиболее теплыми в период 6–2,5 тыс. кал. лет, в результате уменьшения продолжительности зимних сезонов, повышения уровня моря, и возобновления водообмена с Тихим океаном и Японским морем, восстановились гидрологические условия, близкие к современным.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 10-05-00160-а; ДВО РАН № 12-III-B-07-148, № 12-III-B-07-118.

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 // ДАН, 2008. Т. 423. № 3. С. 1-4.

2. Кругликова С.Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков Охотского моря // Океанология, 1975. Т. 15. № 1. С. 116-122.

3. Abelmann A. Freeze-drying simplifies the preparation of microfossils // Micropa-leontology, 1988. V. 34. P. 361.

4. Kruglikova S.B. Distribution of Polycystine radiolarians from the recent and Pleistocene sediments // Berichte zur Polarforscung, 1999. N 306. P. 120-133.

5. Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. // Quatern. Res., 1987. V. 27. P. 1-29.

Секция 3
Металлогения, минералогия и генезис месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока России
Руководитель: д.г.-м.н. В.Г. Хомич (ДВГИ ДВО РАН)

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО КВАРЦА АГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Е.Д. Андреева, В.М. Округин, Д.С. Буханова

Институт Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: wideworldscience@gmail.com

Агинское эпитермальное Au-Ag-Te месторождение располагается в пределах Центрально-Камчатского горнорудного района (ЦКГРР), охватывающий водораздельные части Срединного и Козыревского хребтов. Район, включающий около 30 месторождений золото-серебряной формации, приурочен к наиболее приподнятому блоку Центрально-Камчатского Вулканического Пояса и сочленению его с выступами мелового и кристаллического фундамента [3]. Благородная минерализация, как правило, локализуется в пределах вулканических построек среднего состава. На основании ранее проведенных геолого-поисковых работ выделены следующие минеральные типы месторождений района: полисульфидный, теллуридный, золотой и сульфосолевый. Агинское месторождение – один из перспективных объектов Абдрахимовского рудного поля (Агинское и Южно-Агинское месторождения, рудопроявление Найчан), занимает северо-восточный склон кальдеры Агинского палеовулкана, сложенного слабо дифференцированными вулканитами среднего и основного состава [1, 3]. Общие запасы золота на месторождении составляют порядка 30 т при средней концентрации металла 38 г/т. Рудные тела локализованы в трещинах трех типов: а) крупные, сколового характера, системы разрывных нарушений с богатыми рудными телами – Агинское, Сюрприз, Малыш и Блуждающее; б) более мелкие по масштабам сколовые трещины-перемычки, вмещающие менее продуктивные рудные тела – Олимпийское и Ноябрьское; в) мелкие жилы, зоны прожилкования в трещинах отрывах (Находка, апофизы зоны Валери). Возраст рудных тел по K/Ar метода составил 6,9; 7,1-7,5 млн. лет [2].

Для руд Агинского месторождения характерны крустификационно-полосчатые и брекчированные текстуры, с заметным преобладанием последних. Текстуры крустификационного и колломорфно-полосчатого типа отмечаются только в рудных телах Агинской жильной зоны. Вкрапленность рудных минералов рассеяна в полосе молочно-белого фарфоровидного кварца и метаколлоидного халцедоновидного кварца. Крустификационно-полосчатые текстуры наблюдаются в приконтактовых частях жил с вмещающими породами. В центральных частях жильной зоны более развиты текстуры брекчиевого характера. Сопредельная жильная зона Сюрприз состоит

из сильно брекчированного жильного материала, затрудняющего установление хронологической последовательности накопления кварц-адуляр-глинистых слоев богатых на золото-серебро-теллуридную минерализацию. Здесь резко увеличивается роль брекчиевых текстур, иллюстрирующих многократное дробление раннее отложенного жильного материала. Для изучения последовательности отложения жильного и рудного вещества в качестве эталонов были взяты представительные образцы различных рудных тел Агинской жильной зоны. На основе текстурно-структурного анализа установлено шесть стадий минералообразования, из которых вторая стадия – основная продуктивная на отложение рудного вещества. Она представлена ритмичным чередованием слоев, сложенных кварц-адуляр-глинистым материалом, насыщенным в той или иной степени рудными минералами, а именно, самородным золотом, золото-серебряными теллуридами и сульфидами. Согласно схеме минералообразования и текстурных рисунков установлено, что золото-серебряные теллуриды (калаверит, креннерит) и самородное золото осаждались до серебро-обогащенных теллуридов (гессит, петцит), а также алтаита и сульфидов (сфалерит). Характерно, что зерна самородного золото не ассоциируют с более поздним алтаит-гессит-петцит-сфалерит парагенезисом.

Для количественной оценки температуры гидротермального раствора и ее вариации в процессе становления рудных тел Агинского месторождения был отобран кварц второй продуктивной стадии и аметистоподобный кварц четвертой пострудной стадии из жильных зон Агинская и Сюрприз.

Микропорции гидротермального раствора были установлены как в кварце, слагающего массивные агрегаты с видимой золотой минерализацией, так и в отдельных кристаллах кварца гидротермальных брекчий. На основе критерий Роддера были выделены первичные, вторичные и пвсевдовторичные включения [4]. Первичные включения с размерами 40 и более микронов представлены двумя типа: существенно жидкими и существенно газовыми, очень часто встречающиеся в одной группе. Существенно жидкие включения доминируют в распространение над газово-обогащенными. Температуры гомогенизации, замеренные только для включений с газовой фазой, заполняющей менее 50 об. % вакуоли, продуктивной стадии II, варьируют в пределах 230-270 °С для Агинской жильной зоны и 230-290 °С для жильной зоны Сюрприз. Практически идентичные температуры зафиксированы для включений пострудного аметистоподобного кварца – 174-260 °С (рис.). Совпадение температур гомогенизации можно объяснить осцилляцией минералообразующих растворов.

Жильный кварц, локализованного в южном секторе Агинской кальдеры, Южно-Агинского месторождения включает в себя преимущественно существенно жидкие включения с вариациями размеров от 5 до 30 микрон. Наиболее часто вакуоли микропорций раствора были найдены в верхних

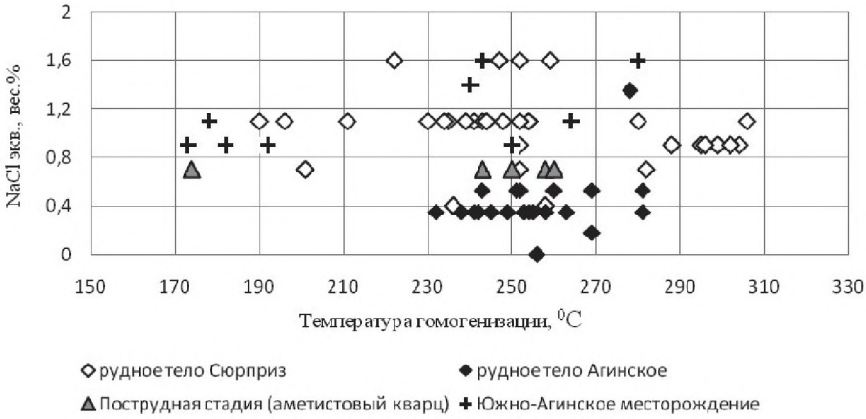


Рис. *График зависимости температуры гомогенизации от концентрации солей, построенный для газово-жидких включений золоторудного кварца рудных тел Агинское и Сюрприз, пострудного аметистоподобного кварца Агинского месторождения и кварцевых жил Южно-Агинского месторождения.*

и частях кристаллов кварца. Гомогенизация включений происходила в областях относительно низких температур – 170-200 °С и более высоких – 240-290 °С (рис.).

Литература:

1. Андрусенко Н.И., Щепотьев Ю.М. Температурный режим формирования и стадийность субвулканических золото-серебряных месторождений Центральной Камчатки // Геохимия, 1974. № 2. С. 179-186.

2. Округин В.М. О возрасте и генезисе эпитермальных месторождений зоны перехода континет-океан (Северо-западная Пацифика). Магадан, 2001.

3. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. ВСЕГЕИ, 1999. С. 116.

4. Roedder E.B. Fluid inclusions // Mineralogical Society of America. Review in Mineralogy, 1984б. V. 12. P. 644.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУТАРА

С.Ю. Буравлёва

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: s_buravleva@yahoo.com

Проблема метаморфизма и метасоматоза высокоглиноземистых пород всегда привлекала пристальное внимание исследователей в связи потенциальной возможностью расширения круга новых источников полезных иско-

паемых, в частности корунда, особенно в связи с возрастанием роли корундовых месторождений в горнорудной промышленности.

Специфической особенностью этих пород является присутствие минералов, характерных для различных термодинамических условий и сохраняющих информацию о температурах и давлениях в момент метаморфизма. При этом на фоне большого объема исследований, остается практически не изученой проблема образования корунда в процессе метаморфизма и метасоматоза высокоглиноземистых пород.

Цели и задачи исследования. Основной целью исследований являлось изучение особенностей минерального и химического состава, PT-условий формирования высокоглиноземистых, в том числе корундсодержащих пород района месторождения Сутара. Предусматривалось установление минерального состава пород, образовавшихся на различных стадиях метаморфизма и метасоматоза.

Район месторождения Сутара, где были проведены исследования, является частью Малохинганского террейна, входящего в состав Буреинского супертеррейна [1].

Фундамент его сложен раннекембрийской кимканской толщей ($Є_1$km), сохранившийся после становления палеозойских интрузий. Породы представлены: глинистыми сланцами и известняками, фрагментарные выходы которых присутствуют среди разновозрастных гранитоидов.

Ордовикские двуслюдяные турмалинсодержащие лейкограниты (lγ3Ob) биробиджанского комплекса представляют собой апофизы неглубоко залегающих крупных массивов, сопровождающихся полями контактово измененных пород. В экзоконтакте тел вмещающие породы хинганской серии пронизаны послойными и секущими жилами лейкогранитов, часто переходящих в аплитовидные и пегматоидные разности. Акцессорные минералы: апатит, циркон, гранат, ксенотим, монацит, магнетит, рутил, ортит, флюорит.

В экзоконтакте интрузий биробиджанского комплекса породы хинганской серии ороговикованы. Здесь распространены ороговикованные алевролиты, песчаники, мраморизованные известняки кимканской толщи. Минеральные парагенезисы: кварц + биотит + кордиерит + турмалин + гранат и кварц + биотит + мусковит + андалузит ± гранат. В междуречье Широкая-Русская местами встречаются слюдяные сланцы, которые содержат силлиманит, кристаллический графит, гранат.

Исследованы корунды из россыпи и из коренных обнажений, обнаруженных в пределах Сутарской площади в виде корундовых пород – марундитов – в виде линзовидных тел, приуроченных к контактовой части жилы пегматита с карбонатными породами. Карбонатные породы и кристаллические сланцы прорваны аляскитовыми гранитами. В непосредственном контакте с гранитами карбонатные породы превращены в скарны, далее от контакта в рыхлую массу, богатую хлоритом, биотитом и тальком, которая на удале-

нии от контакта сменяется серпентинитами и офикальцитами.

В результате анализа проведенных исследований (с учетом времени образования минеральных микровключений в россыпных корундах), а также петрографического изучения шлифов и минералогического состава корундовых руд (марундитов), которые представлены, кроме корунда, содержание которого составляет 70-90%, маргаритом, диаспором, рутилом, вермикулитом и мусковитом, установлено, что процесс образования минеральных ассоциаций, содержащих корунд, включает несколько стадий.

Орто- и парапороды для корундовых руд (марундитов) представлены кристаллическими сланцами, содержащими силлиманит, кристаллический графит, гранат – обладают признаками глубокого метаморфизма. Ороговикованные алевролиты, песчаники, мраморизованные известняки, судя по слагающим их минеральным парагенезисам, (кварц + биотит + кордиерит + турмалин + гранат), метаморфизованы до амфибол-роговиковой фации. Из теоретических построений [5], а также согласно петрогенетической схеме фаций контактового и регионального метаморфизма Н.Л. Добрецова и др. [3], наиболее вероятные термодинамические поля устойчивости выделяемых минеральных ассоциаций ограничены линиями температур от 600 до 800 °С, давлений – от первых сотен бар до 3-4 кбар.

Формирование минеральных ассоциаций с корундовой минерализацией происходило при участии высокоглиноземистых двуслюдяных турмалиновых гранитов, лейкогранитов и пегматитов. К продуктам взаимодействия минералов орто- и парапород в высокотемпературную метасоматическую стадию относятся корунд, основной плагиоклаз, флогопит, образованные в эндоконтакте корундовых проявлений, и минералы скарновой ассоциации – форстерит, диопсид – в экзоконтакте корундовых зон. Температура метасоматического процесса оценивается в 500-700 °С, давление до 3 кбар.

Полная десиликация лейкократовых гранитов с образованием на контакте жилы пегматита с карбонатными породами и кристаллическими сланцами марундитов является заключительной стадией биметасоматического процесса. Условия сосуществования минерального парагенезиса (маргарит, диаспор, рутил, вермикулит и мусковит, заполняющие промежутки между кристаллами корунда), определены по экспериментальным данным. Наиболее вероятный температурный интервал существования диаспора в ассоциации с корундом и шпинелью, которая представлена минеральными включениями в корунде из марундитов [2] – 405-365 °С. Кроме того, на основании изучения углекислотных включений в маргарите, установлен диапазон давлений, при которых формировались корундовые породы. Он соответствует 0,8-1,5 кбар, что, по данным Россовского [4], соответствует температурному интервалу 470-720 °С. Таким образом, эти параметры (давления 0,8-1,5 кбар и температуры 470-365 °С) соответствуют нижней границе формирования марундитов месторождения Сутара.

Работа выполнена при финансовой поддержке грант ДВО РАН проект № 12-III-B-08-151.

Литература:

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука // Владивосток: Дальнаука, 2006. Книга 1. С. 119-122.

2. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 5. 406 с.

3. Добрецов Н.Л. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

6. Ициксон М.И. и др. Геологическое строение и корундовая минерализация района прииска Сутар // Отчет о геолого-поисковых работах на корунд в Бирском районе ЕАО Хабаровского края, 1943.

4. Россовский Л.Н. Условия образования рубина в мраморах // Геол. рудн. месторождений, 1982. № 2. С. 57-66.

5. Сизых А.И., Юденко М.А. Петрография метаморфических пород. Учебное пособие. Иркутск: Иркутск. Гос. ун-т, 2007. 123 с.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛОТИСТОГО (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

А.А. Гребенникова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail:anylotina@mail.ru

При решении проблемы генезиса, времени образования и источника вещества золоторудных месторождений представляется важным изучение стабильных изотопов, прежде всего, изотопов C, O, S.

Объектом для исследования стабильных изотопов серы явилось золоторудное месторождение Болотистое, которое входит в состав Право-Соолийского рудно-россыпного узла (Лазовский район, Хабаровский край). В данном докладе представлены первые результаты изучения изотопного состава $\delta^{34}S$ руд месторождения Болотистого.

Изотопный состав серы данного объекта был изучен по 7 образцам сульфидов (арсенопирит, галенит, пирит, пирротин, халькопирит) с помощью масс спектрометра Thermo Finnigan MAT 252 в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН по стандартной методике.

Месторождение Болотистое локализовано в «эрозионном окне» среди покровов миоценовых базальтов кизинской свиты, где обнажаются бериасс-валанжинские терригенные отложения, прорванные эоценовым интрузивным телом сложного состава (от габбро до кварцевых диоритов), частично перекрытых андезитами кузнецовской свиты. На месторождении проявлены разрывные нарушения северо-западного и субмеридионального направления, выраженные зонами интенсивной трещиноватости, гидротермально измененными породами (Дымович, 1979 г.). Наиболее широко во вмещающих породах проявлены процессы низкотемпературной

аргиллизации. Другие вторичные изменения, такие как пропилитизация, серицитизация, альбитизация, окварцевание и турмалинизация, распространены локально. Для площади данного объекта характерна раздробленность пород и широкое развитие кор выветривания.

Оруденение представлено штокверковым телом в габбро-диоритовом интрузиве и на отдельных участках, во вмещающих терригенно-осадочных породах нижнемелового возраста. Штокверк составляет сложную систему разноориентированных маломощных кварцевых или кварц-турмалиновых прожилков, мощностью их от нитевидных – до 20 см и протяженностью 10-15 м ориентированных в северо-западном, субмеридиональном, реже северо-восточном или субширотном простирании (Дымович, 1979 г.). Коренное оруденение представлено двумя продуктивными минеральными комплексами. Они различаются по минеральному составу и пробности самородного золота. Оба комплекса кварц-турмалин-золото-тетрадимит-теллуровисмутитовый и кварц-арсенидно-сульфидный, содержат в своем составе теллуриды и сульфотеллуриды висмута [2]. Помимо золота и висмут-теллуровых минералов в россыпях месторождения Болотистого были установлены минералы ЭПГ [1].

Содержания золота в руде обычно не превышают первых г/т, но в отдельных штуфных пробах достигают нескольких десятков г/т. Промышленные концентрации золота установлены в коренном залегании в кварц-турмалиновых метасоматитах (1,4 г/т), в алевролитах окварцованных кварцевых диоритах (от 1 г/т и выше).

Особенности изотопного состава серы месторождения Болотистого отражены на гистограмме (рис.). Величина $\delta^{34}S$ находится в интервале от -1,6 до +0,7‰ Был проведен сравнительный анализ изотопного состава $\delta^{34}S$ исследуемого объекта с месторождениями эпитермального и мезотермального типа. Для этого были использованы данные Ishihara S. and others [3]. По изотопному составу серы месторождение Болотистое практически не отличается от среднеглубинных золоторудных месторождений Сихотэ-Алиня (с висмут-теллуровой минерализацией), в которых большинство значений $\delta^{34}S$ в сульфидах близки к 0 [3]. С другой стороны, они попадают в интервал значений $\delta^{34}S$ (0±3‰), приписываемых сере магматической природы [4, 5].

Таким образом, проведенные исследования изотопного состава серы показали, что полученные данные месторождения Болотистого соответствуют характеристикам среднеглубинных золоторудных месторождений Сихотэ-Алиня.

Автор выражает благодарность к.г.-м.н. В.В. Иванову за предоставленный первичный материал. Автор признателен сотрудникам Аналитического центра ДВО РАН – к.г.-м.н. Т.А. Веливецкой и к.г.-м.н. А.В. Игнатьеву за помощь в выполнении аналитических исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 12-3-В-08-158.

Литература:

1. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Лотина А.А. Минералы платиноидов в золотых россыпях западных отрогов Сихотэ-Алиня // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 16-й научной конф. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 110-112.

2. Лотина А.А. Золото-висмут-теллуровая минерализация в коренных источниках и россыпях месторождения Болотистого (Хабаровский край) / Автореф. дис. кандидата геол.-минер. наук. Владивосток: Дальнаука, 2011. 27 с.

3. Ishihara S., Ivanov V.V. and Ratkin V. Gold deposits ant their $\delta^{34}S$ ratios of the Sikhote-Alin, Russia – a comparative study with those of the Sanyo Belt of Japan // Resource Geology, 1996. V. 46(5). P. 267-277.

4. Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // Review in Mineralogy, 1986. V. 16. P. 491-559.

5. Taylor B.E. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H and S // Review in Mineralogy, 1986. V. 16. P. 185-225.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ИЗ МИАРОЛ С РАЗНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ В ПЕГМАТИТАХ МАЛХАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.С. Дмитриева

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: dmitrieva@igc.irk.ru

Малханское месторождение в Забайкалье является одним из крупнейших источников благородного турмалина в Евразии. Важной особенностью месторождения является непостоянство минерального состава материала заполнения миарол, друзовых парагенезисов, в том числе видового состава борной минерализации. По характеру преобладающей минерализации выделяются три типа первичных миарол: 1) тип «А» – кварц-лепидолит-Mn-Li-Al-турмалиновые (± поллуцит, гамбергит, борокукеит, боромусковит, данбурит, светло-розовый берилл); 2) тип «Б» – кварц-адуляр-аксинитовые (± ломонтит); 3) тип «В» – кварцевые и ломонтитовые (± В-содержащий кукеит). В миаролах типа «Б» и «В» турмалин, если и присутствует в ограниченном количестве, то подвержен процессам интенсивного выщелачивания и перекристаллизации с образованием турмалин-асбеста и/или замещения ломонтитом. При разгерметизации миарол типа «Б» по трещинам формируются первично-вторичные миаролы с аксинитом и ломонтитом (тип «$Б_1$») [1]. Доклад посвящен сравнительному анализу особенностей флюидных включений (ФВ) в минералах (кварц, турмалин, данбурит, аксинит, адуляр, берилл и др.) из различных типов миарол и вмещающих их «матричных» пегматитовых парагенезисов, полученных методами криометрии и термометрии. В работе использованы экспериментальные и расчетные данные

для систем H_2O–NaCl и H_2O–NaCl–H_3BO_3 [2, 3, 5]. Модельным объектом послужила наиболее крупная жила Соседка с большим количеством миарол.

Выделено 4 типа первичных ФВ: 1) газово-жидкие; 2) газово-жидкие с сассолином; 3) газово-жидкие с одной или несколькими анизотропными фазами (± сассолин); 4) заполненные спутанно-волокнистым кристаллическим агрегатом, с небольшим количеством флюида и искаженным пузырьком газа. Включения четвертого типа, вероятно, являются результатом раскристаллизации коллоидных сред [4]. Включения 1 и 2 типов резко преобладают как в графических и блоковых зонах, так и в миаролах, но в последних количество ФВ 3 и 4 типов заметно увеличивается.

Характерны невыдержанность фазового состава и непостоянство объёмных соотношений фаз во ФВ, что указывает на гетерогенное состояние минералообразующей среды. Ниже приведены экспериментальные данные для основных характеристик ФВ.

Температуры гомогенизации ($T_{гом}$) ФВ варьируют в интервале 100-380 °С. Для ФВ в кварце из графических и блоковых зон пегматита, а также из миарол типа «А» характерен температурный интервал 150-300 °С, для миарол остальных типов – 250-350 °С (рис. 1).

Давление. Для матричных минеральных комплексов и миарол типов «Б», «$Б_1$» и «В» давление рассчитано с использованием изотермы 500 °С, а для миарол типа «А» – по изотерме 400 °С [5]. Согласно полученным данным, минералообразование осуществлялось при флюидном давлении от 0,5 до 6 кбар, но основной интервал составляет 1,5-3 кбар. В кварце из графи-

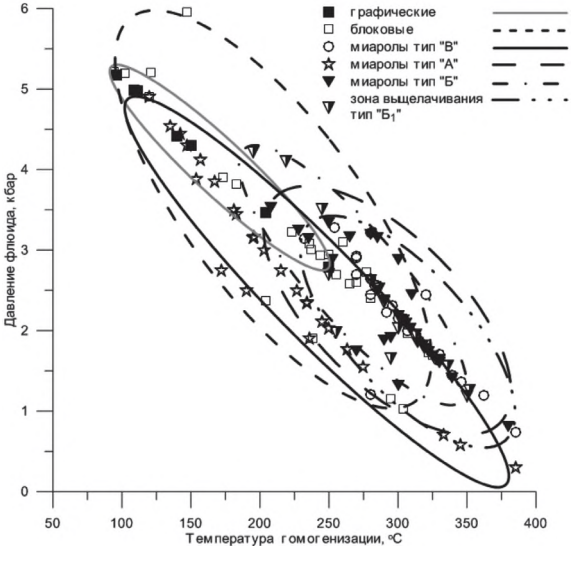


Рис. 1. *Соотношение флюидного давления и Тгом ФВ в кварце жилы Соседка.*

ческих срастаний и блоковых зон давления достигают 3,4-5,5 и 3,2-6 кбар соответственно. Довольно высокие значения (до 3-5 кбар) установлены для кварца из миарол типа «А», в миаролах других типов они существенно ниже (рис. 1).

Соленость растворов изменяется от 1 до 10 мас. % экв. NaCl (рис. 2), немного уменьшаясь от ранних генераций к более поздним. Наиболее высокие концентрации солей (7-10 мас. %) отмечены в растворах ФВ в кварце из зон графического и блокового пегматита, а самые низкие – в кварце миарол типа «В» (1-5 мас. %). В миаролах типа «А» соленость составляет 5-9 мас. %, в миаролах типа «Б» и «$Б_1$» – 2-6 мас. % экв. NaCl. Таким образом, соленость растворов снижается в ряду миарол от типа «А» к типу «В». Растворы ФВ в миароловом кварце обычно в большей степени обогащены борной кислотой, чем солевыми компонентами.

Концентрация борной кислоты ($С_{H3BO3}$) во флюиде колеблется от < 3 до 13 мас. % (рис. 2). В кварце графического пегматита H_3BO_3 не обнаружена даже при заморозке ФВ (т.е. < 3 мас. %), тогда как в кварце блоковых зон её содержания составляют 4,5-8 мас. %, а в кварце из миарол типа «А» и «$Б_1$» – 6-10 и 10-13 мас. % соответственно. Минимальные значения $С_{H3BO3}$ характерны для растворов ФВ в кварце из миарол «Б» и «В» (3-6 мас. %).

Плотность флюида варьирует от 0,5 до 1,0 г/см^3. Повышенная плотность растворов характерна для ФВ в блоковом кварце и кварце из графических срастаний (0,8-1,0 г/см^3), а наиболее низкая – для ФВ в кварце из миарол типа «В» (0,5-0,8 г/см^3). В кварцах из миарол типов «А» и «Б» плотность растворов сопоставима (0,6-0,9 г/см^3). В целом плотность флюида во ФВ из ми-

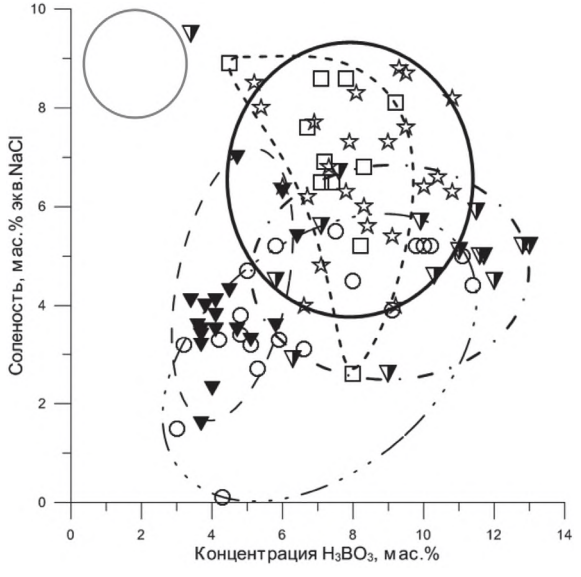


Рис. 2. *Соленость и содержание H3BO3 во ФВ в кварце. Условные обозначения см. рис. 1.*

арол ниже, чем во вмещающем их пегматите.

Таким образом, растворы, законсервированные в виде включений в минералах из миарол с разной минерализацией, наиболее существенно различаются по степени их солености и плотности.

Литература:

1. Загорский В.Е. Малханское месторождение турмалина: типы и природа миарол // ДАН, 2010. Т. 431. № 1. С. 81-84.

2. Наумов В.Б. Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 85-94.

3. Bodnar R.J., Vityk M.O. In: de Vivo, B. and Frezzotti, M.L. (eds). Interpretation of microthermometric data // Fluid inclusions in minerals: Methods and Applications. Pontignano; Siena, 1994. P. 117-130.

4. Peretyazhko I.S., Smirnov S.Z., Thomas V.G., Zagorsky V.Ye. Gels and melt-like gels in high-temperature endogeneous formation // Proceedings of the interim IAGOD Conference. Vladivostok. Russia: 2004. P. 306-309.

5. Peretyazhko I.S., Zagorsky V.Y., Smirnov S.Z., Mikhailov M.Y. // Chemical Geology, 2004. V. 210. P. 91-111.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ УНИКАЛЬНОГО БОРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДАЛЬНЕГОРСК, ПРИМОРЬЕ)

О.А. Карась

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный Геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Владивосток, e-mail: okaras@yandex.ru

Дальнегорское боросиликатное месторождение не имеет абсолютных генетических аналогов среди известных борных месторождений и по добыче руд сопоставимо по масштабам только с вулканогенно-осадочными месторождениями.

Аксинит-данбурит-датолитовое оруденение формировалось в инфильтрационных скарнах и приурочено к толщам средне-верхнетриасовых рифогенных известняков, которые представляют собой осадочные «шапки» гайотов [4]. Борное оруденение является наложенным на скарны, концентрация его зависит от минерального состава скарнов и уменьшается на глубину. Следует отметить, что размещение рудных тел не конформно метасоматической зональности, а тектонические нарушения и зоны трещиноватости не согласуются с рудными телами, пересекая известняки и рудные тела почти под прямым углом. По всей видимости, локализация рудных тел обусловлена первичным строением и составом горизонтов известняков, а скарновый процесс не является определяющим в локализации борного оруденения.

Гранитоидные породы на месторождении располагаются под скарнами

на глубине 1100-1400 м, не выходят на поверхность и вскрыты только скважинами. Гранитный массив, имевший непосредственное участие в образовании скарнов, начал формироваться при температуре 800-850 °С и давлении 65-90 МПа из маловодных (не более 3,5% H_2O) магматических расплавов. В составе расплавных включений наблюдаются незначительные различия, но в целом можно сделать вывод о том, что они типичны для магматических расплавов кислого состава. Проанализированные твердые фазы в недоплавленных расплавных включениях являются мусковитом и полевыми шпатами. Поскольку магма характеризовалась низким исходным водосодержанием, то, с точки зрения рудоносности, эта интрузия ординарна.

В скарнах широко развиты мелкие интрузивные тела среднего и основного составов, представленные линейными дайками и мелкими лакколитами сложной морфологии. Эти образования, распространены в центре боросиликатного месторождения и не встречены за его пределами. В.А. Баскиной с соавторами [1] рассматриваются как единый специфический комплекс высококалиевых латитов. По мнению авторов [1], дайки не являясь источником бора, внедрялись в зоне воздействия флюидного канала, служили проводниками рудоносных флюидов и были изменены под их воздействием.

Для выплавления высококалиевых магм критичным является наличие в минеральном составе мантийного источника флогопита, который формируется при дегидратации минералов, одновременно являющихся главными минералами-носителями бора [3]. Флогопит может концентрировать одновременно калий, как главный катион на позиции щелочного металла, так и бор, легко входящий в слюды в тетраэдрическую позицию на место, главным образом, алюминия. Однако, флогопит, оливин, керсутит и акцессорные минералы, характерные для пород калиевой щелочной серии, в латитах Дальнегорского боросиликатного месторождения отсутствуют.

Анализ породообразующих минералов даек на содержание в них бора показал, что ни олигоклаз, ни ортоклаз не накапливают бор и не являются концентраторами этого элемента, тем не менее, в латитах наблюдается повышенное содержание бора. Этот факт обусловлен наличием собственных минералов бора в составе даек, которые кристаллизовались после внедрения магм в борсодержащие породы, поскольку тела латитов несут признаки скарнирования. Анализ опубликованной литературы, а также собственные геологические наблюдения и детальные исследования, позволяют нам сделать вывод о том, что дайки месторождения не могут рассматриваться как источник бора.

Близкие и сопоставимые данные по изотопному составу борных минералов, приводимые различными авторами [1, 2, 5], интерпретируются поразному: как индикатор мантийного или осадочного происхождения бора. Эндогенное и экзогенное рудообразование существенно различаются между собой по изотопии. По нашим представлениям, следует учитывать влияние

магматической деятельности в рудном районе на изотопный состав борных минералов, которое привело к перераспределению бора, химическому изменению первично-осадочных боратов и образованию борных минералов, типичных для эндогенных процессов. Изотопный состав кислорода и углерода известняков, не претерпевших изменений, отвечает следующим величинам $\delta^{18}O = +10 – +20‰$ и $\delta^{13}C = +0,5 – +4,5‰$ [5], характерным для морских карбонатов. Можно предположить, что образование борной минерализации на изучаемом месторождении связано с диагенезом борсодержащих осадков морских бассейнов, отлагавшихся на стадиях галогенеза. Выпадение бора в осадок в лагунных отложениях могло осуществляться при поступлении поверхностных вод, относительно обогащенных бором. При этом, дополнительный вклад могли давать гидротермы, разгружающиеся на дне лагуны.

Средне-верхнетриасовые известняки района не содержат бор в значимых количествах, но представляют собой «шапки» более древних, чем в океане, палеозойских и мезозойских гайотов [4]. Известняки, по которым образовались скарны с борными рудами, представляют собой лишь незначительный фрагмент лагуны, оставшийся на поверхности в зоне субдукции океанической плиты под континент. Более тонкая и глубоко погруженная океанская литосфера, сталкиваясь с континентальной, ломалась и пододвигалась под нее, унося в глубины часть известняков, содержащих бор. Кроме того, в условиях интенсивного метаморфизма и скарнирования вероятность обнаружения известняков с прослоями боратов ничтожно мала.

Таким образом, гранитоидная интрузия и дайки обеспечили длительный прогрев вмещающих пород и создали благоприятные температурные условия для метасоматоза. Дайки, расположенные в центре боросиликатного месторождения, были изменены при взаимодействии с рудоносными породами, и так же, как и граниты, не являются источником бора. Воздействию флюидов подвергались преимущественно известняки, и можно предположить, что они являются источником подавляющей части бора; а магматические образования месторождения выполняли роль источника тепловой энергии для ремобилизации бора, образования скарнов и возникновения борных минералов, типичных для эндогенных процессов. Для формирования крупного скарново-боросиликатного месторождения важное значение имеет вещественно-геохимический фактор – наличие борсодержащих известняков, которые были вовлечены в эндогенные процессы в тектонически-активной зоне.

Литература:

1. Баскина В.А., Прокофьев В.Ю., Лебедев В.А. и др. Состав рудоносных растворов и источники бора Дальнегорского скарново-боросиликатного месторождения (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2009. Т. 5. № 3. С. 203-221.

2. Раткин В.В., Ватсон Б.Н. Дальнегорское скарновое боросиликатное

месторождение: геология и источник бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеанская геология, 1993. № 6. С. 95-102.

3. Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых миоцен-четвертичных бор-литиевых провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.

4. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Доклады Академии наук, 1989. Т. 307. № 1. С. 186-190.

5. Школьник Э.Л., Гвоздев В.И., Малинко С.В. и др. О природе боросиликатного оруденения Дальнегорского месторождения, Приморский край // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 3. С. 122-134.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ДИОКСИДАХ ТИТАНА ИЗ ПОРОД МАССИВА СЕВЕРНЫЙ (ЧУКОТКА)

А.В. Кургузова, Е.В. Полякова

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», г. Санкт-Петербург, e-mail: kurguzova_anna@mail.ru; e.v.poliakova@mail.ru

В статье рассмотрены особенности состава двуокиси титана из магматических и метасоматических пород массива Северный. Гранитоидный массив Северный залегает в складчатых толщах Паляваамского мегасинклинория Чукотской складчатой системы. Возраст гранитов массива оценивается как позднемеловой [1]. Массив сложен преимущественно биотитовыми гранитами и лейкогранитами, а также порфировидными биотитовыми и протолитионитовыми гранитами, гранит-порфирами, пегматитами и аплитами. Выделены также микроклин-альбитовые граниты и онгониты с циннвальдитом и топазом, отнесенные к фтор-литиевому подтипу субщелочно-лейкогранитового формационного типа.

Ранее [3] в составе массива Северный были выделены пять групп гидротермальных образований, формирующихся последовательно и различающихся по условиям локализации, формам проявления, минеральному составу и рудоносности. Эти группы рассматриваются как проявление пяти стадий гидротермального процесса, названных по главным породам каждой из стадий: 1 – альбитовой, 2 – цвиттеровой, 3 – турмалинитовой, 4 – хлоритовой и 5 – аргиллизитовой. Название цвиттеровой стадии метасоматитов дано по специфическим темнослюдистым грейзенам, которые широко развиты в гранитах массива Северный и аналогичны олово-вольфрамоносным грейзенам-цвиттерам, сопровождающим массивы литий-фтористых гранитов в Чехословакии, Монголии, Якутии [2].

Рутил и анатаз являются сквозными акцессорными минералами в породах массива Северный, и их свойства могут быть использованы для характеристики метасоматических процессов. Состав диоксида титана измерял-

ся методом рентгеноспектрального микроанализа. Выполнено 12 измерений состава по 6 пробам биотитовых гранитов (ЦКП СПГГУ, ЦЛ ВСЕГЕИ), 8 измерений по 4 пробам лейкогранитов (ЦЛ ВСЕГЕИ). В цвиттерах диоксид титана обнаружен в 14 пробах и выполнено 45 измерений его состав (ЦКП СПГГУ).

В качестве изоморфных примесей рутил из гранитов содержит Fe, W и Nb, а в двух пробах обнаружена примесь Ca. В ряде случаев удается различить рутил и анатаз гранитов оптическими методами, однако нередко диагностика затруднена. Рутил более распространен: он обнаружен в обоих типах гранитов в 11 из тех 14 прозрачно-полированных шлифов, где фазы TiO_2 определялись уверенно. Этот минерал образует идиоморфные призматические кристаллы толщиной 0,005-0,01 мм, также наблюдаются его агрегаты вдоль трещин спайности биотита и зерна неправильной формы до 0,3 мм, часто – срастающиеся с ильменитом. Анатаз надежно определен в 4 из 5 протолочек и в 3 прозрачно-полированных шлифах лейкогранитов, а также в 3 из 12 протолочек биотитовых гранитов. Он образует зерна в основном 0,01-0,05 мм, реже до 0,3 мм коричневато-серого до черного цвета. В шлифах наблюдаются и бесцветные, и бледно-коричневатые, и голубые окраски зерен. В большинстве случаев анатаз дипирапидальный, при этом наблюдается горизонтальная штриховка. В лейкогранитах встречаются крупные (до 0,5 мм) зерна анатаза пинакоидального габитуса. В 1 пробе биотитового гранита и в 1 пробе лейкогранита выявлены аномальные анатазы близкого состава $(Ti_{0.67}Ta_{0.15}Fe_{0.11}Nb_{0.06}Sn_{0.01})O_2$, различающиеся только отношением содержаний Ta и Nb, содержащие микровключения минералов Ta, Nb,W.

В цвиттерах состав оксидов титана отличается значительным разнообразием, что, вероятно, связано с составом метасоматических растворов. В качестве постоянных примесей присутствуют Sn, W, Nb, Ta. В отличие от гранитов, примесь Fe выше и составляет в среднем 0,06 атома на формулу, в то время как диоксид титана как биотитовых, так и циннвальдитовых гранитов содержит 0,01 атома Fe на формулу. Представительные формулы диоксидов титана Северного массива приведены в таблице.

Вероятно, метасоматическое происхождение имеют и аномальные Nb–Ta анатазы гранитов.

Таблица.

Формулы рутилов из пород Северного массива.

Представительные формулы диоксидов титана из пород Северного массива	
Вмещающая порода	Эмпирическая формула диоксида титана
Биотитовые граниты	$(Ti_{0,93}Fe_{0,01}V_{0,01}Nb_{0,01}Ca_{0,02})_{0,98}O_2$
Лейкограниты	$(Ti_{0,95}Fe_{0,01}V_{0,01}Nb_{0,02})_{0,99}O_2$
Цвиттер	$(Ti_{0,80}Nb_{0,06}Fe_{0,06}Sn_{0,03}Ta_{0,02}W_{0,01})_{0,98}O_2$

Таким образом, типоморфизм диоксидов титана магматических и метасоматических пород массива Северный свидетельствует о редкометально-литофильной геохимической специализации метасоматических растворов: Sn, W, Nb, Ta.

Литература:

1. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические особенности и результаты Rb/Sr датирования редкометалльных гранитоидов восточного побережья Чаунской губы // Доклады АН СССР, 1992. Т. 325. № 5. С. 1039-1043.

2. Коваленко В.И., Кузьмина М.И., Гундсамбуу Ц. и др. Геохимическая характеристика цвиттеров нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы) // Доклады АН СССР, 1970. Т. 190. № 3. С. 690-693.

3. Марин Ю.Б., Алексеев В.И. Разработка критериев локального прогнозирования оловянного оруденения на массиве Северном на основе изучения метасоматической, минералогической и геохимической зональности. СПб.: СПбГИ, 1992. 309 с.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕНТАЧАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

А.В. Курмаев

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт ФГУП (ЦНИГРИ), г. Москва, e-mail: stigmata-av@yandex.ru

Адыча-Тарынская зона Восточной Якутии включает в себя ряд крупных объектов золото-сурьмяной минерализации, таких как Сарылах, Сентачан, Малтан и др. и располагается в составе Яно-Колымской складчатой области. Крупнейшим золото-сурьмяным объектом северной части Адыча-Тарынской рудной зоны является Сентачанское рудное поле. В металлогеническом отношении объект входит в состав Янского рудного района и, одноименного, Сентачанского рудного узла. Расположение месторождения можно связать с несколькими факторами.

В региональном плане объект привязан к пересечению крупных региональных тектонических структур. Адыча-Тарынской складчато-надвиговой зоны, простирающейся в северо-западном направлении, и Дербеки-Нельгесинской зоны раннемеловых гранитных интрузий, примыкающей с запада и имеющей северо-восточное простирание. В месте изменения простирания, Адыча-Тарынская система разрывов образует «куст» расходящихся более мелких разрывных нарушений север-, северо-западного простирания, образующий Ударникскую зону разрывных нарушений. Ударникская зона осложнена второстепенными разрывами и включает в себя основные рудопроявления золота и сурьмы Сентачанского рудного поля.

Положение границ рудного поля до сих пор остается неопределенным

и различными авторами обосновывается по-разному. Основной проблемой выделения границ рудного поля является обоснование северной границы. Западная и восточная граница определяются положением Ударникской зоны (между Лазовским и Сентачанским разрывами). Исследователи Смывина В.С., Суставов О.А. предложили рассматривать северной оконечностью рудного поля субширотный разрыв Промежуточный, обосновывая этот выбор его экранирующими характеристиками, а блок расположенный севернее, труднопроницаемым для минерализованных растворов. Действительно, принимая данную точку зрения, можно отметить, что распределение на площади основных минерализованных зон дробления и прожилкования наблюдается южнее плоскости разрыва Промежуточный. Южная граница расположена на сочленении Сентачанского и Лазовского разрывов. Исходя из всего вышесказанного, Сентачанское рудное поле, представляет клиновидный блок, ограниченный крупными разрывными нарушениями.

Особенности стратиграфического разреза. Вмещающая толща на территории Сентачанского рудного поля характеризуется верхнетриасовым возрастом отложений, принадлежащим Норийскому и самым нижним горизонтам Рэтского яруса. В строении Ударникской зоны участвуют наиболее древние образованиями $T_3n^1_3$. К востоку от месторождения Сентачан на поверхности обнажает еще более древние пачки среднего горизонта Норийского яруса $T_3n^2_2$. Литологический состав большинства образований отвечает алевролитам [1].

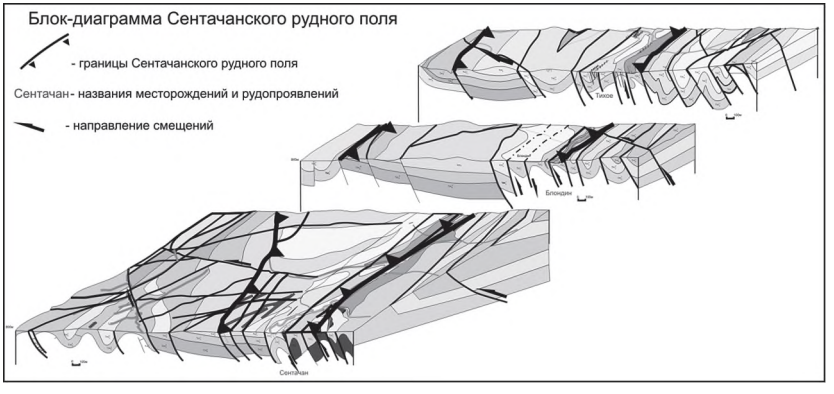
Тектонгические дислокации. Общее северо-западное простирание элементов региональной структуры отображается в пределах границ Сентачанского рудного поля.

Складчатые образования. Между Сентачанским и Лазовским разрывами располагается крупная антиклиналь рудного поля – Ударникская. Она прослеживается в пределах всего рудного поля в северо-западном направлении и за его пределами примыкает к Лазовскому разрыву. Ударникская антиклиналь имеет опрокинутое залегание западного крыла. Это придает складке, в целом, характер моноклинального залегания с падением крыльев на северовосток с углами 60-80°. Сентачанское месторождение размещается на западном запрокинутом крыле складки.

Разрывные нарушения. Структура рудного поля определяется разрывными нарушениями. По характеру перемещений структура относится к типу взбросо-сдвигов, амплитуда вертикальных и горизонтальных подвижек оценивается в несколько сотен метров. Адыча-Тарынскую систему пересекают разломы северо-восточного (субширотного) простирания, представляющие собой левые взбросо-сдвиги. Наиболее крупным из них является Ирюнджа-Сентачанский. Другим крупным разрывом северо-восточного простирания является разлом Промежуточный, картируемый в северной части рудного поля. Участки изменения простирания этого разрыва с субширотного

на северо-восточное отмечаются восточнее пересечения Адыча-Тарынского разлома и западнее пересечения Лазовского. То есть между этими разломами Промежуточный разлом имеет субширотное простирание. При левосдвиговых движениях по сместителю этот участок является притертым, труднопроницаемым для рудоносных растворов и может рассматриваться как северная граница рудного поля [2] (рис.).

Морфология и строение рудных тел. Рудные тела месторождения и рудопроявлений в пределах рудного поля сосредоточены в приоткрытых участках разрывов северо-западного простирания и зонах смятия и рассланцевания. Морфология рудных тел определяется характером разрывных нарушений. В большинстве рудные тела представляют собой системы жил и прожилков кварцевого и кварц-карбонатного состава с антимонитом. Также широко распространены зоны дробления с прожилково-вкрапленной минерализацией кварц-карбонатного состава. Основная часть рудных тел сосредоточена в пределах Ударникской зоны разрывных нарушений. Основные рудопроявления – Тихое, Боек и др., характеризуются сериями минерализованных зон дробления с сетью маломощных 2-10 см кварц-карбонатных прожилков с вкрапленностью сульфидов и самородного золота. Простирание зоны северо-западное. Рудопроявления Задумчивое, Блондин, Колобок, Утиное – сосредоточены в зонах дробления мощностью до 30 метров, имеющих падение 70-80°. Простирание зон северо-западное, падение на северо-восток. Минеральный состав рудных тел достаточно однообразен. Основу слагают кварц-карбонатные прожилки с антимонитом, реже пиритом, самородным золотом. Околожильные изменения представлены объемной карбонатизацией вмещающих пород, метасоматическими прожилками карбоната. Так же рудные тела сопровождаются метасоматическими ореолами карбонатизации, пиритизации и серицитизации. В плане рудопроявления представляют собой серию эшелонированных рудных тел, сосредоточенных в приоткрытых частях разрывов близ меридионального простирания, а также примыкающих к ним северо-западных нарушениях [2].



Литература:

1. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения: Геология, минералогия и геохимия. М.: Наука/Интерпериодика, 2001.

2. Смывина В.С., Суставов О.А. и др. Изучение структуры Сентачанского рудного поля в северо-западной части Адыча-Тарынской зоны. Свердловск, 1984. (ф).

САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И ИХ КАРБИДЫ ФАДЕЕВСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА

Е.И. Медведев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: Cage21@mail.ru

Россыпные проявления благородных металлов юга Дальнего Востока уже долгое время эксплуатируются, их интенсивная отработка привела к истощению геологических запасов. Вследствие чего, встает вопрос о расширении минерально-сырьевой базы данного района, в частности на примере Фадеевского рудно-россыпного узла показана возможность обнаружения нетрадиционных для территории типов золотой минерализации. К их числу относится открытая авторами золото-ртутная минерализация.

В геологическом строении изученной площади развиты базальто-кремнисто-туфогенные, кремнисто-глинистые, аргиллитовые и туфогенно-песчаниковые отложения (S_{1-2}). Их перекрывают вулканогенно-осадочные толщи пермского возраста (P_{1-2}) и эффузивы кислого состава (P_2). Породы вулканогенно-терригенного комплекса, включающего черные сланцы, прорваны на юге крупными массивами гранитоидов, а на севере небольшими телами габброидов и сиенитов. Особенности геологической позиции изученного узла определяются пространственной приуроченностью к области тектоно-магматической активизации на стыке Ханкайского и Лаоелин-Гродековского террейнов.

Геолого-геофизические исследования демонстрируют наличие в осадочном чехле скрытого разлома глубинного заложения [5]. В аллювиальных и делювиальных отложениях р.р. Фадеевка и Золотая с притоками, дренирующих гранитоиды и черносланцевую толщу соответственно на юге и севере площади, обнаружены россыпи благородных металлов. По сросткам минералов из рыхлых отложений северной части изученной площади выделено три продуктивные ассоциации (от ранних к поздним): 1 – Hg, Cu, Pd – содержащее золото – минералы ЭПГ – хромит; 2 – серебристое золото–сульфиды–кварц; 3 – природные амальгамы золота и платины – самородные металлы (Pb, Zn, Fe, Cu), интерметаллиды (Pb–Sn–Sb) – карбиды Fe, Si, W.

Результаты изучения минералов двух первых ассоциаций были изложены в [1, 2]. Остановимся более детально на уникальной ассоциации

природного ртутистого золота, платины, киновари, самородных металлах и карбидов. Основной задачей данного сообщения является уточнение геолого-генетической информации заложенной в минералах необычной благороднометальной ассоциации. Для этого были изучены шлихи и протолочки горных пород правых притоков бассейна водосбора р. Золотая в нее входит: р. Малая Нестеровка, р. Толстокулиха, р. Поликарпиха.

Основу ранее неизвестной многометальной ассоциации составляет амальгама золота и платины рассмотрены нами в более ранних работах [3], поэтому сейчас, остановимся на детальном рассмотрении самородных металлов и их карбидов.

К числу наиболее распространенных самородным металлов изученной площади является медь, которая обычно встречается в виде мелких сфероидальных выделений, их состав характеризуется высокой химической частотой. В отдельных случаях на поверхности сфероидов самородной меди отмечаются присутствие каймы амальгамы меди. На одном из шаровидных выделений впервые обнаружено включение необычного элементного состава (мас. %) – Cu – 22,23, Hg – 52,68 и Mo – 24,13. Самородный свинец представлен мелкими кристаллами высокой химической чистоты со сглаженными углами и гранями. Из других самородных металлов отмечены сфероиды (диаметром до 10мкм) самородного железа и меди, практически не содержащие микропримесей других элементов. Самородный цинк обычно встречается в виде мелких (не более 0,1-0,2 мм) светло-серых с металлическим блеском выделений пластинчатой формы, часто наслаивающихся друг на друга с образованием удлиненных форм (рис. 1а). Химический состав цинка близок к 100 мас. %. Поверхность выделения самородного металла покрыта бурыми налетами цинкита. Особый интерес вызывают наноразмерные сферы и полусферы углеродистого вещества, которые нарастают на поверхности отдельных пластинок цинка (рис. 1б).

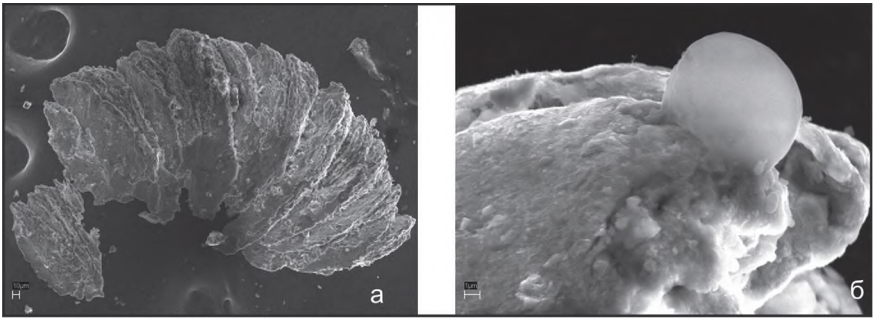


Рис. 1. *Фрагмент пластинки самородного цинка (а) с углеродистым сфероидом на ее поверхности (б).*

Самородный вольфрам (рис. 2а) представляет собой тот же иерархический ряд организации нановещества: сфероид-спираль, что и описанный нами ранее для амальгам золота [4]. Причинами свертывания волокон вольфрама в спирали, как и в случае с аурамальмой, могут быть структурные особенности кристаллизующегося вещества. При этом состав сфероидов и спирали характеризуется присутствием W в количестве (мас. %) от 84,5 до 92,1; C – от 4,6 до 7,6; O – от 5,5 до 10,0. Поверхность микроспиралей усеяна зернами ртутистого золота (Hg до 7 мас. %), беспримесного самородного золота (рис. 2в, г), а также свинца, киновари и касситерита. Наибольший интерес вызывают скопления в углублениях поверхности самородного вольфрама кристаллов вольфрамита (рис. 2б). Специфической чертой их состава является присутствие примеси Re. По концентрации железа и марганца вольфрамиты можно отнести к фербериту.

Наличие углерода в рудообразующей системе подтверждается также присутствием микрокристаллов карбида кремния, железа и вольфрама. Карбиды железа (когенит), чаще всего, отмечается в тесных срастаниях с пиритом, содержание углерода колеблется в них от 40 до 70 мас. %. Кроме, того, в них часто отмечается примеси Si, Al в количествах до 3-4 мас. %. **Карбид крем-**

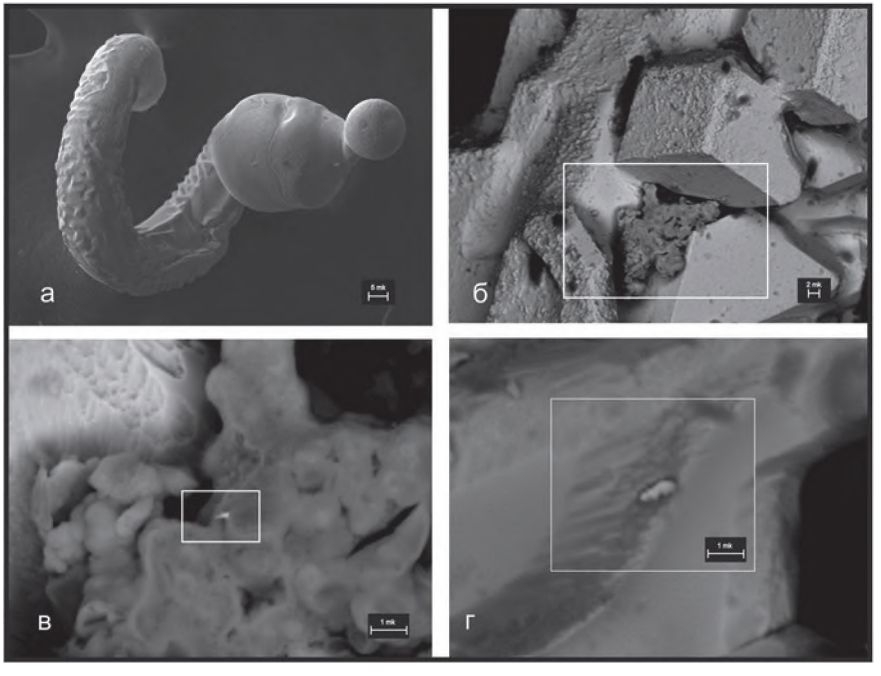


Рис. 2. *Микроспираль самородного вольфрама (а), с включениями вольфрамита (б), золота, (в) и аурамальгамы (г).*

ния (муассанит) встречен в виде мелких уплощенных кристаллов размером в первые десятые доли миллиметра. По данным микрозондового анализа для него наиболее характерна примесь Fe (до 4 мас. %). Помимо самородно-металлических зерен вольфрам образует соединения с углеродом. Представлен он небольшими угловатыми зернами темно-серого цвета следующего состава (мас. %) C – 36,1; W – 75,9 (рис. 3а, б).

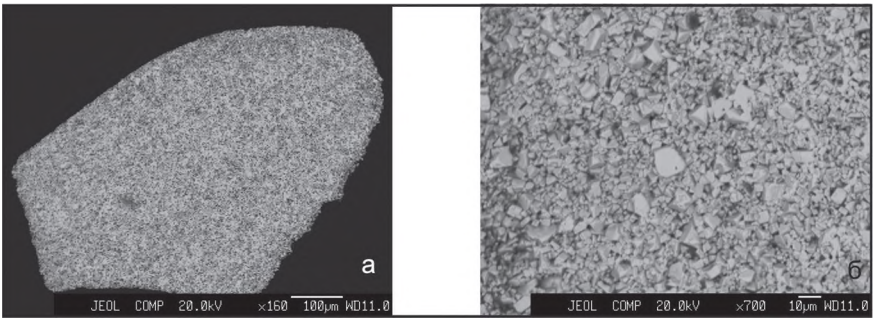


Рис. 3. *Внутренняя структура карбида вольфрама (а) и его увеличенный фрагмент (б). Изображение в обратно отраженных электронах.*

Представленные материалы по морфологии выделений Cu, Fe, Zn, Pb, карбидов Si, Fe и W, дают основание предполагать, что преобладание сфероидальных форм определяются условиями переноса самородных металлов существенно газовыми восстановленными флюидами.

Таким образом, суммируя вышесказанное, хотелось бы еще раз отметить, что специфическую ассоциацию аурамальгамы с самородными металлами (железом, цинком, медью, свинцом), интерметаллическими соединениями систем Pb–Sb–Sn, Fe–Cr, карбидами Fe, Si и W (муассанитом, когенитом) можно интерпретировать в качестве одного из признаков локального проявления активизационных процессов, сопровождавшихся глубинными восстановительными флюидопотоками.

Литература:

1. Молчанов В.П., Сапин В.И., Хомич В.Г. Проблемы геологии и металлогения Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001 С.184-185.

2. Молчанов В.П., Моисеенков В.Г., Хомич В.Г. Минералы благородных металлов россыпей Фадеевского узла (Приморье) как индикаторы формационной принадлежности коренных источников // ДАН, 2005. Т. 402. № 5. С. 661-664.

3. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-россыпного узла, Приморье // ДАН, 2008.

Т. 422. № 4. С. 536-538.

4. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Находки наноструктур природного ртутистого золота на поверхности кристаллов ильменита Фадеевского рудно-россыпного узла (Приморье) // ДАН, 2009. Т. 428. № 5. С. 659-662.

5. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Глубинное строение и золотоносность Юго-Востока России // Геология и разведка, 2009. № 6. С. 32-38.

КОЛОМОРФНЫЙ КАССИТЕРИТ ДЖАЛИНДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА

А.А. Орехов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: orekhov@fegi.ru

Деревянистое олово или коломорфный касситерит известен в рудной геологии с конца XIX века. Впервые деревянистое олово описано Ф.А. Гентом [5]. Позже в литературе встречаются описания почкообразных агрегатов деревянистого олова в третичных риолитах Невады, в оловянных месторождениях Боливии и в гематит-касситеритовых прожилках в штате Новая Мексика. В 1948 году Е.А. Радкевич описаны колломорфные образования касситерита и сфалерита, кристаллизация которых происходила, по ее мнению, из сложного геля. Колломорфные оловянные руды привлекают внимание исследователей необычным почковидным строением скоплений касситерита, на срезе напоминающим годовые кольца деревьев.

Джалиндинское месторождение деревянистого олова представляет собой наиболее характерный пример риолитового типа оловянного оруденения в России. Оно расположено на северо-восточной окраине Хингано-Олонойского рудного района в жерловине раннемелового палеовулкана, приуроченого к широтной зоне разлома. Площадь месторождения сложена щелочными риолитами (комендитами) и их туфолавами. Риолиты прорваны дайкой щелочных диабазовых порфиритов. Оруденение приурочено к зоне гидротермального изменения риолитов, простирающейся в северо-восточном (10-30°) направлении на протяжении около 1000 м. Морфология зоны близка к структуре «конского хвоста». Рудное тело протяженностью около 100 м и мощностью от 1 до 13,5 м с содержанием олова от 0,10 до 26,99 вес. % выделено по результатам опробования в северной части месторождения. Интенсивность оруденения резко уменьшается с глубиной.

Скопления колломорфного и очень мелкого (тонкодисперсного) кристаллического касситерита образуют гнезда, и линзы в кварцевых метасоматитах. В измененных вмещающих породах отмечена редкая вкрапленность арсенопирита, пирита, галенита, халькопирита, а в протолочках руды присутствуют хлорит, флюорит, самородный висмут, базовисмутин, шеелит,

гематит и эпидот [4]. Колломорфный касситерит, выделяется в виде двух разновозрастных генераций (рис.). Ранним и наиболее распространенным касситеритом сложены оолитоподобные, почковидные агрегаты. В разрезе (сечении) они имеют концентрически-зональное строение с чередованием зон от черной до темно-коричневой, желто-бурой и белой окраски. Отдельные оолиты имеют размер от 0,1 мм до 2-3 см в диаметре. Колломорфный касситерит поздней генерации, также окружает оторочками выделения раннего касситерита или отлагается в них вместе с кварцем в секущих со смещением трещинках. Особенности строения и состава раннего касситерита были рассмотрены Г.Н. Комаровой [3] и Г.В. Ициксон [2]. Они впервые указали на колломорфную природу «деревянистого олова» и отметили его высокую индиеносность. Как показали А.Д. Генкин и И.В. Муравьева [1] высокая индиеносность касситерита (содержание индия от 0,58 до 2,0 вес. %.) объяснялась присутствием в рассекающих его тончайших прожилках кварца с минералами индия.

С помощью микрозондового анализа (CAMECA e-probe, Natural History Museum, London) нами подтверждено присутствие двух минералов индия: индита – $FeIn_2S_4$ и замещающего его джалиндита – $In(OH)_3$. В аналогичных прожилках кварца нами обнаружена фаза, отражательная способность которой несколько ниже касситерита. В составе ее микрозондовым анализом установлено (вес. %); Fe – 1,69; In – 39,24; Si – 54,16; Sn – 7,70; As – 0,61; сумма – 103,40. Если исключить из анализа олово, представленное субмикроскопическими микровключениями касситерита, то оставшаяся часть может соответствовать формуле: $InSi_4O_{11}$.

В окружающем эту фазу касситерите содержание индия не превышает 0,01 вес. %.

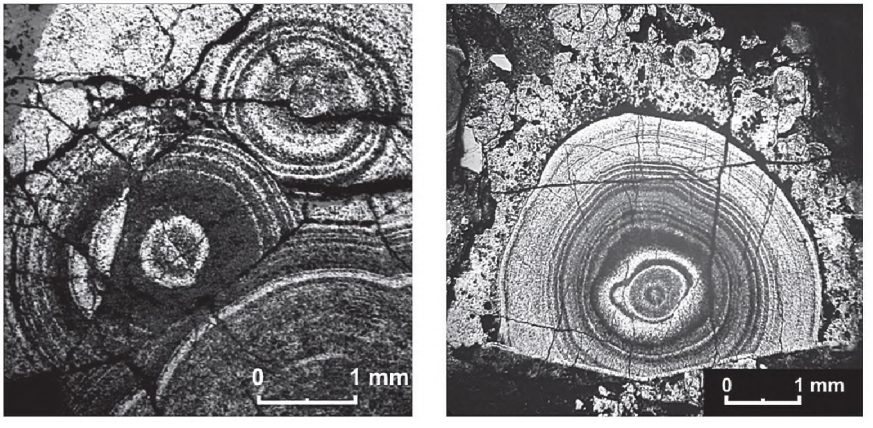


Рис. *Оолитоподобные, почковидные агрегаты колломорфного касситерита в отраженном свете.*

По мнению Г.В. Ициксон, связь оловянной минерализации месторождения предполагается не с формированием покрова, а с метасоматическим преобразованием его пород в условиях низкого литостатического давления. Источником растворов могли быть породы («интрузивные кварцевые порфиры») глубиннной фации. Обычные для таких условий резкие изменения внешнего давления и связанное с этим вскипание растворов и изменение их концентрации могли обусловить переход истинных растворов в гели насыщенные оловом и кремнеземом, в результате дегидратации которых формировалось «деревянистое олово».

По мнению авторов, предполагается, что эволюция рудоносного риолитового расплава на месторождении Джалинда происходила не по обычной для таких месторождений «онгонитовой» модели, а с образованием на заключительной ее стадии высококремнистого, относительно бедного фтором, литием, но обогащенного оловом расплава. Резкое изменение физико – химических параметров системы, обусловленное эволюцией расплава в приповерхностных условиях (жерло палеовулкана), приводило к отделению кремний-оловянных комплексов, распад которых сопровождался отложением различных модификаций кремнезема и оолитоподобных образований колломорфного касситерита.

На начальном этапе, исследования проводились при поддержке CERCAMS (Centre for Russian and Central Eurasian Mineral Studies, Музей Естествознания, Лондон, Великобритания), в настоящее время при содействии ДВО РАН, Проект № 12-III-B-08-059.

Литература:

1. Генкин А.Д., Муравьева И.В. Индит и джалиндит – новые минералы индия // Записки Всесоюзного минералогического общества, 1963. Часть XC11. Вып. 4. С. 446-457.

2. Ициксон Г.В., Рундквист Д.В., Павлова И.Г., Козлов В.А., Шербинин И.С., Огнянов Н.В. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Л.: Тр. ВСЕГЕИ, 1959. Т. 27.

3. Комарова Г.Н., Новороссова Л.Е. О поведении олова и индия в колломорфных агрегатах касситерита на Джалиндинском месторождении на Малом Хингане // Геохимия, 1959. № 8. С. 716-720.

4. Усенко С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра, 1973.

5. Genth F.A. Contribution to mineralogy // Am. Philos. Soc. Proc. V. 24. 1887. P. 30-31.

КОБАЛЬТ-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАРГАНЦЕВОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД ОЛЬГИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Е.В. Перевозникова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: elenavalper@yandex.ru

Марганцевосиликатные породы слагают линзообразные и пластовые тела в верхней части триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Нижняя часть этой формации (оленек-ранний анизий) по сравнению с верхней частью, сложенной в основном плитчатыми кремнями, обогащена глинистым и органическим веществом. [1-3]. В Сихотэ-Алине известны лишь фрагменты триасовой кремневой формации в виде крупных блоков в осадочных породах юрского и раннемелового олистостромовых комплексов Самаркинского и Таухинского террейнов. Марганцевосиликатные породы, выходы которых изучены в Ольгинском, Дальнегорском (Таухинский) и Малиновском (Самаркинский террейн) рудных районах, сложены, главным образом, силикатами и алюмосиликатами Mn. Они являются продуктами контактового метаморфизма кремнисто-родохрозитовых пород – биогенных кремней с дисперсным родохрозитом, образовавшихся в результате диагенеза обогащенных Mn, глинистым и органическим веществом кремнистых илов (Перевозникова, 2010). Последние представляли собой металлоносные осадки прилегавших к островам акваторий, в формировании которых определяющую роль играли процессы размыва апоофиолитовой коры выветривания островов в конце среднего-позднем триасе (Казаченко, Перевозникова, 2011). В марганцевосиликатных породах, несмотря на значительную дифференциацию вещества в осадочном процессе, проявились многие геохимические особенности материнских основных и ультраосновных пород (Казаченко, Перевозникова, 2011), к которым относится, в частности, обогащение такими элементами, как Au, Pt, Pd, Ni и Co [2, 3].

По результатам пробирного, ИСП МС и атомно-абсорбционного анализов марганцевосиликатные породы Ольгинского района содержат до 35,38 г/т Au; 0,40 г/т Pt и до 0,08 г/т Pd. Содержание Ni в марганцевосиликатных породах Ольгинского района по данным ИСП МС метода колеблется от 65,6 до 1377 г/т (среднее 264,2 г/т), а содержание Co изменяется от 30,3 до 1021 г/т (среднее 274,1 г/т).

Кобальт-никелевая минерализация представлена многочисленными соединениями Co и Ni с S, As, Sb, Bi и Te. Наиболее типичен кобальтин-герсдорфитовый твердый раствор. Его состав колеблется от состава «чистого» герсдорфита до состава «чистого» кобальтина. Характерной изоморфной примесью является Sb. Изредка отмечается немного Cu или Te. Ранее минерал кобальтин-герсдорфитового ряда вместе со скуттерудитом был обнаружен в боросиликатных скарнах Дальнегорского рудного района (Кузенная,

Пономарева, 2005).

В породах Широкопаднинской площади распространены в основном богатые Co разновидности этого минерала. Очень богатые герсдорфитовым миналом (более 65 мол. %) составы встречаются редко. Отличительной особенностью пород этой площади является высокое содержание Sb в минерале кобальтин-герсдорфитового ряда и присутствие богатого As ульманита. Для этих минералов с общей формулой (Ni,Co)(As,Sb)S характерен широкий изоморфизм между мышьяковистым и сурьмянистым миналами с небольшим разрывом (?) в смесимости в центральной части этого изоморфного ряда. В марганцевосиликатных породах Мокрушинской площади, в отличие от аналогичных пород Широкопаднинской площади, распространены наиболее богатые Co члены кобальтин-герсдорфитового ряда, ассоциирующие с сурьмянистым аналогом кобальтина – костибитом (или паракостибитом), и совсем не содержащие Sb.

Кроме рассмотренных выше минералов в марганцевосиликатных породах присутствует группа сульфидов, антимонидов и арсенидов Ni и Co. В породах Мокрушинской площади рассматриваемая группа минералов представлена богатыми или обогащенными Co сульфидами – необычной разновидностью миллерита, в которой Co преобладает над Ni, а также зигенитом, полидимитом и пентландитом.

Марганцевосиликатные породы Широкопаднинской площади отличаются преобладанием арсенидов и антимонидов Ni над его сульфидами и отсутствием или низким содержанием Co в этих минералах. Распространены никелин, брейтгауптит и промежуточные члены никелин-брейтгауптитового ряда.

Особенностью марганцевосиликатных пород Широкопаднинской площади является присутствие теллуридов никеля – имгрэита и неназванных соединений состава Ni_3Te_4 и Ni_2Te_3, обогащенных As и, особенно, Sb.

Марганцевосиликатные и кремнисто-родохрозитовые породы изначально являлись продуктами размыва в триасовое время апоофиолитовой латеритной коры выветривания островов, разбавленными биогенным кремнеземом и органическим веществом [4]. С этой особенностью генезиса связано обогащение этих пород Mn, Au, Pt, Pd, Ni, Co и др. металлами и присутствие типоморфных ассоциаций рудных минералов.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 12-III-B-08-163.

Литература:

1. Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.

2. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Приморье – новый перспективный регион России с золото-палладий-платиновым оруденением нетрадиционного типа // Доклады АН, 2009. Т. 425. № 5. С. 651-655.

3. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Сихотэ-Алинь как возможная провинция гидротермально-осадочных месторождений золота, серебра, платиноидов, олова, цинка, свинца и вольфрама. Доклады АН, 2006. Т. 410. № 1. С. 75-82.

4. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н., Скосарева Н.В. Роль офиолитов в металлогении Сихотэ-Алиня. Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы Всероссийской конференции с международным участием (Владивосток, 20-23 сентября 2011 г.). Владивосток, 2011. С 362-366.

МЕЗОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА И НЕОТЕКТОНИКА БУРУСТАХСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Т.С. Рамазанова

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), г. Москва, e-mail: tomcka@yandex.ru

Бурустахский рудно-россыпной узел расположен в пределах Нерского плоскогорья. Территория приурочена к области развития мезозойских (T–J) осадочных пород верхоянского комплекса. Породы представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Меловые и палеогеновые отложения в районе исследования отсутствуют.

Осадочные толщи участвуют в строении Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория, ориентированных в северо-западном направлении. Район исследования расположен в месте сочленения этих структур, разделенных Чай-Юрьинской разломной зоной.

Бурустахский узел расположен в пределах одноименной антиклинали, осложненной складками второго порядка. Простирание антиклинали и складок согласуется с простиранием региональных структур.

Золоторудные проявления Бурустахского узла расположены в верхнетриасовых отложениях и контролируются Чай-Юрьинским региональным разломом, простирающимся в северо-западном направлении.

Россыпи приурочены к долинам крупных рек (Нера, Бурустах, Курун-Агалык) и их притокам (Задумчивый, Золотой Рог, Забытый и др.), большинство из них отработаны.

Распределение золотоносности Бурустахского узла неравномерно. Рудопроявления расположены по границам узла, в его северо-восточной и юго-западной части. Россыпи развиты по всей территории.

Исследователи Яно-Колымского складчатого пояса (Ю.Н. Трушков и др.) установили, что снос рудного золота определяется первыми километрами. Они считают, что россыпи располагаются не далее 1-2 км от коренных источников.

Факторы, влияющие на размещение россыпей: 1) размещение коренных источников; 2) эрозионный срез; 3) геоморфологическая обстановка; 4) дальность сноса золота в россыпях.

Для решения вопроса о локализации рудопроявлений и россыпей в современной структуре большое значение имеет изучение тектонического развития района и его геоморфологической обстановки.

В этой связи составлена карта структурно-геоморфологического районирования 1:50000 масштаба. Бурустахский рудно-россыпной узел расположен в пределах обширного неотектонического прогиба, отчасти заполненного аллювиально-озерными отложениями плиоценового возраста. Таким образом, неотектонический прогиб является инверсионным (обращенным) по отношению к древней наложенной одноименной антиклинали.

Рудопроявления золота расположены на крыльях этого прогиба. Долины расположены как вдоль, так и вкрест его простирания. Крупные продольные долины рек Нера и Бурустах располагаются в осевой части прогиба.

Таким образом, россыпи золота, концентрирующиеся в осевой части прогиба, связаны с коренными источниками, расположенными на склонах этого прогиба.

Литература:

1. Геология россыпей золота и закономерности их размещения в центральной части Яно-Колымского складчатого пояса. М.: Наука, 1966.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОДАХ ХАНКАЙСКОГО И БУРЕИНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ

А.В. Руслан

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: aleksei_ruslan@mail.ru

Комплексные месторождения металлов в углеродсодержащих метаморфических комплексах в настоящее время рассматриваются в качестве нового перспективного источника золота, платиноидов и широкого спектра других элементов (медь, уран, редкие земли, серебро, молибден и т.д.) [1].

Повышенные концентрации благородных металлов (БМ), установленные в последние годы в графитизированных комплексах на Дальнем Востоке, позволяют считать эти объекты перспективными на месторождения благородных металлов [2, 3, 4]. Одним из таких объектов являются высокоуглеродистые метаморфические комплексы северной части Ханкайского террейна, не достаточно исследованные на благороднометальную минерализацию. На этой площади широко проявлена региональная графитизация в метаморфических комплексах пород протерозойского-кембрийского возраста.

Первые определения повышенных содержаний золота и платины в изученных породах были выполнены физическим методом ионной масс-

спектрометрии (IMS) в институте микроэлектроники и высокочистых веществ РАН (Черноголовка). Наряду с ними были выполнены определения концентраций золота и платины в этих пробах на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой и на атомном абсорбере в Аналитическом центре ДВГИ. Для разложения «упорных» графитсодержащих пород был использован метод окислительного фторирования с помощью BrF_3 и $KBrF_4$, разработанный в Институте неорганической химии СО РАН [5]. Достоинством этого метода является селективность и высокая степень извлечения объектов анализа. В результате анализа 24 проб Ружинского разреза установлено присутствие широкого спектра благородных металлов в (г/т): Au: 0,021-3,57; Ag: 0,2-4,41; Pt: 0,04-3,56; Pd: 0,02-0,55; Ir: 0,002-0,055; Os: 0,011-0,09; Ru: 0,007-0,2; Rh: 0,001-0,74. Впоследствии в дубликатах этих проб определялось содержание золота с помощью нейтронно-активационного анализа (НАА) в Институте химии ДВО РАН.

Графит в изученных породах содержит обильные включения рудных и акцессорных минералов: самородного золота, магнетита, самородной меди, цинка, висмута, Cu–Sn и Cu–Sn–Fe интерметаллидов, Y–Th–P фаз, биотита, пирита и арсенопирита. Электронный анализ наиболее крупной золотины сферической формы (с диаметром до 1 мм) обнаружил значительные колебания состава в разных точках: Au: 100-79,3; Ag: 0-22,02; CuO: 0-2,2 ат.%. Неоднородность состава золота и графита, наличие в составе графита примеси кислорода и хлора свидетельствуют об их одновременной кристаллизации из газовой фазы.

Содержание серебра в углеродистых толщах уссурийской и митрофановской серий было определено в диапазоне 0,2-4,41 г/т. На сканирующем электронном микроскопе обнаружены агрегаты микро- и нанокристаллических частиц соединений Ag с I, Cl, Br и S, свидетельствующие об участии галогенов в рудообразовании.

Из элементов платиновой группы (ЭПГ) в дайках лампрофиров уссурийской серии обнаружены дисперсные нановыделения самородной Pt (100 ат. %) с высоким содержанием Pt до 62,63 г/т по данным атомно-абсорбционной спектрометрии. Кроме этого, в черных сланцах найдена изоферроплатина (Pt: 73, Fe: 27 ат. %) проволоковидной формы длиною до 6 мкм и толщиной менее 1 мкм. После кислотного травления свежего скола образца черного сланца митрофановской свиты были обнаружены агрегаты соединений Ir с редкими землями. Содержание Ir варьирует от 7,41 до 21,60 вес. %, редкие земли представлены иттрием (4,45-13,26 вес. %), диспрозием (0,79-2,85 вес. %) и гадолинием (0,49-1,67 вес. %).

Аналогичный тип минерализации БМ в графитистых сланцах отмечен и в Буреинском террейне, где распространены рифей-кембрийские высокоуглеродистые сланцы с содержанием углерода до 20 мас. % и более [4]. В кварц-серицит-графитистых сланцах кимканской и сутырской толщи уста-

новлена повышенная платиноносность, где содержание Pt варьирует от 0,01 до 10 г/т, Pd – 0,03-0,6 г/т. Эти породы также характеризуются повышенным содержанием V (0,6-0,8%), Mo (0,02%), Cr, Ti, Ni и Y [4]. Платиноиды в данных толщах установлены методом растровой электронной микроскопии с рентгеноспектральным микроанализом (РЭМ-РСМА) и имеют следующие основные формы выделения – тонкодисперсную, пластинчатого и проволочковидную, кристаллическую и субкристаллическую. Первые три характерны для платины, кристаллы – для платины и осмистого иридия, субкристаллы – для платины и палладия. Палладий диагностирован в сложном субкристаллическом или аморфном соединении следующего состава: Pt (8,2), Sn (35,6), Pd (1,3), Cu (1,2), Fe (1,1), Ti (1,3), Si (2,7), O (48,6) ат. %. Выделения осмистого иридия часто приурочены к краям микропустот, образовавшихся после выщелачивания сульфидов, и находятся в непосредственном срастании с кварцем и рутилом. Электронный анализ фиксирует в ат. % Ir (34,3-43,5), Os (15,4-23,1), O (23-35,6), C (2,7-7,4), а также примесь редкоземельных элементов Yb (до 2,1), Dy (до 3,2), Gd (до 2,4), редко Rb (до 2,2), Co (до 1,3), Ti (до 1,4), Si (до 2,1).

Размер кристаллических и субкристаллических фаз составляет единицы-десятки микрон, количество их в породе значительно. Такое укрупнение платиноидов, особенно в сравнении с породами Ханкайского террейна, можно объяснить внедрением роя субпараллельных даек четвертичных базальтов, что способствовало термоокислительному разложению металлоорганических кластеров, выделению и укрупнению самостоятельных фаз ЭПГ.

Таким образом, графитсодержащие сланцы являются носителями комплексного БМ оруденения, в настоящее время недостаточно изученного и пока не вовлеченного в промышленное освоение. Особенностью изученных комплексов является региональное проявление эндогенной графитизации во всех присутствующих разностях пород: гранито-гнейсах, кристаллосланцах, мраморах, скарнах и дайках лампрофиров. Наиболее высокие содержания БМ отмечены в участках проявления графитизации, приуроченных к зонам дизъюнктивных нарушений. В породах Ханкайского террейна не проявлена сульфидизация, характерная для золоторудных месторождений в черносланцевых формациях. Принципиальная новизна этого типа руд заключается в том, что он содержит значительные количества БМ на уровне промышленных содержаний, образующих металлоорганические кластеры, входящие на наноуровне в состав графита. Рассеянная атомарно-молекулярная минерализация может формироваться как при метаморфизме обогащенных БМ насыщенных углеродом осадочных пород, так и при графитизации уже сформированных сланцев. Наложение последующих метаморфических процессов приводит к образованию самородных видимых форм золота и платиноидов. Этим новый тип отличается от более изученных черносланцевых формаций, содержащих углерод органического генезиса

и включающих благородные металлы в видимой самородной форме обычно в ассоциации с сульфидами и кварцем.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов президиума ДВО РАН и РФФИ: №№ 09-05-12060-офи-м и 12-2-СУ-08-011.

Литература:

1. Додин Д.А., Чернышов Н.М. Платина России. М.: Наука, 2004. Т. 5. 474 с.

2. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И. Благородные металлы в высокоуглеродистых породах Ханкайского террейна, Приморье. Тихоокеанская геология, 2007. 26. № 1. С. 70-80.

3. Ханчук А.И., Медков М.А., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Новый способ концентрирования и извлечения золота из графитистых руд Тургеневского месторождения, Приморье. Докл. РАН, 2008. 423. № 1. С. 110-113.

4. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С., Авдеев Д.В. Первые находки видимых платиноидов в черносланцевых толщах Буреинского массива (Хабаровский край и Еврейская А.О.). Докл. РАН, 2009. 424. № 5. С. 672-675.

5. Mitkin B.N., Galizky A.A., Korda T.M. Some observations on the determination of gold and the platinum-group elements in black shales, Geostandarts Newsletter, 2000. 24. P. 227-240. doi:10.1111/j.1751-908X.2000.tb00774.x.

ГЕНЕЗИС ВЕРХНЕ-ШИБАНОВСКОГО ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

Ю.А. Степнова, В.А. Пахомова, Д.Г. Федосеев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: stepnova@fegi.ru

Разнообразие геологического строения территории Приморского края обусловило уникальный набор месторождений полезных ископаемых, среди которых представляет интерес Шибановское рудное поле, в состав которого входит Верхне-Шибановское рудопроявление. Выбор объекта исследований связан, с одной стороны – слабой изученностью, с другой – его неординарностью, которая проявлена как в составе рудных ассоциаций (олово-вольфрамовой и редкоземельной), так и в особенностях состава магматических комплексов и метасоматических, совмещенности гранитоидов, грейзенов, сиенитов, хрусталеносных пегматитов, а также наличию россыпи с касситеритом и вольфрамитом.

При расшифровке генезиса с разной степенью детальности рассматриваются следующие вопросы: глубинность зарождения и тип геологического процесса, порождающего рудообразование; источник рудного вещества; состав рудообразующего раствора или флюида; особенности взаимодействия с вмещающими породами; физико-химические условия образования пород, метасоматитов и руд [1, 2, 3, 4]. Накопление знаний в области геологии,

металлогении, а также в смежных науках привели к существованию на современном уровне следующих основных моделей рудообразования: 1) ортомагматическая; 2) рециклинговая; 3) сквозьмагматическая. Таким образом, в теории существует возможность нескольких вариантов связей между магматическими и гидротермальными процессами, но выяснить, какой из них является ведущим в природных условиях, можно только посредством изучения конкретных объектов.

Шибановское рудное поле [6] расположено в восточной части Ханкайского супертеррейна. В геологическом строении поля принимают участие породы Матвеевско-Нахимовского террейна: среднепалеозойские, позднепермские и палеогеновые. Сдесь же располагается одноимённый гранитный массив с проявлениями оловянно-вольфрамовой и касситерит-вольфрамит-кварцевой минерализации, а также промышленные россыпи касситерита и вольфрамита, в которых в значительных количествах содержатся ксенотим, ортит, фергусонит, циркон. Рудопроявление Верхне-Шибановское локализовано в гранитах Шибановского массива и представлено сериями жил блокового пегматита мощностью до 20 см, непротяженных зон касситерит-содержащих мусковитовых грейзенов, образовавшихся по зонам дробления.

По петрографическим характеристикам, геологическим взаимоотношениям и возрасту в пределах Шибановского массива представленого грубо овальным интрузивом с крутыми контактами, разбитыми СВ и СЗ разломами на серию блоков, в одном палеогеновом (гранит-пегматит-сиенитовом) комплексе выделены разнотипные по металлогенической специализации магматические образования: I – биотитовые граниты, с которыми генетически связаны пегматиты, грейзены, рудные кварцевые жилы и II – щелочные сиениты представленные двумя разновидностями эгириновыми и гастингситовыми [7]. По результатам изучения изотопного возраста пород Шибановского массива, проведённого K–Ar методом, граниты имеют возраст (62±2 – – 65±2 млн. лет), а сиениты (50±1 до 53±2 млн. лет).

Проведенный анализ условий кристаллизации гранитоидной интрузии Верхне-Шибановского рудопроявления позволил выявить некоторые важные закономерности развития природного процесса. Распределение включений в кварце магматических пород весьма неравномерное: в одних участках расплавные включения (РВ) встречаются группами почти в каждом зерне кварца, в других редки или отсутствуют совсем. Как правило, в кварце РВ группируются по 3-7 вакуолей, имеют размеры, редко превышающие 10-15 μм в диаметре, имеют выдержанный фазовый состав и образуют трехмерные группы.

Термометрические опыты по гомогенизации РВ во вкрапленниках в кварце показали, что Тгом в гранитах составляет 750-800° С, при давлении флюида от 3 до 5,5 кбар; в сиенитах – 650-800° С при давлении от 1,5 до 5 кбар. Определено исходное водосодержание в магме: для гранита этот параметр

колеблется от 4,8 до 6%, для сиенита – до 3,9%. Результаты состава закаленных стёкол РВ в кварце в гранитов и сиенитов отчётливо различаются. Средние составы стёкол гранитов: SiO_2 от 70 до 90 вес. %, Al_2O_3 от 5 до 17%, K_2O от 1 до 7%, Na_2O от 1 до 3%, Fe_2O_3 от 0,2 до 0,6% и CaO от 0,4 до 0,7%. Для кислого силикатного расплава характерно значительное преобладание калия над натрием (в среднем отношение K_2O/Na_2O = 1,60). Среди недоплавленных минеральных фаз во включениях в породообразующем кварце гранитов присутствуют: альбит, K-Na полевой шпат.

Стекла РВ в сиенитах характеризуются следующими содержаниями: SiO_2 от 67 до 84 вес. %, MnO от 0,2 до 0,5%, Na_2O от 3 до 4,5%, CaO от 8 до 21%, K_2O = 0,29%, F = 3-4. Среди недоплавленных минеральных фаз во включениях из кварца сиенитов присутствуют волластонит, амфибол, эгирин. Такие отличия вполне объяснимы процессом кристаллизационной дифференциациии, и согласуются с петрографическими данными.

В соответствии с минеральным составом, петрохимическими и изотопными характеристиками магматических пород, Шибановский массив представляет собой один магматический комплекс, сформировавшийся из двух очагов — промежуточного и основного, что подтверждается данными по P-T параметрам, одинаковыми для гранитной (750-800° С и 3-5,5 кбар) и сиенитовой (650-800° С и 1,5-5 кбар) магм и более низкими для пегматитов (400-650° С и 450 бар), а также грейзенов (358-500° С и 1,3-2,2 кбар). Это свидетельствует в пользу того, что гранитные и сиенитовые магмы образовались в одних условиях, на первом этапе из глубинного промежуточного очага, но граниты окончательно сформировались и прошли дифференциацию на более высоком уровне – в верхнем осадочном слое земной коры. Сиенитовые магмы образовались за счёт поступления свежих порций магмы в промежуточный, более глубинный очаг, путём дифференциации и смешения старой магмы со свежей порцией и последующего внедрения в более верхнии слои коры, Соответственно, мы можем говорить о сложной эволюции единой магматической системы и существовании двух магматических очагов: первом, промежуточном на нижнекоровом или корово-мантийном уровне и второго на верхнекоровом уровне, имея дело с одним магматическим комплексом, длительно эволюционирующем на протяжении дат (65-50 млн. лет), с заключительной фазой становления комплекса в виде щелочных сиенитов обазовавшихся в результате тектонических подвижек.

Литература:

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.

2. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системыскарновых шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 338 с.

3. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в истории Земли // Щелочной маг-

матизм и проблемы мантийных источников. Иркутск, 2001. С. 5-17.

4. Пахомова В.А. Флюидные включения как источник генетической информации о процессах минерало- и рудообразования (на примере месторождений Дальнего Востока). Владивосток: Дальнаука, 2011. 134 с.

5. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России. // Рудные месторождения континентальных окрайн. Владивосток: Дальнаука, 2000. 276 с.

6. Шабанова Ю.А., Залищак Б.Л., Ушкова М.А., Карманов Н.С. Дымчатый кварц из пегматитов Верхне-Шибановского олово-вольфрамового месторождения (Приморье) // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3.

7. Шабанова Ю.А., Пахомова В.А. Редкоземельная минерализация Шибановского полихронного массива // Редкие металлы: минерально-сырьевая база, освоение, производство, потребление. Тезисы докладов Всероссийской научно практической конференции. М.: ИМГРЭ, 2011. 204 с.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРДОННОЕ

Д.Г. Федосеев, В.А. Пахомова, В.И. Гвоздев, Ю.А. Степнова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: Fedoseev@fegi.ru

На востоке России крупные вольфрамовые месторождения скарнового типа известны в Приморском крае (Восток-2, Лермонтовское) и в Якутии (Агылки). На долю эксплуатируемых скарново-шеелит-сульфидных месторождений в Приморском крае приходится около половины от объема добываемого вольфрама в России, в то время как объем разведанных запасов всего Дальневосточного региона составляет только четверть общероссийского. За рубежом в настоящее время расширение минерально-сырьевой базы вольфрама происходит за счет отработки месторождений с низкими содержаниями WO_3 (0,15-0,20%), но объемных по запасам. Как правило, это объекты стратиформного и штокверкового типов, известные в Австралии (Кинг-Айленд), Франции (Сало), Центральном Казахстане (Кайракты, Коктенколь) и др.

Расширение минерально-сырьевой базы Приморского края и Дальневосточного региона России в целом весьма вероятно в связи с обнаружением здесь в последние годы новых перспективных объектов. Малиновский рудный узел, расположенный в центральной части Приморского края, известен как наиболее перспективный на вольфрамовое оруденение.

Здесь известны и в разной степени изучены два скарновых вольфрамовых месторождения – Скрытое и Кордонное, а также ряд гидротермальных рудопроявлений с молибден-вольфрамовой, оловянной и оловянно-полиметаллической минерализацией. Из перечисленных объектов место-

рождение Кордонное представляет наибольший интерес, так как относится к объектам неясного генезиса.

Основное внимание в исследовании уделялось выяснению специфики развития метасоматической системы, в частности, изучению флюидных включений в грейзенах и рудных прожилках месторождения, с целью выяснения условий, благоприятных для формирования минеральных ассоциаций, содержащих рудные минералы.

В геологическом строении района и месторождения Кордонного принимают участие породы Самаркинской аккреционной призмы юрского возраста, слагающие олистостромовую толщу. Матрикс этой толщи представлен алевролитами, песчаниками, сланцами, туфопесчанниками, вулканогенными породами (спиллиты, базальты и др.), а олистолиты – блоками, пластинами карбонатно-кремнистых пород [1, 2].

На месторождении Кордонное интрузивные магматические породы имеют подчиненное распространение: преобладают межпластовые тела габбро, спилитов и др., реже встречаются измененные (мусковитизированные) дайки кислого состава, предположительно позднемелового возраста.

Рудные тела на месторождении Кордонное приурочены к пологозалегающим блокам скарнированых карбонатно-кремнистых пород, которые пересекаются множеством прожилков кварц-полевошпат-шеелитового, кварц-шеелитового (иногда с апатитом и арсенопиритом) состава. Мощность скарнированных участков – от 0,2 до 7 м; чаще – в пределах первых сантиметров.

Грейзены на месторождении представлены двумя минеральными ассоциациями: мусковит-кварцевой и шеелит-апатит-кварцевой. Мусковит-кварцевая ассоциация наблюдается в виде зон небольшой мощности (до 0,05 м) в измененных гранитах или участках пород кремнистого облика. Породы сложены преимущественно кварцем (от 85 до 95%), мусковитом (5-15%); встречаются хлорит, апатит, шеелит. Апатит и шеелит представляют собой пойкилитовую вкрапленность в кварце, реже встречаются обычные срастания гипидиоморфнозернистой структуры. Размеры апатита – не более 0,01 мм; шеелита – 0,1 мм. Шеелит-апатит-кварцевая ассоциация наблюдается в виде реликтов, гнезд (до 1 см) среди массивных сульфидно-шеелитовых руд. Минеральный состав: кварц от 40 до 90%, апатит от 1 до 10%, шеелит – от единичных зерен до 60%. Шеелит и апатит идиоморфны, размер кристаллов не превышает 0,3 мм.

Кварц-карбонатные и карбонат-кварцевые прожилки занимают секущее положение относительно грейзеновых зон и очевидно, являются более поздними. Имеют небольшую мощность (редко более 1 см) и включения рудных минералов (пирротина, пирита, магнетита, марказита). Кроме кварца и карбоната, в них встречаются хлорит и эпидот.

В кварце грейзенов и рудных жил обнаружены многочисленные флюидные включения размером от 30 до долей мкм, имеющие разнообразную

форму (отрицательных кристаллов, овальную, овально-удлиненную, неправильную). Часть включений равномерно распределена по объему кварца и отнесена нами к первичным включениям. Группы флюидных включений, приуроченные к трещинам, не выходящим за пределы кристаллов кварца, отнесены к первично-вторичным. Включения, приуроченные к секущим трещинам, являются вторичными.

По фазовому составу выделяются три типа флюидных включений: 1) двух- или трехфазовые (при комнатной температуре) углекислотно-водные включения с газовым пузырьком (20-30 об. %); 2) существенно газовые включения, двух- или трехфазовые (с небольшим быстро движущимся пузырьком газообразной углекислоты и каймой водного раствора); и 3) двухфазовые газово-жидкие включения, основной объем которых занимает водный раствор (поздние, вторичные). Газовые включения захватывались синхронно с углекислотно-водными или газово-жидкими включениями (приурочены к одним и тем же зонам или трещинам), что свидетельствует о гетерогенном состоянии рудообразующего флюида (вскипании). Температура гомогенизации первичных и первично-вторичных углекислотно-водных включений в кварце из грейзенов составляет от 450 до 260 °С, концентрация солей в растворе – 14,6-5,4 мас. %-экв. NaCl, углекислоты – 5,3-2,4 моль/кг раствора. Судя по интервалу температуры эвтектики (от -29 до -41 °С), в растворе преобладали хлориды Na, K и Mg. Углекислота в первичных и первично-вторичных существенно газовых включениях гомогенизируется в жидкость при температурах от +23,9 до +30,2 °С и в газ от 24,2 до 29,2 °С, а температура ее плавления изменяется от -57,3 до -56,9 °С, что отличается от температуры плавления чистой CO_2 (-56,6 °С) и свидетельствует о примеси низкокипящих газов. Оценка давления по этим двум типам сингенетичных включений составляет от 1200 до 400 бар.

Изучение состава включений в гидротермальных прожилках показывает, что в растворе, формирующем эти образования, среди катионов преобладают Na и K, при этом Ca, Mg и Fe играют подчиненную роль. В послегрейзеновый период установлены возрастание роли углекислоты с примесью низкокипящих газов и хлоридный характер растворов.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО № 12-III-B-08-165, № 12-III-B-08-166 и № 12-III-A-08-146.

Литература:

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.

2. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-34.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПАТТЕРНОВ ДИСТАНЦИОННОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОГНОЗА РУДОНОСНОСТИ

С.Л. Шевырёв

Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: shevirev@mail.ru

В данном сообщении описывается опыт дистанционных исследований, полученный для эталонных рудных объектов Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутоногенного пояса (ВСАВПП) с целью разработки формализованной прогнозной методики. Такая модель основана на количественном описании элементарных ячеек (окон осреднения) дистанционного изображения. Это осуществляется при помощи структурных параметров (СП) с последующим соотнесением этих параметров с относительной рудоносностью. Выделение значимых СП дает возможность получить модель прогноза, представляющую собой нейронную сеть, обученную на эталонном районе и способную классифицировать структурные парагенезисы (паттерны) изображения выделяя потенциально рудоносные структуры. Такая модель затем может быть перенесена на менее изученные площади, объединенные общностью развития и металлогенической специализацией.

Количественные прогнозные оценки позволяют достичь формализации анализа, при котором исходные материалы могут использоваться для различных независимых исследований, а выводы – объективно верифицироваться.

В качестве эталонного участка для создания прогнозной модели были выбраны Дальнегорский и Кавалеровский рудные районы. В качестве заверочного – фрагмент ВСАВПП, находящийся к северо-востоку от эталонного.

В тектоническом отношении сопоставляемые участки ВСАВПП сложены покровами верхнемеловых и палеоценовых вулканитов, а их основания – породами Таухинского, Кемского, а также, частично, Журавлевского террейнов. На каждом из участков проявлены системы складчатых и надвиговых нарушений северо-западной вергентности, свидетельствующие о перемещении материала с юго-востока на северо-запад.

В основе исследования положены представления о том, что все совокупности трещин формируют инфраструктуру продуктивной гидротермальной системы – участка земной коры, где рудонасыщенные флюиды могли мигрировать, и, при благоприятных условиях, формировать рудные скопления. В соответствии с теорией диссипативных структур И.Р. Пригожина, проводящая эндогенные энергию и вещество инфраструктура должна обладать определенными параметрами организации, которые можно количественно учесть [1]. Для этих целей в дистанционном изображении Landsat 7 ETM+ выделялись элементы, являющиеся отражением тектонического строения – линеаменты двух порядков: региональные нарушения, протяженностью десятки-сотни километров (1) и локальные разрывы, выраженные в ороги-

дрографии – тальвегах долин и водоразделах (2).

Для количественного описания линеаментной сети использовались структурные параметры (СП): плотность (*Pl*), изотропность (*Is*), фрактальная размерность Минковского (D_m), плотность точек взаимных пересечений линеаментов первого порядка (*Int*), плотность азимутальных выборок линеаментов (Pl_{az}). Совокупность СП, описывающих рисунок элементарной ячейки территории и являющихся выражением ее проницаемости для рудоносных флюидов и возможной перспективности, называется *структурным паттерном*. Полученные схемы распределения СП сопоставлялись с известными рудными объектами в пределах дальнегорского эталонного участка.

В пределах эталонного участка по дистанционным материалам были рассчитаны поля значений СП для покрытия окон осреднения. Для выделения руководящих рудоконтролирующих СП использовался факторный анализ, и строилась множественная регрессионная модель. Таким образом, были отобраны параметры $D_m(1)$, $D_m(2)$ и Int. Они были использованы для обучения нейросети на элементарных ячейках территории, описанных известными значениями относительной рудоносности (RO), в результате получен обученный персептрон, способный классифицировать *структурные паттерны* элементарных ячеек, присваивая им значения потенциальной рудоносности.

По значениям прогнозной рудоносности ячейки были разделены на два класса: «с неясными перспективами» и «потенциально перспективные». Персептрон, обученный с помощью метода RProp, позволил провести классификацию территорий по потенциальной рудоносности, что заверялось фактическим размещением известных рудных объектов. Хорошую результативность нейронная сеть показала для опыта восстановления инфраструктуры гидротермальной системы по неполным данным.

Применение многослойного персептрона, позволило построить прогнозную карту эталонного дальнегорского участка (решение «обратной задачи прогноза»), по различной доле элементарных ячеек, использованных для обучения нейросети. Уже по 45% ячеек, для всей территории получено адекватное отражение рудоконтролирующих структур.

Нейросеть, обученная на примере дальнегорского участка, была использована и на структурных паттернах кемского участка, для классификации ячеек покрытия последнего. Оказалось, что в пределах потенциально перспективной территории локализована большая часть рудоносных структур, включая основные рудные узлы. При этом осевые линии потенциальных рудоносных зон имеют северо-западное простирание, ортогональное северо-восточному простиранию левосторонних сдвигов, что, в общем, согласуется с представлениями В.П. Уткина о природе рудопроводящих структур ВСАВПП, контролируемых сосдвиговыми структурами растяжения земной коры, выполняющими роль основных магмоподводящих каналов [2].

Доказательства связей между структурным паттерном и гидротермаль-

ной рудоносностью, позволяют сделать изучение структурной составляющей дистанционного изображения достаточным основанием для классификации сопредельных территорий, что, в свою очередь, делает экономически выгодным формализованный метод экспресс-оценки территории с целью наращивания ресурсного потенциала стратегических видов рудных полезных ископаемых (благороднометалльных, олово-полиметаллических, иных).

Оценка, получаемая при анализе структурных паттернов и выделении рудоперспективных площадей, рекомендуемых для более детального исследования, не отменяет необходимости использования иных методов (геохимических и геофизических), однако может рассматриваться в качестве перспективного направления прогнозного районирования.

Литература:

1. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. Москва: Геокарт, 2001. 312 с.

2. Уткин В.П. Структурно-динамические факторы в магмо- и рудогенезе Восточно-Сихотэ-Алинского вулкано-плутонического пояса (ВСАВПП) // Доклады академии наук, 2007. Т. 415. № 2. С. 225-229.

Секция 4
Петрология и геохимия магматических и метаморфических комплексов Дальнего Востока России
Руководитель: д.г.-м.н. Ю.А. Мартынов (ДВГИ ДВО РАН)

ГЕОХИМИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ИХ СРАВНЕНИЕ С СОВРЕМЕННЫМИ И ДРЕВНИМИ КОЛЛИЗИОННЫМИ ГРАНИТОИДАМИ ДРУГИХ РЕГИОНОВ

Н.В. Горлачёва

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: viksaly@mail.ru

В Прибайкалье широко распространены проявления разновозрастного гранитоидного магматизма. Объектами исследования являются наименее изученные раннепалеозойские гранитоиды хребта Хамар-Дабан (Солзанский массив) и о-ва Ольхон (шаранурский комплекс), которые сопоставляются с гранитоидами древних и современных континентальных зон коллизии (на примере Центральной Испании и Гималаев).

Гранитоиды Солзанского массива представлены гранитогнейсами, плагиогранитогнейсами, мигматитами и гранитами. Они являются модельным примером геохимического типа палингенных известково-щелочных гранитоидов (по классификации Л.В. Таусона) в центральной части хребта Хамар-Дабан. По гранитоидам этого массива определен изохронный Rb–Sr возраст в 519±26 млн. лет [2]. Гранитоиды массива формировались при плавлении корового субстрата, и их происхождение, вероятно, обусловлено процессами каледонской коллизии в регионе [1].

Геологические структуры Ольхонского региона располагаются в северо-восточной части коллизионного пояса, в зоне сочленения Сибирского кратона и Баргузинского террейна. По В.С. Федоровскому они сформировались в результате синметаморфических деформаций, которые по своей природе могут быть определены как коллизионные [3]. Шаранурский комплекс гранитоидов представлен гранитогнейсами, мигматитами, автохтонными гранитами, жилами гранитов и гранит-пегматитов. Возраст гранитоидов шаранурского комплекса составляет 475,9±4,4 млн. лет [1].

Плутон Педробернардо (Авила батолит, Центральная Испания) является субгоризонтальным гранитным телом мощностью в 900 м с отчетливой вертикальной зональностью от биотитовых (± мусковитовых) гранитов до аплитовых лейкогранитов с мусковитом. Rb-Sr возраст гранитоидных пород составляет 295 млн. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7123$ [4]. По мнению зарубежных исследователей, граниты батолита Авила сходны с гранитами современных коллизионных обстановок – с гранитами Манаслу (Гималаи) [4]. Предполагается,

что граниты Манаслу сформировались при переплавлении мигматитов Тибетского слэба. По Rb–Sr данным возраст гранитных пород Манаслу составляет 24-19 млн. лет [5].

В гранитоидах Солзанского массива и шаранурского комплекса содержание K_2O обычно выше, чем Na_2O (иногда породы имеют близкие содержания K_2O и Na_2O), как и в гранитоидах Манаслу и Педробернардо. Большая часть проб гранитоидов Прибайкалья, как и гранитоидов Гималаев и Центральной Испании, относятся к субщелочной серии магматических пород.

Судя по закономерностям распределения редких элементов, уровень средних содержаний K, Rb, Pb, Th, Sn, Li, P в гранитах Солзанского массива либо близок к среднему составу континентальной коры, либо несколько выше их средних концентраций. В то же время средние содержания бора, фтора и тяжелых редких земель понижены по отношению к их средним значениям в континентальной коре. В целом, необходимо отметить достаточную геохимическую близость K–Na гранитов Солзанского массива и шаранурского комплекса, особенно их автохтонных фаций, к древним гнейсам вмещающих метаморфических толщ.

Исследуемые породы шаранурского комплекса, вероятно, формировались при анатектическом плавлении древнего гнейсового субстрата Ольхонского террейна [1], поэтому гранитоиды заметно обогащены K, Rb (от 85 до 140), Ba (от 280 до 3000) и Pb (от 16 до 50). Известно, что коллизионные гранитоиды Манаслу (Гималаи) характеризуются повышенными содержаниями Rb, Pb, K по отношению к составу континентальной коры, как и изучаемые гранитоиды Прибайкалья. Что касается редкоэлементого состава гранитоидных пород Педробернардо (Центральная Испания), то в них наблюдаются более высокие концентрации Cs, Rb, K, Li, Sn, Ga, но заметно пониженные – Ba, Sr, Sc, V, U, Th, Y, Zr (по отношению к среднему составу континентальной коры Китая). Эти породы имеют низкие концентрации S, F и B [4]. В отношении поведения редкоземельных элементов (РЗЭ) следует отметить, что граниты Прибайкалья, а также Испании и Гималаев имеют более высокое содержание легких лантаноидов по сравнению с тяжелыми, также фиксируется наличие отрицательной Eu-аномалии.

Известно, что по классификации Б. Чапелла и А. Уайта, в геодинамической обстановке континентальной коллизии формируются граниты и мигматиты S-типа, в которых коэффициент $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) > 1,1$ (ASI). Гранитоды Солзанского массива, шаранурского комплекса Прибайкалья, а также Испании и Гималаев характеризуются коэффициентом ASI > 1,1, и соответственно являются пералюминиевыми по составу.

Таким образом, для раннепалеозойских гранитоидов шаранурского комплекса и Солзанского массива Прибайкалья выявляется петрогеохимическая специфика, сходная с калиевыми гранитоидами Гималаев (массив Манаслу) и Центральной Испании (плутон Педробернардо). Гранитоиды Прибайкалья

и гранитоиды древних и современных зон коллизии (Испания и Гималаи) объединяют следующие геохимические характеристики: гранитоиды являются пералюминиевыми, существенно калиевыми по составу, в них отмечаются повышенные содержания таких редких элементов, как Rb, Pb, но пониженные концентрации тяжелых редкоземельных и летучих (F, B) элементов. Гранитоиды Хамар-Дабана и о-ва Ольхон имеют сходства и различия геохимических особенностей, но заметно обогащены коровыми элементами, такими как K, Rb и Pb. На основании проведенных геохимических исследований показано, что источником расплавов раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья, вероятно, является субстрат континентальной коры. Данные предыдущих исследователей указывают на существенное участие в образовании коллизионных гранитоидов корового материала, что также является критерием геодинамических условий их образования.

Исследования выполняются при поддержке гранта РФФИ 11-05-00515-а.

Литература:

1. Антипин В.С., Горлачёва Н.В., Макрыгина В.А., Кущ Л.В. Шаранурский комплекс (о. Ольхон) – объединение различных по геохимическим особенностям и происхождению типов гранитоидов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. № 9. С. 18-20.

2. Макрыгина В.А., Сандимирова Г.П., Николаев В.М., Плюснин Г.С. Rb–Sr возраст метаморфических пород хамар – дабанского комплекса (юго-западное Прибайкалье) // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза, 1987. С. 184-195.

3. Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.В. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника, 1993. № 4. С. 30-45.

4. Bea F. Crystallization dynamics of granite magma chambers in the absence of regional stress: multiphysics modeling with natural examples // Journal of Petrology, 2010. V. 51. N 7. P. 1541-1569.

5. Michael P. Searle, Laurent Godin. The South Tibetan Detachment and the Manaslu Leucogranite: A Structural Reinterpretation and Restoration of the Annapurna-Manaslu Himalaya, Nepal // The journal of geology, 2003. V. 111. N 5. P. 505-523.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНАТА ИЗ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ПЕРИДОТИТОВ ИЗ ТРУБКИ УДАЧНАЯ – ДАННЫЕ О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД СИБИРСКИМ КРАТОНОМ

Т.В. Калашникова[1], **Л.В. Соловьёва**[2]

[1]*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: Kalashnikova@igc.irk.ru*

[2]*Институт Земной коры СО РАН, Иркутск*

Развитие среднепалеозойского кимберлитового магматизма на Сибирской платформе связывается с Якутским плюмом [4, 2]. Под литосферой Сибирского кратона в этот период развиваются очаги базитовых расплавов. Расплавы просачиваются через вещество верхней части астеносферного слоя и нижних слоев литосферы, производя метасоматические изменения на границе литосфера-астеносфера. В процессе эволюции расплава происходит обмен редкими элементами между матрицей и расплавом. В результате формируются серии низкохромистых мегакристов и деформированные перидотиты – своеобразные мантийные бластомилониты [1, 2].

Среди деформированных перидотитов можно выделить два петрографических типа – крупно-порфирокластовые и мелко-порфирокластовые. Нами было исследовано распределение несовместимых редких элементов в зернах граната из двух образцов деформированных лерцолитов, принадлежащих к этим разным типам.

Особенности распределения нормированных к хондриту концентраций редких элементов в двух зернах граната из крупно-порфирокластового Grt-лерцолита 00-69 показаны на рисунке а, б. В точках центральной части обоих зерен тип кривых отвечает нормальному распределению редких земель с последовательным увеличением нормированных содержаний от La к Yb. Для всего ряда элементов, в целом, отмечается подобие линиям граната из низко-хромистых мегакристов и крупно-порфиробластовых Grt лерцолитов из трубки Удачная [2].

В зерне из мелко-порфиробластового Grt лерцолита 4-06 распределение несовместимых редких элементов принципиально иное (рис. в). В центральной части зерна (линии 1, 2, 2а) для редких земель отмечается синусоидальная форма кривых, обычная для низкотемпературных зернистых перидотитов, представляющих литосферную мантию [2]. По направлению к краю зерна параллельно с изменением содержаний главных оксидов тип распределения несовместимых редких элементов становится подобным таковому в гранате крупно-порфиробластовых Grt-лерцолитов.

Таким образом, в крупно-порфирокластовом типе наблюдается практически нормальное распределение редкоземельных элементов с разным уровнем содержаний в различных зонах. Зональность распределения указывает на неравновесность процесса кристаллизации, и на то, что он происходил

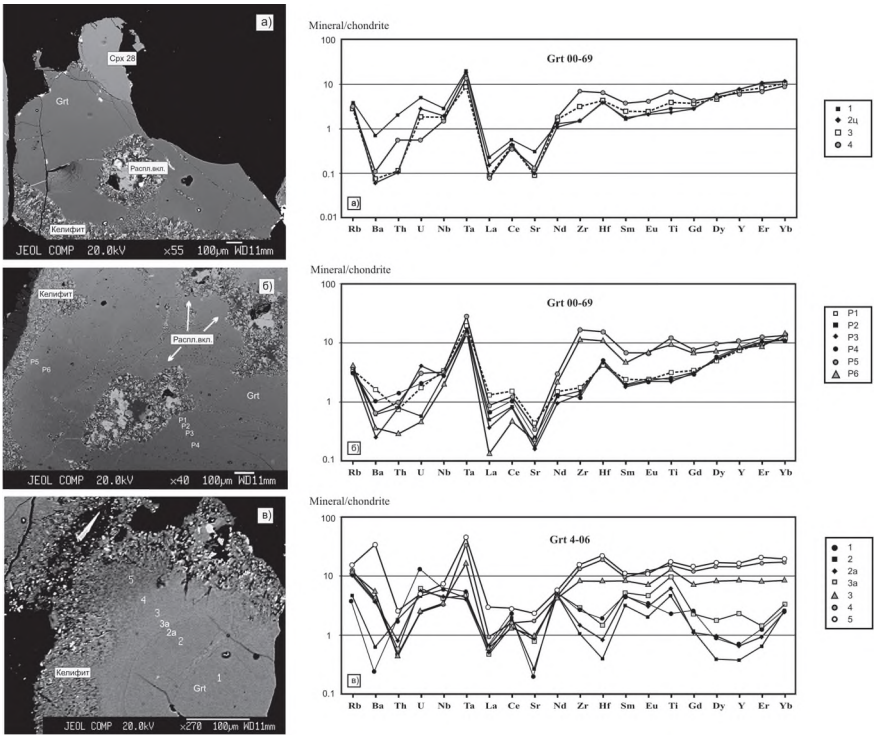


Рис. *Изображение зерен граната в обратно-рассеянных электронах (слева): а) Образец 00-69 – часть более крупного зерна Grt, в центре которого находится включение овального зерна клинопироксена; б) Образец 00-69 – часть другого зерна граната с бывшими расплавными включениями; в) Образец 4-06 – часть зерна граната. Справа – спайдер-диаграммы нормированных по хондриту [5] концентраций редких элементов в зернах граната (обр. 00-69 и 4-06).*

незадолго перед захватом ксенолита кимберлитовым расплавом. В мелкопорфирокластовом Grt лерцолите 4-06 центральная часть зерна Grt сохранила распределение большинства редких элементов, соответствующее распределению в гранатах из низкотемпературных зернистых Grt лерцолитов литосферной зоны мантии. Можно предположить, что в ксенолите 4-06 изменение состава зерна Grt шло не за счет кристаллизации из расплава, а в результате диффузии элементов от границы уже существовавшего зерна с межзерновым расплавом.

Таким образом, возможно, крупно-порфирокластовый лерцолит представляет вещество астеносферы, а мелко-порфирокластовый является частью литосферного вещества, попавшего в зону просачивания астеносферных расплавов, т.е. ксенолиты кристаллизовались в различных очагах

расплавов. Такое распределение можно объяснить тем, что поднявшийся к подошве литосферы Сибирского кратона Якутский плюм производил механическую и химическую эрозию литосферной плиты и вовлекал ее вещество в виде пластин и ксенолитов в конвектирующую пластичную астеносферу.

В целом рассмотренные особенности поведения несовместимых редких элементов в зональных зернах гранатах не противоречат модели просачивания расплавов с их одновременной кристаллизацией («percolative fractional crystallization» – [3]).

Литература:

1. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. В кн.: Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО Наука, 1994. 256 с.

2. Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н. и др. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика, 2008. Т. 49. № 4. С. 281-301.

3. Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: Their use in indetifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary volcanism. Am. Geophys. Union. Monogr., 1997. T. 100. P. 297-333.

4. Harte B., Hunter R.H., Kinny P.D. Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism // Philosophical Transaction of the Royal Society of London. Series A. 1993. V. 342. P. 1-21.

5. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth. Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.

ГЕОХИМИЯ И ИСТОЧНИКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (АМУРСКАЯ ЧАСТЬ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА)

Ю.В. Семёнова, С.И. Дриль

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: gummy_julie@mail.ru

Предметом настоящего исследования служат метаосадочные породы Янканского террейна аккреционного клина [2], расположенного в пределах восточного – амурского, сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Комплекс пород, слагающих террейн, представлен преимущественно зелеными эпидот-актинолитовыми ортосланцами, кварц-хлорит-серицитовыми парасланцами и филлитами, слюдистыми микрокварцитами и метаморфизованными карбонатными породами. В последних установлены раннесреднедевонские кораллы и на этом основании весь комплекс метаморфических пород датируется силуром-девоном.

Для выяснения литологических особенностей исходного протолита

кварц-хлорит-серицитовых сланцев, филлитов и серицитовых кварцитов были исследованы вариации величин алюмокремниевого (АМ – Al_2O_3/SiO_2) и гидролизатного (ГМ – $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3*)/SiO_2$) петрохимических модулей. Величины АМ во всех типах метаосадков четко обратно коррелируются с кремнесодержанием пород и лежат в пределах 0,01-0,31. При этом составы кварц-хлорит-серицитовых сланцев и филлитов имеют величины АМ = 0,12-0,25$, что соответствует протолиту, представленному полимиктовыми песчаниками, глинистыми (преобладающий тип) и кремнисто-глинистыми породами. Слюдистые микрокварциты имеют систематически меньшие величины АМ = 0,01-0,12$ что указывает на существенно кремнистый исходный состав протолита, сопоставимый с кремнистыми пелагиальными осадками с некоторой долей участия глинистого вещества. Характер вариаций величин ГМ в метаосадках подтверждает выводы, полученные при анализе поведения АМ.

Уровень накопления редкоземельных элементов (REE) в разных типах метаосадочных пород различен и показан на рис.1. Кварц-хлорит-серицитовые сланцы и филлиты характеризуются наиболее высокими уровнями накопления лантаноидов, отвечая по этому признаку среднему составу верхней континентальной коры, но обладая по сравнению с последним заметно более дифференцированным нормированным спектром распределения – $La/Yb_{(PAAS)}$ = 0,4-0,8. В двух пробах филлитов отмечается хорошо проявленная положительная аномалия церия ($Ce/Ce^*_{(PAAS)}$ = 1,2-1,5), что может свидетельствовать о перераспределении этого элемента на этапе диагенеза исходного осадка с последующей его фиксацией в верхней придонной части осадочной колонны в окислительных условиях [1]. Отрицательная европиевая аномалия в обоих типах сланцев не проявлена или проявлена слабо – $Eu/Eu^*_{(PAAS)}$ = 1,08-0,78, и лишь в единичном случае достигает величины $Eu/Eu^*_{(PAAS)}$ = 0,48. Все исследованные образцы кварц-хлорит-серицитовых сланцев и филлитов характеризуются устойчивой обогащенностью тяжелыми REE относительно среднего состава верхней континентальной коры (рис.), что, вероятно, обусловлено региональными геохимическими особенностями источника осадочного вещества.

Слюдистые кварциты характеризуются значительными вариациями уровней накопления REE, различающихся пятикратно в легкой части спектра. Микрокварцит, наиболее обогащенный слюдой, обладает спектром распределения лантаноидов, сходным с таковым в кварц-хлорит-серицитовых сланцах и филлитах ($La/Yb_{(PAAS)}$ = 0,5). Три других состава имеют существенно более низкий уровень накопления LREE, различаясь при этом степенью дифференцированности спектра – $La/Yb_{(PAAS)}$ = 0,5-0,99. Микрокварцит с наименьшим суммарным содержанием лантаноидов характеризуется как наименее дифференцированным спектром их распределения ($La/Yb_{(PAAS)}$ = 0,99), так и наименьшими содержаниями Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O, т.е. компонентов, характеризующих количество «терригенной» составляющей в кремнистом

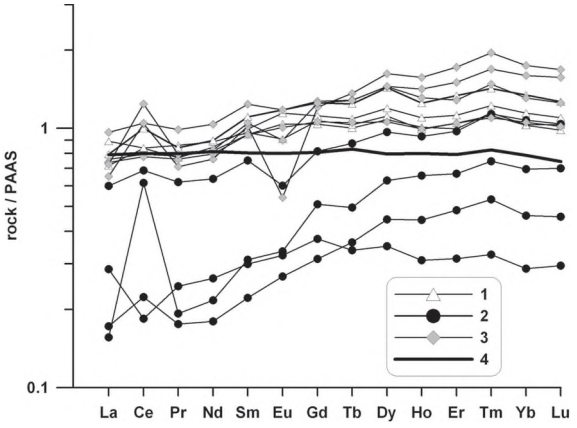


Рис. *PAAS-нормализованные спектры распределения REE в метаосадочных породах Янканского террейна: 1 – кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 2 – серицитовые микрокварциты; 3 – филлиты; 4 – средний состав верхней континентальной коры по [3].*

осадке. Рост величины La/Yb и общего уровня накопления редких земель в других образцах микрокварцитов положительно коррелируется с содержаниями этой группы петрогенных компонентов, что свидетельствует именно об увеличении доли терригенной примеси в исходном кремнистом протолите пород. В большинстве исследованных микрокварцитов наблюдаются признаки подвижности Ce в процессе диагенеза исходного осадка, выражающиеся в преимущественном проявлении положительной цериевой аномалии – $Ce/Ce^{*}_{(PAAS)}$ = 1,1-3,5, свидетельствующей о фиксации этого элемента в нерастворимой форме в окислительных условиях.

Геодинамические условия формирования протолита кварц-хлорит-серицитовых сланцев и филлитов были определены с помощью дискриминационных диаграмм М.Р. Бхатия. Точки составов исследованных пород расположились в полях псаммитов континентальных островных дуг и активных континентальных окраин, указывая на то, что первичный осадочный протолит метатерригенных пород Янканского террейна формировался вблизи активной континентальной окраины МОП, существовавшей на зрелой континентальной коре в позднепалеозойское время.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-00850, 11-05-00925.

Литература:

1. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.

2. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20. № 6. С. 31-36.

3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ТРАХИТОВ КАМЧАТКИ

Ю.Л. Шербаков[1], Н.С. Карманов[2], А.Б. Перепелов[1]

[1]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: scherb@igc.irk.ru
[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Изучение трахитов имеет большое петрологическое значение. Это определяется присутствием в трахитах специфических минеральных парагенезисов, их отчетливой геохимической спецификой, и индикаторным положением в составе дифференцированных щелочных и субщелочных серий пород. В данном докладе представлены результаты детальных минералогических и геохимических исследований позднекайнозойских трахитов островодужной системы Камчатки.

В тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта Камчатки трахиты обнаружены в строении раннеплейстоценовых вулканов Большой, Нюлканда и Белоголовский (рис. 1) [1].

Трахиты перечисленных вулканических сооружений относятся к K-Na типу. Нами в 2005-2010 гг. совместно с сотрудниками ИВиС ДВО РАН и МГУ проведено геологическое доизучение вулканических комплексов вулканов Большой и Белоголовский и получены детальные минералого–геохимические характеристики пород группы трахитов.

Сравнение распределения магматофильных элементов для трахитов различных геодинамических обстановок показывает, что трахиты вулканов Большого и Белоголовского обладают

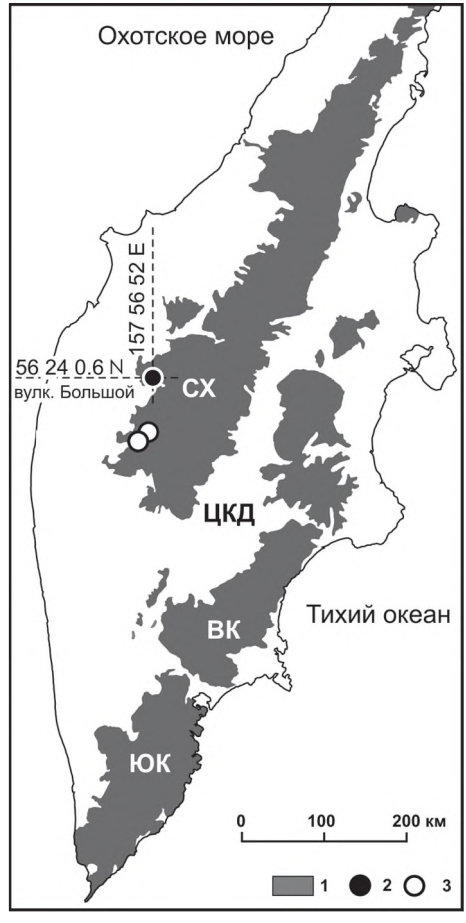


Рис. 1. *Схема расположения проявлений трахитов на территории островодужной системы Камчатки. 1 – вулканические пояса, 2 – вулкан Большой, 3 – вулкан Белоголовский и Нюлканда.*

характеристиками схожими с трахитами океанических островов и внутриконтинентальных рифтовых зон (рис. 2). Максимумы нормированных концентраций высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) характерны для трахитов всех отмеченных обстановок. При этом трахиты вулкана Большого и Белоголовского резко выделяются максимумами по Pb и сходны по уровню содержаний многих элементов с внутриплитными трахитами вулкана Пектусан [3], тогда как по содержаниям U и Th они сходны с трахитами океанических островов. Общей характеристикой трахитов всех рассматриваемых обстановок является наличие минимумов по Sr, P и Ti, наиболее ярко проявленных для трахитов внутриплитного типа. Присутствие минимума по Ba обнаруживается только у пород вулкана Пектусан и трахитов вулкана Большого. Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в трахитах Камчатки отличаются более низкими уровнями в сравнении с трахитами океанических островов, что может являться показателем того, что источником расплавов для них служила деплетированная мантия. Европиевый минимум характерен только для внутриплитных трахитов (Eu* = 0,2-0,6), тогда как для трахитов Камчатки и океанических островов он не столь выражен.

Трахиты Камчатки нельзя однозначно отнести к рифтогенному внутри-

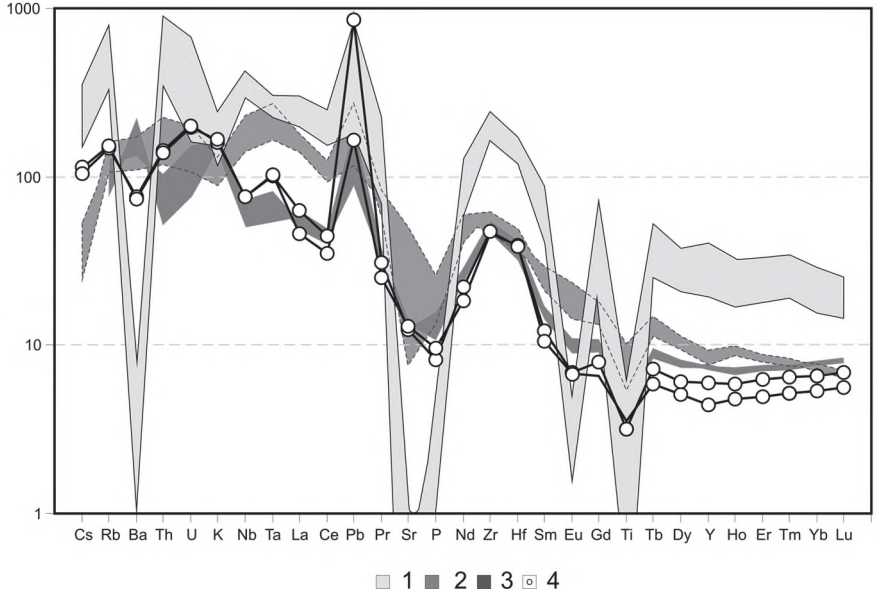


Рис. 2. *Диаграмма распределения магматофильных элементов в трахитах различных геодинамических обстановок.*
1 – внутриплитные трахиты (в. Пектусан) [3], 2 – трахиты Канарских островов [2], 3 – трахиты вулкана Белоголовского, 4 – трахиты вулкана Большого. Содержания элементов в трахитах (ppm) нормированы на примитивную мантию [4].

континентальному типу, или к типу океанических островов. Это, вероятно связанно с множественностью источников исходных магм, эволюция которых привела к формированию трахитов этой островодужной системы. Источниками трахитовых расплавов могли быть щелочные базальтоиды переходного типа, широко распространенные в Срединном хребте Камчатки [1]. Сами щелочные базальты Камчатки, соответственно, также должны были являться продуктами различных мантийных источников. К этим источникам могут быть отнесены надсубдукционная метасоматизированная мантия и мантия EM-I типа. Для того чтобы объяснить условия взаимодействия этих двух главных источников в условиях островодужной системы Камчатки, нам необходимо предполагать субдукционное окно (slab window). Такая структура могла образоваться в момент заложения новой зоны субдукции на Восточной Камчатке в позднем миоцене, с одновременным отмиранием палеозоны субдукции плиты Кула под Срединным хребтом. Начало погружения плиты Кула в астеносферную мантию и, вероятно, ее разрушение могло привести к образованию такого субдукционного окна. Трахиты, как и ассоциирующие с ними комендиты, явились крайним выражением процессов дифференциации поднимающейся щелочно-базальтовой магмы. В целом вещественными признаками трахитов Камчатки можно назвать высокую Na щелочность, низкие содержания Ti, P, Sr, высокие содержания Pb, и проявление уникальной редкоземельной минерализации.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ 11-05-01009, Интеграционный проект СО РАН № 79.

Литература:

1. Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1993. 67 с.

2. Carracedo J.C., Badiola E.R., Guillou H., de la Nuez J., Perex Torrado F.J. Geology and volcanology of la Palma and el Hierro, western Canaries // ESTUDIOS GEOL. (MADRID) V. 57. 2001. P. 175-273.

3. Popov V.K., Sakhno V.G., Kuzmin Ya.V., Glascock, Choi B.K. Geochemestry of Volcanic Glasses from Parktusan volcano // Doklady Earth Science. 2005. V. 403. N. 5. P. 803-807.

4. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society special publication. N 2. Blackwell Scientific Publications. 1989. P. 313-346.

Секция 5
Физико-химические методы исследований в геологии
Руководитель: к.г.-м.н. А.А. Карабцов (ДВГИ ДВО РАН)

АРМСТРОНГИТ: ДАННЫЕ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

А.В. Асеева, А.А. Карабцов, К.Ю. Бушкарёва

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: aseeva@fegi.ru

В работе приводятся новые данные по изучению очень редкого водного силиката циркония – армстронгита методом сканирующей электронной микроскопии. В мире известно два места находок армстронгита: комплекс Хан-Богд (Khan Bogd complex,) юг Монголии (Владыкин Н.В., 1983) и интрузивный комплекс Стрендж-Лейк (Strange Lake intrusive complex), на границе штатов Квебек и Лабрадор, Канада (Birkett et al., 1992).

Нами был изучен образец армстронгита из щелочных арфведсонитовых гранитов Хан-Богдинского массива (Южный Гоби, Монголия). Армстронгит встречается в виде крупнозернистых шестоватых агрегатов светло-коричневого цвета и является породообразующим минералом пегматита. Минерал относится к слоистым силикатам с более чем шестью кольцевыми радикалами (Dana's, 1997), сингония моноклинная. Химическая формула, предложенная его первооткрывателем Н.В. Владыкиным $CaZrSi_6O_{15}\times2,5H_2O$ (Владыкин и др., 1973), не так давно была уточнена и в настоящее время записывается как $CaZrSi_6O_{15}\times3H_2O$ (Dana's, 1997, Webmineral.com).

Изучение строения образцов проводилось в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA-8100 (Jeol, Япония) с энергодисперсионным (INCAx-sight, Англия) и тремя волновыми спектрометрами, а также на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JSM-6490LV (Jeol, Япония) с двумя энергодисперсинными спектрометрами (INCA, Англия). Образцы были отполированы и протравлены раствором 5% HF в течение 2 мин. Для изучения на электронном микроскопе они были напылены платиной, для работы на микрозонде – углеродом.

На рисунке 1 показаны шестоватые микрокристаллы армстронгита. В сечении они имеют форму квадрата со стороной ~ 2 um, длина микрокристаллов может быть в десятки раз больше. Для микрокристаллов характерна «столбчатая» отдельность.

Армстронгитовый агрегат неоднороден по составу (рис. 2). Нами изучены зоны распада внутри армстронгита. Минералы распада представлены цирконосиликатами переменного состава, опалом и гидрооксидами железа:

1. Первый из изученных цирконосиликатов ($Zr\ min_1$) содержит около 42-44% ZrO; соотношение кремния к цирконию 2:1 (ат. %). Имеет постоянную примесь Fe, Al, Hf.

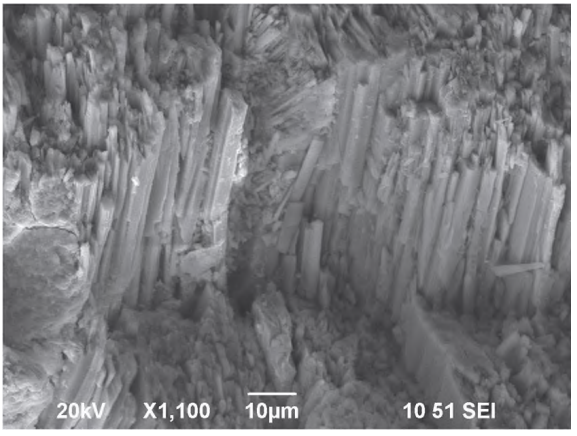


Рис. 1. *Армстронгит на СЭМ JEOL JSM-6490LV.*

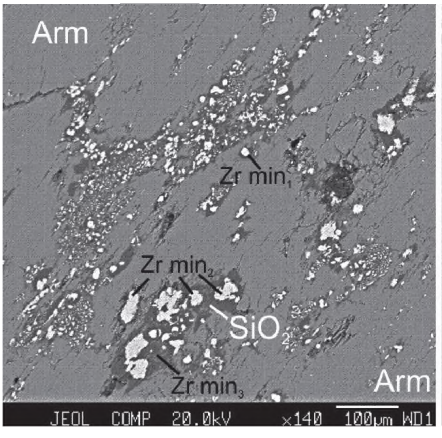


Рис. 2. *Зона распада армстронгита на JXA-8100, INCAx-sight. Здесь и далее Arm – армстронгит, SiO_2 – водные разновидности кварца, Zr min_{1-3} – цирконосиликаты переменного состава.*

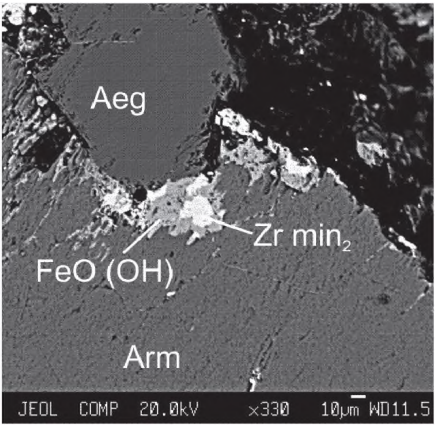


Рис. 3. *Зона контакта эгирина и армстронгита на JXA-8100, INCAx-sight. Arm – армстронгит, Aeg – эгирин, Zr min_2 – цирконосиликат-2.*

2. Второй, наиболее распространенный, цирконосиликат (Zr min_2) содержит 48-50% ZrO; соотношение кремния к цирконию (ат. %) 6:5. Имеет постоянную примесь Ca, Fe, Al.

3. Третий цирконосиликат (Zr min_3) имеет 15-20% ZrO; соотношение кремния к цирконию (ат. %) 7:1. Имеет постоянную примесь Ca, Fe.

4. Водосодержащий кремнезем иногда содержит примесь Fe. Обособления цирконосиликатов чаще всего располагаются в опале, как в матриксе.

5. Гидрооксиды Fe содержат примеси Zn и Ti. Встречаются в виде самостоятельных обособлений в армстронгите или в ассоциации с Zr min_2 (рис. 3).

В ассоциации с армстронгитом находится первичный эгирин, на рисунке 3 показан идиоморфный кристалл неизмененного эгирина.

Таким образом, обнаружены три различные (и стабильные по содержанию циркония и примесей) группы цирконосиликатов в зонах распада армстронгита. В изученных цирконосиликатах Zr замещает Si в кремнекислородных тетраэдрах. Причиной этого послужило, вероятно, изменение температур и давления (возможно в результате возникновения тектонических нарушений внутри массива) и, поскольку для цирконосиликатов температурная область устойчивости мала (Владыкин и др., 1973), при изменении физико-химических условий существования армстронгит становится нестабильным и распадается с образованием цирконосиликатов, опала и гидрооксидов железа.

Авторы благодарят **Николая Васильевича Владыкина** за предоставленные для изучения образцы армстронгита.

Литература:

1. Birkett T.C., Miller R.R., Roberts A.C., Mariano A.H. Zirconium-bearing minerals of the Strange lake intrusive complex, Quebec-Labrador// Can. Mineral. 1992. V. 30. P. 191.

2. Gaines R.V., Skinner H.C.W., Foord E.E., and Rosenzweig, A. Dana's new mineralogy, 1997. Eighth Edition, John Wiley & Sons, New York, 1. 819 p.

3. Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Кашаев А.А., Сапожников А.Н., Писарская В.А. Новый силикат кальция и циркония – армстронгит. ДАН СССР, 1973. Т. 209. № 5. С. 1185-1188.

4. Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности редкометальных гранитоидов Монголии. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.

НОВЫЙ АНАЛИТИЧЕСКИЙ ПОДХОД В ИССЛЕДОВАНИИ СТЕПЕНИ ГРАФИТИЗАЦИИ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ХАНКАЙСКОГО ТЕРРЕЙНА

М.Г. Блохин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: blohinster@gmail.com

Исследование высокоуглеродистых горных пород Ханкайского террейна направлено на изучение природы процессов накопления ими металлов. Факт благородной металлоносности графитовых метаморфизованных горных пород был установлен А.И. Ханчуком с коллегами [1]. Достоверно установлено присутствие в этих породах высоких концентраций Au, Ag, Pd, Pt, Rh и Ru. Авторами был сделан вывод, что благороднометальная минерализация в данном случае связана с процессом графитизации мантийного углерода, а содержание графита достигало 30-34%.

В настоящей работе предлагается проведение количественной оценки со-

держания различных форм углерода в изучаемых образцах с использованием анализатора общего органического углерода Shimadzu TOC-V, установленного в лаборатории аналитической химии ДВГИ. Данный прибор позволяет анализировать углерод, с разделением на органическую и неорганическую (карбонатную) фазу. Экспрессное определение углерода в виде графита проводится в соответствии с вновь разработанной методикой. Сначала, образец измеряется при стандартных условиях и находится сумма элементного (графита), органического и неорганического углерода. Затем проба прокаливается при 850° С, продуваясь потоком инертного газа, который удаляет органический углерод и карбонаты в виде CO_2. Повторное измерение общего углерода дает нам содержание в пробе элементного углерода (графита). Таким образом, данная методика позволяет определять в геологических образцах содержание углерода, с разделением его на элементный, органический и неорганический, что очень важно для геохимической интерпретации.

В исследуемых образцах так же выполняется определение металлов масс-спектральным методом. Изучение геохимической специализации рудоносных графитизированных пород с позиции анализа в них таких металлов, как Cr, V, Ni, Co и Cu будет использовано для интерпретации источника поступления углерода в горные породы.

Литература:

1. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Генетические типы золоторудной минерализации в графитоносных породах юга Дальнего Востока // ДАН, 2010. Т. 430. № 2. С. 239-242.

МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ИЗОТОПОВ АРГОНА В НЕПРЕРЫВНОМ ПОТОКЕ ГЕЛИЯ ДЛЯ КАЛИЙ-АРГОНОВОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

С.Ю. Будницкий, А.В. Игнатьев, Т.А. Веливецкая

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: Budnitskiy_Serg@mail.ru

Нами разработан лазерный метод выделения, очистки и измерения изотопов аргона в непрерывном потоке гелия. Схема установки представлена на рис.

Для выделения аргона из исследуемого образца применяется CO2 лазер FUSION 10.8 с водяным охлаждением, компании PHOTON MACHINES (США), с длиной волны 10 мкм и максимальной мощностью 50 Ватт. Мощности данного лазера достаточно, чтобы полностью расплавить навеску образца весом до 5 мг. Образец помещается в многозарядный держатель (диск из нержавеющей стали, в котором просверлены лунки). Держатель с пробами помещается в камеру из нержавеющей стали с Zn-Se окном для прохождения луча лазера. Конструкция камеры сделана таким образом, чтобы сквозь нее продувался непрерывный поток гелия со скоростью 53 $см^3$/мин. Камера име-

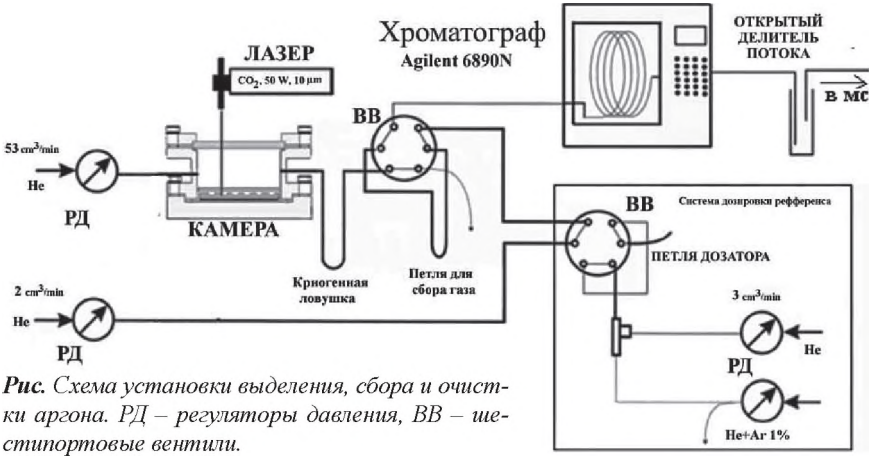


Рис. *Схема установки выделения, сбора и очистки аргона. РД – регуляторы давления, ВВ – шестипортовые вентили.*

ет встроенный нагреватель для обезгаживания исследуемых проб до 250 °С.

Все выделяющиеся газы во время плавления пробы собираются на ловушке с активированным углем при температуре жидкого азота, пройдя первичную очистку на криогенной ловушке. После того, как процесс плавления закончен, и все выделившиеся газы собраны, они перемораживаются в капилляр с молекулярным ситом при температуре жидкого азота (так называемый cryo–focus). В результате смесь газов концентрируется в виде короткого импульса. Это позволяет значительно увеличить величину отношения сигнал/шум при измерении изотопов аргона.

Разделение исследуемого аргона от других газов, выделяющихся в процессе плавления образца, проводится на капиллярной кварцевой хроматографической колонке HP-MOLSIV 5A OD 0.32 длиной 30 метров. Рабочая температура термостата хроматографической колонки 20 °С. Поток гелия через капиллярную хроматографическую колонку установлен 2 $см^3$/мин. Газы, разделяясь на колонке, имеют различное время выхода, что позволяет беспрепятственно измерять аргон.

Измерение изотопного состава аргона проводится на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Scientific, Германия) одновременно на трех коллекторах. Содержания радиогенного аргона в образце рассчитывается по площадям ионных токов ^{36}Ar, ^{38}Ar и ^{40}Ar, с учетом входных сопротивлений усилителей.

Для определения количеств изотопов аргона в образце в нашей установке использован откалиброванный дозатор заданной примеси воздушного аргона в гелии. Смесь напускается равными порциями (дозами) с помощью дозатора до и после плавления пробы. Дозатор калибруется при помощи образцов с известным содержанием аргона (стандартов). Сравнивая площади под пиками изотопов рефференса и исследуемого аргона, мы рассчитываем количества изотопов аргона в исследуемом образце. Далее по общепри-

нятым формулам рассчитываем количество радиогенного аргона. Калибровка дозатора показала содержание аргона-40 в порции равное 0,65 нг. Данное количество аргона в дозаторе держится неизменным уже в течение двух лет. Стандартное отклонение величины ^{40}Ar в порции, напускаемой дозатором, по серии опытов составляет 0,2%.

Величина «холостого» опыта всей установки в течение трех лет эксплуатации не превышала 5×10^{-4} нг для ^{40}Ar и 6×10^{-6} нг для ^{36}Ar. Исследования показали, что данный метод может быть использован для анализа ~ $n\times10^{-12}$ граммовых количеств радиогенного аргона с точностью 10%. Время, затрачиваемое на выделение, очистку и измерение изотопного состава аргона из одного образца занимает от 10 до 15 минут.

Метод был неоднократно проверен и применен для датирования различных геологических и археологических объектов, в том числе, как на «молодых» образцах вулкана Шаварын Царам (~ 500 тыс. лет) [1] и геоархеологических обсидианов Камчатки и Приморья (1–5 млн. лет), так и на «древних» образцах Северной Карелии (~ 1,8 млрд. лет) [2].

Литература:

1. Высоцкий С.В. и др. ДАН, 2011. Т. 439. № 1. С. 95-98.
2. Высоцкий С.В. и др. ДАН, 2011. Т. 440. № 5. С. 674-677.

ОСОБЕННОСТИ ПРОБОПОДГОТОВКИ ОПАЛОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ НА СКАНИРУЮЩЕМ ЭЛЕКТРОННОМ МИКРОСКОПЕ

К.Ю. Бушкарёва, А.В. Асеева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail:datace@mail.ru

Детальное изучение микро- и наноуровневой структуры минералов методом сканирующей электронной микроскопии было начато в 60-х годах XX века. С тех пор исследования в этой области значительно продвинулись, и электронный микроскоп стал обычным инструментом для исследований в различных областях геологии, материаловедении и т.д.

Исследования проводились в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6490LV (Jeol, Япония), оснащенном энергодисперсионными спектрометрами INCA (Oxford Instruments, Англия).

При изучении микроструктуры минералов большое значение имеет пробоподготовка образцов. В этой работе представлены экспериментальные данные по выбору методики пробоподготовки и материала напыления для исследования минералов методом сканирующей электронной микроскопии.

Объектами исследования являлись водные и безводные разновидности кремнезема: опалы (обыкновенный и благородный) и халцедоны. Известно, что невозможно получить качественные изображения микро- и наноструктур-

ры минералов без их специальной подготовки. Поэтому нами были подобраны оптимальные параметры пробоподготовки образцов.

1. ***Обработка поверхности образца***. Для изучения использовались как полированные образцы, так и естественные сколы опалов. Существенных различий в качестве микрофотографий этих объектов не было выявлено.

Для травления использовались 3%, 5% и 10% растворы HF. Время травления составляло от 1,5 до 3 минут. Опытным путем было установлено, что лучше всего структура опала выявляется при травлении 5% раствором HF в течение 1,5 минут.

2. ***Очистка образца***. Неотъемлемой частью пробоподготовки является удаление остатков реактивов после кислотного травления образцов, которое проводили путем вымачивания в дистиллированной воде и очищением в ультразвуковой ванночке. Так, при травлении трубчатых (гидротермальных) опалов раствор плавиковой кислоты, используемый при травлении, накапливается в порах, и при длительном контакте с воздухом содержимое этих каналов кристаллизуется на поверхности образца в виде солей (рис. 1).

3. ***Напыление.*** Образцы монтировались на алюминиевые столбики с помощью двустороннего углеродного токопроводящего скотча. Опал – минерал, не проводящий электрический ток, и при изучении ненапыленных опалов на электронном микроскопе на поверхности образцов происходит накопление заряда, что делает невозможным получение качественного изображения (рис. 2).

Напыление проводилось на напылительных установках: Coating system E306A (Edxards, Англия), Carbon coater CC7650 (Quorum Technologies LTD, Англия) и Auto fine coater JFC-1600 (Jeol, Япония). Материалы напыления: углерод, золото и платина.

Для получения высококачественных изображений микроструктуры минералов используется режим вторичных электронов, что исключает воз-

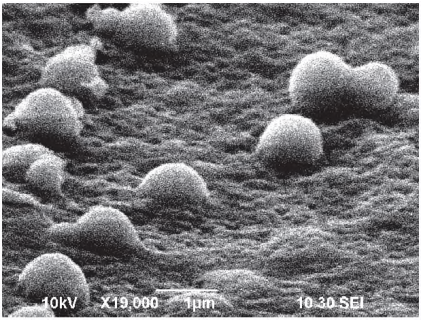


Рис. 1. *Соли HF, образовавшиеся на поверхности опала после длительного контакта образца с воздухом.*

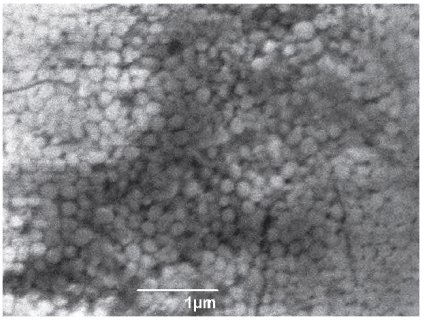


Рис. 2. *Засвеченные области в результате накопления заряда на ненапыленном образце.*

можность использования углерода в качестве материала для напыления из-за низкого значения величины выхода вторичных электронов [1, 2]. В этом случае для напыления используются металлы с высоким выходом вторичных электронов (золото, платина и др.). В ходе работы было установлено, что наиболее подходящим элементом является платина, так как при напылении золотом образуется плотная неоднородная пленка с более крупными частицами, которые при увеличении более 30 000 затрудняют определение реальной структуры образца (рис. 3). Поэтому для получения наиболее качественных изображений использовались образцы, напыленные платиной в течение 20 секунд при силе тока 40 мкА, что позволило получить пленку в 10 нм (рис. 4).

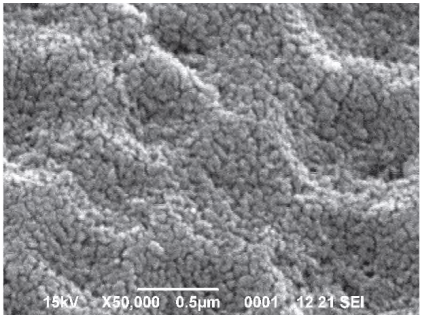


Рис. 3. *Структура золотой пленки на поверхности опала при увеличении 50 000.*

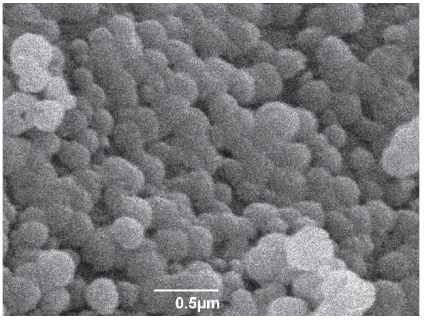


Рис. 4. *Микроструктура опала, напыление платиной, увеличение 50 000.*

Таким образом, нами подобрана наиболее оптимальная методика пробоподготовки опалов для получения наилучших микрофотографий структур этих объектов методом сканирующей электронной микроскопии.

Литература:

1. Рид С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.

2. Goldstein J.I., Newbury D.E., Echlin P., Joy D.C., Lyman C.E., Lifshin E., Sawyer L., Michael J.R. Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis. Kluwer Academic / Plenum Publishers. New York, 2003. 689 p.

ВОЗМОЖНОСТИ ИЗОТОПНОЙ ХЕМОСТРАТИГРАФИИ В ОПРЕДЕЛЕНИИ ВРЕМЕНИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

И.А. Вишневская

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: vishia@igm.nsc.ru

При ослаблении тектонических движений и наступлении пассивного режима в затопленных областях земной поверхности начинают накапливаться карбонатные осадки. Эти отложения формируются, как на шельфах континентов и микроконтинентов, так и на небольших террейнах, пока не отнесенным к каким-либо тектоническим единицам. При этом для многих из них не определено время начала карбонатонакопления и, соответственно, время становления подстилающей структуры, обоснованных палеонтологическими (руководящие органические остатки) или геохронологическими методами. Особенно остро этот вопрос стоит при обосновании возраста базальных горизонтов. Одним из инструментов для решения этой задачи для осадочных карбонатов является метод изотопной (C, Sr) хемостратиграфии карбонатных осадочных пород, который позволяет корректно оценить возрастной интервал седиментогенеза.

В данной работе представлены результаты исследования отложений различного возраста и геодинамической принадлежности, а также перспективы использования указанного метода на объектах, расположенных в Дальневосточном регионе. Исследования проводились на приборной базе ИГМ СО РАН (Новосибирск; атомно-абсорбционный анализ на приборе SP9 PI UNICAM; измерение содержаний содержание Rb и Sr на масс-спектрометре МИ 1201Т; анализ $\delta^{13}C_{PDB}$ и $\delta^{18}O_{SMOW}$ на приборе Finnigan MAT – 253 с подключенной линией пробоподготовки Gas Bench II), изотопный состав Sr измерялся на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН, Иркутск) и Triton TI (ИГГД РАН, Санкт-Петербург).

Рифей. Рифейские породы окраины Сибирской платформы изучены на территории Енисейского кряжа (сухопитская, тунгусикская и широкинская серии). Эти отложения представлены переслаиванием известняков, доломитистых известняков, доломитов, мергелей, песчаников и алевролитов. Полученные данные по изотопному составу стронция (вариации $^{87}Sr/^{86}Sr$ в интервале от 0,7053 до 0,7061) и углерода ($\delta^{13}C_{PDB}$ от +0,4‰ до +5,3‰) для пород Енисейского кряжа показали, что карбонатные породы сухопитской, тунгусикской и широкинской серий имеют позднерифейский возраст и могут быть сопоставлены с осадочными толщами трех ключевых разрезов докембрия Северной Евразии: последовательностью свит деревнинской-буровой-шорихинской Туруханского поднятия, лахандинской серией Учуро-Майского региона и каратавской серией Южного Урала. Изученные карбонатные отложения накапливались более 750 млн. лет назад до проявления глобальных оледенений в криогении, согласно Международной стратигра-

фической шкале. Это также подтверждается отсутствием тиллитовых горизонтов и отрицательных экскурсов $\delta^{13}C_{PDB}$ в изученных сериях [Вишневская и др., 2012].

Венд. Вендские отложения исследованы в пределах Центрально-Азиатского сегмента и представлены породами чехла Тувино-Монгольского (боксонская и хубсугульская серии, мурэнская свита, В. Саян, С. Монголия) микроконтинента. Боксонская серия сложена у основания доломитами, которые вверх по разрезу сменяются известняками. На границе забитской и табинзуртинской свит находится бокситоносный горизонт, который свидетельствует о перерыве в осадконакоплении. Хубсугульская серия представлена в основном известняками различного облика. В разрезе обеих серий выявлены горизонты фосфоритов, а в их верхних частях отмечены находки археоциат и трилобитов нижнего кембрия. В основании хубсугульской и боксонсокй серий прослеживаются горизонты тиллитов. Мурэнская свита представлена в основном известняками с редкими прослоями песчаников, аргиллитов и кремнистых пород. Первичный изотопный состав стронция для наименее измененных карбонатов Тувино-Монгольского микроконтинента варьирует в интервале от 0,7073 до 0,7086. Наиболее низкие отношения получены для отложений забитской (нижняя часть боксонской серии) и мурэнской свит, которые также характеризуются высокими, до аномальных (от +3‰ до +10,5‰), положительными значениями $\delta^{13}C_{PDB}$. Следовательно, формирование карбонатного чехла этого микроконтиннета началось 600-580 млн. лет назад и продолжалось до середины кембрия [Кузнецов и др., 2010]. Установлено также, что тиллиты, подстилающие различные стратиграфические единицы венд-кембрийского чехла, являются результатом одного оледенения, сопоставимого по возрасту с глобальным событием Марино (650-630 млн. лет назад [Halverson, 2010]).

Кембрий. Карбонатные отложения кембрия изученные в чехле Северо-Муйского террейна (Северной Забайкалье), представлены породами янгудской свиты, сложенной в основном доломитом с прослоями известняков и доломитистых разностей. В результате изотопно-геохимических иследований установлено, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных доломитах янгудской свиты варьирует в узком интервале от 0,70856 до 0,70858. Сопоставление полученных изотопных данных для янгутской свиты с кривой вариации изотопного состава стронция в воде кембрийского океана [Mazumdar & Strauss, 2006] показало, что янгудские карбонаты начали формироваться в узком интервале от томмотского до ботомского ярусов нижнего кембрия. Соответственно, с этого времени установился пассивно-континентальный режим Северо-Муйского террейна.

Перспективы в Дальневосточном регионе. На территории Приморского края выделяются террейны различного возраста. Наиболее древний Вознесенский террейн, судя по палеобиогеографическим данным, возможно,

является частью суперконтинента Гондвана [Ханчук и др.]. Палеошельф этого террейна сложен позднепротерозойскими-нижнекембрийскими кластическими породами и известняками вознесенской и прохоровской свит, прорванными позднекембрийскими и более молодыми магматическими породами. В связи с тем, что в указанных отложениях не найдено руководящих остатков фауны, вопрос о точном времени накопления остается открытым. Используя метод изотопной хемостратиграфии возможно установить возрастной интервал седиментации карбонатных пород Вознесенского террейна, а при привлечении геохимических методов [Летникова, 2005] исследования можно будет выявить источники сноса осадочного материала, тем самым обосновать принадлежность этой структурной единицы к террейнам гондвандской группы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05--01030, 10-05-00971, 12-05-00569, 12-05-00628), Президиума СО РАН (проект № 19), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11, 53.68.

Литература:

1. Вишневская И.А., Кочнев Б.Б., Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Прошенкин А.И. Sr-изотопные характеристики карбонатных отложений неопротерозоя юга Енисейского кряжа // ДАН, 2012. Т. 443. № 4. С. 459-463.

2. Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Константинова Г.В., Кутявин Э.П., Гелетий Н.К. Sr хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН, 2010. Т. 432. № 3. С. 350-355.

3. Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера, 2005. № 1. С. 70-81.

4. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.

5. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Research, 2010. V.182. P. 337-350.

6. Mazumdara A., Strauss H. Sulfur and strontium isotopic compositions of carbonate and evaporate rocks from the late Neoproterozoic–early Cambrian Bilara Group (Nagaur-Ganganagar Basin, India): Constraints on intrabasinal correlation and global sulfur cycle // Precambrian Research, 2006. N 149. P. 217-230.

ВОЗМОЖНОСТЬ ПРЯМОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ОБРАЗЦАХ С ВЫСОКИМ СОДЕРЖАНИЕМ РАСТВОРЁННЫХ ТВЁРДЫХ ВЕЩЕСТВ МЕТОДОМ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ С ИНДУКТИВНО СВЯЗАННОЙ ПЛАЗМОЙ

Е.В. Еловский

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
г. Владивосток, e-mail: matri@list.ru

В классическом варианте метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) является методом прямого элементного анализа низкоминерализованных водных растворов (общее количество растворенных твердых веществ не должно превышать уровень в 0,1-0,2%). Некоторые усовершенствования позволили повысить этот предел до 0,3% на приборах фирмы Agilent Technologies [1]. Таким образом, данная цифра определила границы применения метода ИСП-МС. Все образцы, солевой фон которых превышает заданное значение, должны до анализа разбавляться до указанного уровня, что как следствие приводит к повышению предела обнаружения и отсутствию возможности определять некоторые элементы. Игнорирование данного шага подготовки пробы вещества к анализу и применение прямого анализа высокоминерализованных водных растворов приводит к дрейфу сигнала (за счет образования солей на конусах прибора) и подавлению чувствительности не матричных элементов (за счет преимущественной ионизации веществ матрицы). И то, и другое способствует ухудшению метрологических характеристик анализа. Образование солей на конусах прибора требует более частого технического обслуживания прибора и приводит к сравнительно короткому сроку службы конусов.

Однако с появлением системы введения высоких матриц (ВВМ) позволяющей напрямую анализировать высокоминерализованные водные растворы (с общим количеством растворенных твердых веществ около 1% и выше (в зависимости от матрицы)) при относительной свободе от проблем описанных выше границы применения метода ИСП-МС расширились [1]. Данная система на приборе Agilent 7500cx и более новых моделях доступна для использования только лишь совместно с кварцевой системой ввода образца и недоступна для совместного использования с перфторалкоксидной системой ввода. Хотя последний вариант имеет лучшие аналитические характеристики, включая снижение воздействия «эффекта памяти» [2].

В рамках данной работы была вручную сделана система ВВМ для приборов Agilent 7500c и Agilent 7700x, позволяющая работать совместно с системой ввода образца в перфторалкоксидном варианте. Показана возможность использования системы ВВМ на приборе более низкого класса, чем прибор Agilent 7500cx. Также было проведено сравнение метрологических характе-

ристик двух подходов (с использованием системы ВВМ и без нее) элементного анализа образцов морских вод при определении Al, Si, P, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As и Se. Показано, что система ВВМ имеет неоспоримые преимущества при анализе морских вод, чем классический метод с использованием разбавления. Достигнутые пределы обнаружения (3σПО) приведены в таблице.

Таблица.

Пределы обнаружения при использовании системы ВВМ для анализа морских вод.

Элемент	^{27}Al	^{28}Si	^{31}P	^{45}Sc	^{47}Ti	^{51}V	^{52}Cr	^{55}Mn	^{56}Fe
3σПО, ppb (мкг/л)	0,96	29	0,91	0,016	0,050	0,0034	0,091	0,33	0,50
Элемент	^{59}Co	^{60}Ni	^{63}Cu	^{66}Zn	^{71}Ga	^{72}Ge	^{75}As	^{78}Se	
3σПО, ppb (мкг/л)	0,0015	0,10	0,17	0,35	0,0036	0,0083	0,0064	0,28	

Литература:

1. Sugiyama N. New! Agilent High Matrix Introduction Accessory Expands the Capabilities of ICP-MS / N. Sugiyama, M. Tanoshima, D. Potter // Agilent ICP-MS Journal, 2007. V. 32. P. 2-3.

2. Woods G. New Micro Flow Nebulizer Enables Sub-ppt Quantitation for Key Semiconductor Elements! / G. Woods, D. Potter, A. Gutierrez // Agilent ICP-MS Journal, 1999. V. 5. P. 7.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЧУМЫШСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛ.)

Е.Е. Колова, Ф.И. Семышев

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, e-mail: kolova@neisri.ru, semyschev1@mail.ru

Чумышское рудное поле (площадь ≈ 70 км^2) локализуется в зоне сочленения структур Удско-Мургальской магматической дуги и Яно-Колымской складчатой области.

Рудное поле сложено нижнеюрскими терригенными отложениями смятыми в пологие линейные складки северо-западного простирания, прорванные слабо эродированным гранитоидным массивом, а так же интенсивно сульфидизированными (халькопирит, пирит, пирротин, арсенопирит, галенит) штоками диоритов и дайками кислого, среднего и основного состава, северо-восточного, реже субмеридионального простирания. Терригенные образования интенсивно метасоматически преобразованы – пропилитизированны,

серицитизированны, калишпатизированны. Разрывные нарушения картируемые в границах рудного поля – разнонаправленные и являются кулисами крупных региональных разломов. Рудоконтролирующую и рудовмещающую роль имеют разломы субширотной и северо-восточной ориентировки.

В пределах Чумышского рудного поля (по данным Цымбалюк Н.В. и др., Магадан, 2009 г.) выделены потенциально рудоносные зоны (р.з): 1) Центральная – зоны вкрапленной, прожилково-вкрапленной сульфидной и жильно-прожилковой сульфидно-кварцевой минерализации, приуроченные к крыльям локальной антиклинальной складки, в ядре которой геофизическими исследованиями фиксируется куполовидный выступ кровли скрытого на глубине гранитоидного массива, содержания золота до 11,4 г/т; 2) Странное – зоны прожилкования сульфидно-кварцевого состава локализованные в диоритовой интрузии, содержания золота до 74,6 г/т.; и перспективные участки (п.у.): 3) Забытый – сульфидно-кварцевые жилы и зоны смятия и дробления расположенные в эндоконтактовой зоне гранодиоритового массива с терригенными породами; 4) Левое – сульфидно-кварцевые зоны прожилкования размещенные в гранодиоритах в экзоконтакте штока диоритов.

Для жильно-прожилкового материала характерны следующие текстуры: брекчиевидная, массивная, редко кокардовая и полосчатая. Встречаются отдельные кварцевые прожилки с книжной текстурой. Характер распределения рудной минерализации гнездово-вкрапленный. Среди рудных минералов в жильно-прожилковых зонах преобладает: пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин. Сканирующей электронной микроскопией были обнаружены: самородный висмут, висмутин, мальдонит, тетрадимит, самородное золото 850-900‰ (по данным Цымбалюк Н.В. и др., Магадан, 2009 г.).

Исследования флюидных включений (ФВ). Микротермометрические исследования флюидных включений проводились с использованием измерительного комплекса на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam. Температуры гомогенизации (Тгом.), состав и концентрации растворов, а так же отнесение ФВ к генетическим типам проводилось в соответствии с известными методиками [1, 2, 3, 4, 5]. Поправка на давление не вводилась.

Крио- и термометрия были выполнены для среднезернистого кварца сульфидно-кварцевых зон прожилкования и жил р.з. Странный, п.у. Левое и Забытый.

Для исследований подбирались первичные и первично-вторичные ФВ размером 4-20 μm. По фазовому составу, при комнатной температуре, среди ФВ выделено три типа: 1) газово-жидкие (наиболее распространенные); 2) газовые; 3) включения, содержащие фазы водного раствора и газообразной CO_2 (рис.). ФВ распределены не равномерно, преимущественно обладают изометричными, реже округлыми и неравновесными формами.

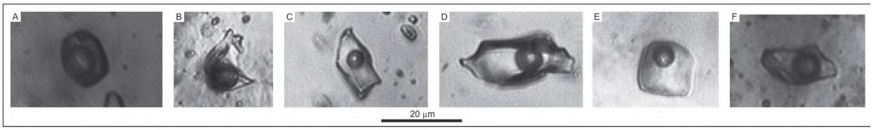


Рис. *Типы флюидных включений в кварце жильно-прожилковых зон Чумышского рудного поля:*
A–C-типа (газообразная CO^2 с примесью CH4): Тгом. = -94,7° С (Г), Тплав. = -110,6 °С (снимок сделан при Т – -140 °С); B–LC-типа (водно-солевой раствор + газообразная CO^2 с примесью CH4): Тгом.=369 °С, Тпл.гг = 11,3 °С; C–F–L-типа (водно-солевой раствор): C–Тгом. = 193 °С, Тэвт. = -33,6 °С, С = 21,54 масс. % экв. NaCl; D–гом. = 267 °С, Тэвт. = -23,2 °С, С = 14,57 масс. % экв. NaCl; E–Тгом. = 229 °С, Тэвт. = -23,2 °С, С = 6,16 масс. % экв. NaCl; F–Тгом. = 280 °С, Тэвт. = -27 °С, С = 2,41 масс. % экв. NaCl.

ФВ в кварце всех кварцево-сульфидных зон прожилкования гомогенизируются в температурном диапазоне 372-135 °С. При этом, средние температуры гомогенизации отличаются в зависимости от места локализации зон прожилкования, так для ФВ кварца р.з. Странный средняя температура гомогенизации составила 197,5 °С, для кварца р.з. Забытый – 222,8 °С, а для кварца п.у. Левое – 282,4 °С.

Измерения температур эвтектики (Тэвт.) выявили разность составов ФВ. Так, ФВ в кварце р.з. Забытый присущи Тэвт. = -52,2 – -33,6 °С, что указывает на сложный состав раствора в котором присутствуют ионы Mg, Fe, K, Ca. Для ФВ в кварце р.з. Странный и п.у. Левое свойственны Тэвт. = -32,5 – – -20 °С, что характеризует состав растворов как близкий к NaCl с небольшой примесью ионов Mg, Fe, K.

Концентрации растворов, оцененные по температурам плавления последнего кристаллика льда (Тпл. льда) весьма неравномерны – от 0,71 до 21,54 мас. % экв. NaCl, и распределяются следующим образом: во ФВ в кварце р.з. Странный и п.у. Левое концентрации растворов колеблются от 0,53 до 14,57 мас. % экв. NaCl, со средними значениями в районе 6,5 мас. % экв. NaCl; во ФВ в кварце р.з. Забытый концентрации охватывают интервал от 5,41 до 21,54 мас. % экв. NaCl, со средним значением 9,4 мас. % экв. NaCl. Зависимость между концентрациями и температурами гомогенизации не прослеживается.

В кварце зон прожилкования р.з. Странный и п.у. Левое были встречены и исследованы газовые и углекислотно-водные ФВ. В газовых включениях фазовые изменения происходят в районе -110 °С, гомогенизация таких включений наступает при Тгом. = -94,7 и -88,6 °С в газовую фазу. Для углекислотно-водных ФВ характерно Тпл.гг. = +11,3 °С. Эти данные позволяют сделать вывод о многокомпонентном составе газов: $CO_2 + CH_4 + N_2$.

Таким образом, термометрическими исследованиями ФВ в кварце сульфидно-кварцевых руд Чумышского рудного поля, установлено, что фор-

мирование изученных прожилково-жильных зон проходило в температурном диапазоне 372-135 °С, из многокомпонентных растворов, при повышенном и довольно стабильном уровне солености, в среднем 6,5-9,5 мас. % экв. NaCl. Сульфидно-кварцевые зоны прожилкования локализованные в диоритовой интрузии (р.з. Странный) и в гранодиоритах в экзоконтакте с диоритами (п.у. Левое) сформировались еще и в присутствии различных газов – CO_2, CH_4, N_2.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН №12-II--УО-08-017 и Гос. контракта с ИГЕМ РАН №9-НИР-ОК-II-2011.

Литература:

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977. № 8. С. 16-27.

2. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

3. Мельников Ф.П., Прокофьев В.Ю., Шатагин Н.Н. Термобарогеохимия: Учебник для вузов. М.: Академический Проект, 2008. 222 с.

4. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 360 с.

5. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microterhrmomrtric data for H_2O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application. Ed. by: Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzotti. Pontignsno-Siena. 1994. P. 117-130.

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ – НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

Т.А. Лотина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail:venera.2000@mail.ru

Спектральный анализ или более полное название атомно-эмиссионный спектральный (АЭС) впервые был открыт в 1860 г. Кирхгоф и Бунзен [1]. С первых дней своего существования спектральный анализ помог сделать ряд важных открытий. Этот метод основан на изучении спектров испускания паров анализируемого вещества. Элементы в пробе определяют по наличию в этих спектрах характерных линий излучения атомов. АЭС является весьма универсальным методом определения элементного состава вещества, отличающимся большой экспрессностью анализа при низких затратах.

В Федеральном государственном бюджетном учреждение науки Дальневосточном геологическом институте Дальневосточного отделения российской академии наук (ДВГИ ДВО РАН) АЭС появился с 1959 года и используется по настоящее время. На данное время этот метод является востребованным в связи с не затратной по времени и по средствам пробоподготовкой и точностью получаемых данных. В нашем институте с помощью данного метода проводятся различные виды исследования – горных пород и минералов (качественный, полуколичественный, количественный).

В лаборатории рентгеновских методов ДВГИ ДВО РАН качественный и полуколичественный анализ проводится на приборах **PGS II** или **ДФС-8**

испарением пробы в дуге переменного тока. Навеска пробы составляет 30 мг, время анализа – 5 минут. Чувствительность метода 10^{-4} до 10^{-2}%. Количественный анализ горных пород и минералов проводится по трем методикам: – на 12 элементов одновременно (B, Ni, Co, Cr, V, Mo, Zn, Ga, Sn, Cu, Pb, Ag) проводится испарением 400 мг образца в дуге переменного тока. Чувствительность от 10^{-2} до 10^{-5}% с ошибкой от 10 до 25%. Анализ элементов-примесей (Ni, Co, Cr, V, Zr, Sc, Mn, Bi, In, Sb, Be, Y, Yb, Nb, Pb, Cd и др.) проводится методом испарения от 10 до 100 мг пробы из канала в угольном электроде. Чувствительность от 10^{-2} до 10^{-5} с ошибкой от 6 до 30%. В самородном золоте из навески 15 мг определяются (As, Sb, Pb, Cu, Bi, Ni, Co, Pt, Mn, Zn, Fe, Pd, Te). Чувствительность и ошибка метода зависит от состава образца (*http://institute.fegi.ru/structure/analitika/75-rentgen*).

Статистические данные, проведенные на материале работы лаборатории рентгеновских методов ДВГИ за период 2006-2011 года показали, что из общего количества 78000 наибольшее количество анализов (21414 элементоопределений) было выполнено в 2007 году на горных породах. В самородном золоте наибольшее количество элементоопределений было проведено в 2008 году и составило 6363 элементоопределения. Наибольшее количество элементоопределений в минералах (4594) было выполнено в 2006 году. Были обработаны результаты проделанных анализов определения элементов в породах, силикатных минералах, сульфидах, магнетитах и примесей в самородном золоте.

До сих пор АЭС является один из наиболее информативных и оперативных многоэлементных методов анализа. Таким он стал благодаря широкому внедрению в область атомно-эмиссионного спектрального анализа многоканальных оптических спектрометров, большое количество которых создано на основе современного средства измерения интенсивности спектральных линий.

Новые многоканальные спектрометры «Гранд», «Гранд-Экспресс», «Экспресс», «Аспект» созданы по оптической схеме Пашена-Рунге с отражательными неклассическими вогнутыми дифракционными решетками. Эти спектрометры предназначены для применения с источниками возбуждения спектров эмиссии анализируемых веществ в воздухе [2]. К недавним разработкам в области спектрометрии можно отнести атомно-эмиссионный спектрометр с дугой постоянного тока PRODIGY DC. Он интегрирует в себе все последние достижения в оптике, технологии регистрации спектра, технике плазменного генератора. Этот спектрометр предназначен для анализа практически любых образцов - геологических, металлургических, высокочистых материалов. В нём используется оптическая схема Эшелле увеличенной дисперсии.

Таким образом, АЭС отличается простотой операций, возможно одновременное проведение анализа на широкий круг элементов, включая благород-

ные и тугоплавкие. При пробоподготовке он не требует вскрытия минеральной пробы, а только истирания и взвешивания. Недостатком метода является зависимость результатов анализа от системы регистрации спектров. Точностью АЭС уступает другим методам анализа, однако высокий предел обнаружения и небольшая навеска пробы делает его очень востребованным, что показано на примере нашего института. Несмотря на то, что в методе есть определённые недостатки он, за все годы своего существования, до сих пор пользуется спросов не только в области геологии, но, а также в медицине, металлургии и в других областях.

Литература:

1. Зайдель А.Н. Основы спектрального анализа. Москва: Наука, 1965. 12 с.

2. Лабусов В.А., Путьков А.Н. Новые многоканальные оптические спектрометры на основе анализаторов МАЭС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2012. № 1. Часть II. Т 78.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ МИКРО- И НАНОСТРУКТУР НА ПОВЕРХНОСТИ СИНТЕТИЧЕСКОГО И ПРИРОДНОГО ПИРИТА

С.В. Липко[1], А.В. Мухетдинова[2], В.Л. Таусон[3]

[1]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: lipko@igc.irk.ru

[2]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: mukh@igc.irk.ru

[3]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vladimir_tauson@mail.ru

В минеральных и неорганических системах обнаружены специфические объекты – неавтономные фазы (НФ) [1], поверхностные микро- и наноструктуры, которые образуются в результате химической модификации и структурной реконструкции поверхности кристалла. С помощью рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии, сканирующей электронной микроскопии и атомно-силовой микроскопии определено, что поверхность гидротермального пирита, как синтетического, так и природного, химически модифицирована по сравнению с объемом кристалла в фазу переменного состава, подобную пирротину [2]. Экспериментально установлено, что составы и свойства НФ на пирите различаются в зависимости от условий роста. Также установлена геохимическая роль НФ, которая проявляется в поглощении микроэлементов как совместимых так и несовместимых со структурой пирита, но легко приспосабливающихся к менее жёсткой структуре НФ [2, 3].

С помощью программного комплекса «Селектор» [4], проведено физико-химическое моделирование образования НФ на синтетическом пирите. Имитировались экспериментальные исследования, методика которых подробно описана в работе [5]. Использовалась 2-х резервуарная физико-химическая модель гидротермального синтеза кристаллов. Предпосылкой к применению такой модели являются данные о существовании в термоградиентном поле двух относительно независимых конвективных ячеек – верхней (в зоне роста) и нижней (в зоне растворения). Порции перегрето-

го флюида из нижней ячейки периодически «прорываются» в верхнюю, и наоборот, охлажденного – в нижнюю. Это вызывает пульсационный характер роста как следствие пульсационного процесса обмена теплотой и массой между зонами растворения и роста [6].

В связи с обнаружением НФ, «классический» механизм гидротермального термоградиентного роста представляется несколько упрощенным. Обычно он описывается двумя процессами – диффузией вещества из объема раствора к поверхности раздела кристалл-раствор и его осаждением из приповерхностного диффузионного слоя. Однако пересыщенный раствор (флюид), поступающий к границе раздела фаз, имеет более высокий химический потенциал кристаллизующегося компонента, чем это требуется для образования стабильного «матричного» кристалла, в данном случае – пирита. Пересыщенный раствор находится в метастабильном равновесии с твердой фазой с более высоким химическим потенциалом компонента, чем фаза, стабильно равновесная с насыщенным раствором при тех же условиях [7]. Избыток химического потенциала реализуется в поверхностной НФ в форме ее отличия от матричной фазы кристалла по структуре, стехиометрии, химическому составу или степени упорядоченности атомов. После достижения некоторой критической толщины НФ, когда нарушается диффузионная связь с флюидной фазой, она теряет локальную устойчивость, поддерживаемую избыточным химическим потенциалом, и переходит в стабильную матричную фазу по механизму реакции в твердом состоянии. При определенных параметрах численного эксперимента устойчивой фазой является пирротин состава $Fe_{0.85}S$. Это, возможно, свидетельствует о том, что НФ может образовываться не только и не столько за счет попадания фигуративной точки в область устойчивости соседней на диаграмме состояния фазы (флуктуации интенсивных параметров могут быть недостаточны для этого), сколько за счет реализации химического «сверхпотенциала» пересыщенного раствора, в локальном равновесии с которым в условиях поверхности должен находиться именно пирротин. По мере роста кристалла слои, опускающиеся под поверхность, выходят из этого равновесия и трансформируются в пирит твердофазным путем. Этот процесс сопровождается «сбросом» захваченных НФ примесных элементов, в частности, золота, которое образует при этом микро- и наночастицы Au^0.

Работа поддерживается грантами РФФИ (12-05-98057 и 12-05-00144) и СО РАН (интеграционный проект ОНЗ–5.1).

Литература:

1. Таусон В.Л., Логинов Б.А., Акимов В.В., Липко С.В. Неавтономные фазы как потенциальные источники некогерентных элементов // Докл. РАН, 2006. Т. 406. № 6. С. 806-809.

2. Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Липко С.В., Кравцова Р.Г., Гребенщикова В.И., Лустенберг Э.Е. Неавтономная нанофаза на поверхности гидротер-

мального пирита и её геохимическое значение // Докл. РАН, 2009. Т. 423. № 6. С. 801-806.

3. Таусон В.Л., Немеров В.К., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Липко С.В., Будяк А.Е. Парагенетические отношения пирита, углерода и золота на месторождении Сухой Лог и типоморфизм поверхности пирита // Докл. РАН, 2009. Т. 426. № 4. С. 528-532.

4. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: академическое изд-во «Гео», 2010. С. 288.

5. Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пархоменко И.Ю., Меньшиков В.И., Липко С.В., Пастушкова Т.М. Распределение химических форм тяжелых металлов (Hg, Cd, Pb) между пиритом и гидротермальным раствором // Геохимия, 2010. № 6. С. 651-656.

6. Thomas V.G., Demin S.P., Foursenko D.A., Bekker T.B. Pulsation processes at hydrothermal crystal growth (beryl as example) // J. Cryst. Growth. 1999. V. 206. P. 203-214.

7. Ахумов Е.И. Твердая фаза, равновесная с пересыщенным раствором // Ж. неорган. химии, 1987. Т. 32. № 1. С. 248-250.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ НА СПЕКТРОМЕТРЕ S4 PIONEER ПО ПЛАВЛЕНЫМ ДИСКАМ СО СТЕПЕНЬЮ РАЗБАВЛЕНИЯ 4,5:1

Е.А. Ноздрачёв

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
г. Владивосток, e-mail: nea99@mail.ru

Для непосредственного определения концентраций петрогенных элементов на рентгенофлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия) в лаборатории рентгеновских методов ДВГИ ДВО РАН используются плавленые диски с относительно высокой степенью разбавления 9:1. Сплавление с флюсом геологических проб разнообразных по составу при таком разбавлении приводит к полному их растворению во флюсе и оптимально при проведении силикатного анализа, но при этом в общем случае чувствительности метода недостаточно для определения концентраций микроэлементов. С целью увеличить чувствительность при определении концентраций элементов по плавленым дискам нами была уменьшена степень разбавления до умеренной 4,5:1. Получение плавленых дисков проводилось на автоматической установке Katanax K2 (Katanax inc., Канада). За счет качания тигля со смесью пробы и флюса во время сплавления достигается полное растворение пробы, даже несмотря на то, что с уменьшением степени разбавления увеличивается и время необходимое для полного растворения

проб с высоким содержанием кремнезема. Из 2 грамм прокаленного вещества исследуемого образца или стандартного образца и 7 грамм флюса получается диск диаметром 40 мм.

Данным способом было приготовлено 23 плавленых диска на основе отечественных стандартных образцов (разработанных ИГХ СО РАН и комплект Дальневосточных магматических пород). Проведена оптимизация условий измерения интенсивностей на аналитических и фоновых линиях. Введены необходимые поправки на наложения мешающих рентгеновских линий. Условия измерений: рентгеновская трубка с Rh-анодом, напряжение и ток устанавливали от 50 кВ и 40 мА (коротковолновая область спектра) до 30 кВ и 50 мА (длинноволновая область спектра), кристаллы-анализаторы: LiF220, LiF200, Ge, PET и OVO-55, коллиматоры Соллера с расходимостью 0,3° и 0,6°. Время набора импульсов для каждого микроэлемента (Sc, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb) составило 200 с. При построении калибровочных графиков использовались аттестованные значения концентраций петрогенных элементов и значения концентраций микроэлементов как аттестованные так и предварительно определенные на спектрометре S4 Pioneer по прессованным таблеткам. Коррекция матричных эффектов проводилась по методу альфа-коррекции с переменными альфа-коэффициентами в уравнениях связи. Это позволило использовать один и тот же калибровочный график для разных диапазонов концентраций определяемого элемента и для геологических образцов разного состава.

Выяснилось, что некоторые точки на калибровочных графиках Cr, Ni и Cu имеют выбросы, неподдающиеся корректировке. Вероятно, происходит неконтролируемый привнос данных элементов в процессе пробоподготовки. Максимально наблюдаемое завышение концентраций составило (г/т): Cr – 20; Ni, Cu – 40. Отсутствие таких выбросов и относительно низкие значения стандартных отклонений калибровочных графиков Sc, Ba, V, Co, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb указывают на корректность получаемых аналитических данных по этим элементам. Видимый случайный разброс на калибро-

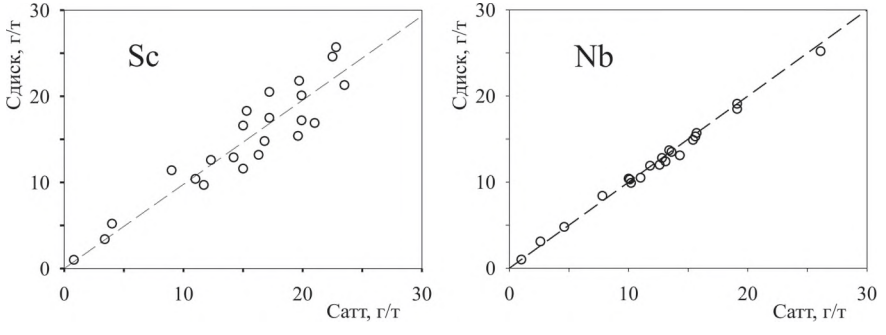


Рис. *Калибровочные графики Sc, Nb по плавленым дискам со степенью разбавления 4,5:1. Сатт – заданные концентрации, Сдиск – определяемые концентрации.*

вочном графике Sc определяется низкими концентрациями элемента в стандартных образцах и недостаточной аппаратурной чувствительностью (рис.).

Для выбранных условий эксперимента теоретические пределы обнаружения микроэлементов составили (г/т): Sc – 5; Ba – 9; Cr – 4; V, Co, Ni, Pb – 3; Cu, Zn, Ga, As – 2; Rb, Sr, Y, Zr, Nb – 1. За счет умеренного разбавления достигаются достаточно низкие пределы обнаружения петрогенных элементов (мас. %): SiO_2 – 0,1; Na_2O, MgO, Al_2O_3, Fe_2O_3 – 0,05; CaO, TiO_2 – 0,02; P_2O_5, K_2O, MnO – 0,01.

Таким образом, из одного и того же плавленого диска со степенью разбавления 4,5:1 рентгенофлуоресцентным методом возможно определять концентрацию как петрогенных элементов так и ряда микроэлементов. Исключение представляют Cr, Ni, Cu, так как результаты определения их концентраций могут оказаться завышенными.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. Б. АЛГИНСКОЕ

Н.А. Пшенникова, В.А. Бычинский

Институт геохимии им. А.П. Виноградова, г. Иркутск,
e-mail: pshennikova@igc.irk.ru

Озера, с позиций геологической истории, недолговечный природный объект. Но за тот непродолжительный период, пока они существуют, в них происходят гидрогеохимические процессы существенным образом изменяющие состав озерных вод и донных осадков [5].

Основная задача данной работы – определить с помощью физико-химической модели, как влияют сезонные вариации условий существования (зима-лето) на изменение состава вод, и минералогии донных отложений соленых озер Баргузинской впадины на примере озера Большое Алгинское [1, 2, 4, 5]. Расчет равновесного состава вод и донных отложений соленых озер выполнен с помощью программного комплекса «Селектор» [3]. Результаты термодинамического моделирования гидрогеохимических процессов позволят дать корректное объяснение эволюции озер Баргузинской долины.

Для решения поставленной задачи сформирована динамическая модель, представленная тремя взаимодействующими системами – резервуарами (рис.). Первый резервуар – это источник подземных вод, питающий второй резервуар – озеро Большое Алгинское. Из второго резервуара, озерные воды, поступают в третий резервуар – донные отложения, насыщенные поровыми водами.

В первый резервуар на каждом этапе времени из внешней среды поступают подземные воды, количество которых определяется величиной стока во второй резервуар для того, чтобы общая масса и химический состав первого резервуара на всех этапах моделирования оставалась постоянной. Во второй резервуар, дополнительно к растворам термального источника

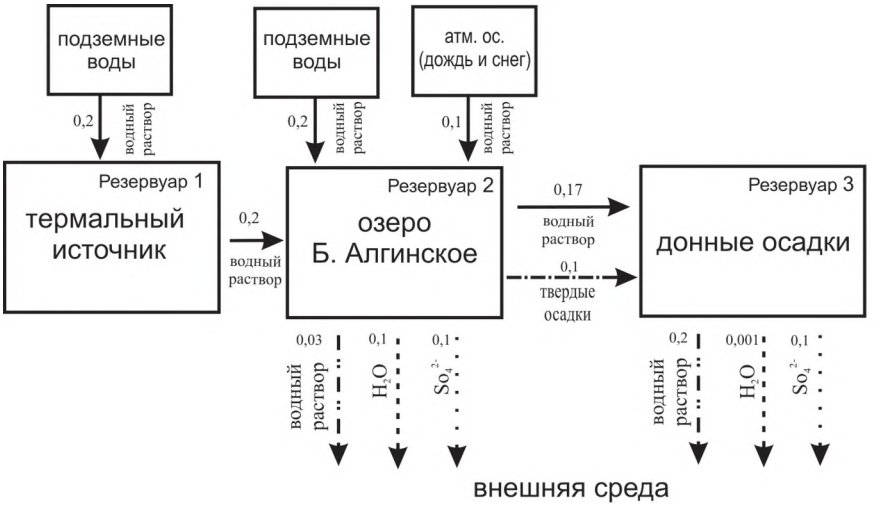


Рис. *Блок-схема физико-химической модели «термальный источник – озеро – донные осадки» (цифрами показана массовая доля фазы).*

(первого резервуара), из внешней среды поступают подземные воды и атмосферные осадки. Количество атмосферных осадков определялось на основе региональных метеорологических данных. А количество подземных вод задано так, чтобы компенсировать сток в третий резервуар и испарение. Из второго резервуара во внешнюю среду, согласно сезонно-климатическим условиям, выносятся заданные количества растворенных веществ, H_2O в виде пара, сульфатов в виде растворенного SO_4^{2-} и минеральных фаз в виде твердого осадка. В третий резервуар поступают озерные воды из второго резервуара, которые частично захораниваются в донных отложениях, а частично поступают в подземные воды, что соответствует гидрогеологическим условиям.

С помощью этого приема имитируются процессы испарения и вымораживания. Температурный режим второго и третьего резервуаров отражает климатические условия региона: зима 0 °С, лето 12 °С. Число сезонов зима-лето, под которыми в модели мы понимаем циклы, определялось по достижению в резервуарах неизменного состояния, по которому можно определить направление гидрогеохимической эволюции исследуемого объекта. Например, каким образом будут накапливаться в донных отложениях минеральные фазы, маркирующие зимние и летние периоды.

Минералогический состав донных отложений, и химический состав озерных вод образующихся в летнее и зимнее время, отличается. В зимний период вследствие образования льда, минерализация раствора возрастает. Однако рассчитанная минерализация равновесного со льдом раствора ниже природной, поскольку в естественных условиях, наряду с вымораживанием продол-

жается процесс испарения льда. Поэтому в модели из озерных вод удаляется как водный раствор в целом, так и отдельно компонент H_2O. Сезонное изменение минерализации озерных вод обуславливает, что в летний период образуются флюорапатит, флюорит, аморфный кремнезем, а в зимний – гипс, мирабилит, шёнит. Образование отличных минеральных ассоциаций, отвечающих зимним и летним условиям, происходит главным образом за счет того, что в подземных водах, взаимодействующих с озерными водами, при различных температурах растворимость таких компонентов как Ca, Na, F, S, C существенно изменяется. В зимний период минерализация водного раствора достигает полного равновесия при сложившемся динамическом режиме за меньшее число циклов обмена веществом между резервуарами, чем в летний.

Таким образом, физико–химическая модель позволила установить причины возникновения зональности донных осадков соленых и солоноватых озер. Согласно результатам расчетов зональность связана с сезонными изменениями температуры и динамическим режимом поступлением подземных вод в озеро. В летний период образуются флюорапатит $Ca_5(PO_4)_3F$, флюорит CaF_2, аморфный кремнезем SiO_2 *(ам)*, а в зимний – гипс $CaSO_4(H_2O)_2$, мирабилит $Na_2SO_4(H_2O)_{10}$, шёнит $K_2Mg(SO_4)_2(H_2O)_6$. Модель дает возможность рассчитать количества минералов, образующихся в криогенных процессах, и минералов, образующихся в результате смешения подземных и термальных вод с поверхностными водами в летний период. Но, главным образом, предсказать направление преобразования состава озерных вод в зависимости от режима подземных вод и климатических условий.

Литература:

1. Замана Л.В. Формирование озер и болот Баргузинской впадины. В кн.: История озер в СССР. Ч. 2. (Материалы к 5-му Всесоюзному симпозиуму). Иркутск, 1979. С. 116-119.

2. Исаев В.П. Природные газы Баргузинской впадины. Иркутск: Иркут. ун-т, 2006. 220 с.

3. Карпов И.К., Чудненко К.В., Кулик Д.А. и др. Минимизация энергии Гиббса в геохимических системах методом выпуклого программирования // Геохимия, 2001. Т. 42. № 11. С. 1207-1219.

4. Обожин В.Н., Богданов В.Т., Кликунова О.Ф. Гидрохимия рек и озер Бурятии. Новосибирск: Наука, 1984. С. 81-92.

5. Склярова О.А. Геохимия и генезис озер Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2004. 121 с.

Р-Т ПАРАМЕТРЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ШИБАНОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Ю.А. Степнова, В.А. Пахомова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: stepnova@fegi.ru

Шибановское рудное поле, расположенное в восточной части Ханкайского супертеррейна, представлено одноимённым гранитным массивом и несколькими пегматитовыми полями, локализованными в его границах [3]. В пределах массива известно два оловянно-вольфрамовых проявления: коренное касситерит-вольфрамит-кварцевого типа и промышленную россыпь касситерита и вольфрамита. Основную роль в геологическом строении площади Шибановского рудного поля играют интрузивные породы, продукты кислой и основной магмы, представленные разновозрастными комплексами: среднепалеозойским, включающим позднепермский, и позднемеловой-палеогеновый.

Условия образования гидротермальных образований изучались в образцах из грейзеновых тел жильной формы и пространственно сопряженных с ними кварцевых прожилков и маломощных жил кварца, содержащих рудные минералы. Грейзены встречаются как мусковит-кварцевого, так и топаз-мусковит-кварцевого состава. Иногда наблюдается расхождение в пространстве зон грейзенизации и кварцевых жил: встречаются кварцевые жилы с вольфрамитом, секущие зоны грейзенизации, что свидетельствует о более позднем их происхождении на разных стадиях единого процесса.

Кварц переполнен газово-жидкими включениями, которые в большинстве своем группируются в уплощенные шлейфы и не могут быть отнесены к первичным. Лишь в немногих зернах кварца наблюдаются азональные скопления по 20 и более изометричных вакуолей размером от первых микрон до 10 микрон, которые по наполнению являются кристаллофлюидными, содержат несколько (до 6) твердых фаз, занимающих явно более половины объема вакуоли, остальной объем представлен газовым пузырьком (20-25%) и жидкостью. Состав фаз в этих включениях не определен из-за их незначительных размеров, а температура гомогенизации составляет порядка 470-500 °С, при дальнейшем нагреве включения большей частью разгерметизируются.

Первичные включения второго типа отличаются от преобладающих вторичных удаленностью от шлейфов, выдержанностью фаз, закономерной ориентировкой относительно граней минерала-хозяина, негативной огранкой и достаточно крупными (20-30 микрон) размерами. Обычно встречаются поодиночке. Фазовый состав: газовый пузырек занимает около 25-30% объема вакуоли, обычно присутствуют одна или более (до трех) твердых фаз, остальной объем занят раствором. Среди минералов-узников по оптическим показателям и скорости растворения в процессе экспериментов надежно

диагностированы галит и сильвин, присутствует также неидентифицированный анизотропный кристалл. При криометрических исследованиях подобных включений установлено, что наиболее крупный кубический кристалл в области низких температур неустойчив, перекристаллизовывается с образованием мелкозернистого агрегата, который тает около 0 °С, что позволяет идентифицировать его как кристаллогидрат хлорида натрия.

Температура протаивания эвтектики растворов включений раннего периода (-78,5 – -79 °С) указывает на присутствие в растворах соединений лития, например, $LiCl–MgCl_2–H_2O$, $LiCl–CaCL_2–H_2O$, $LiCl–KCl–H_2O$. Эти криометрические данные требуют уточнения. Но поскольку при проведении криометрических опытов нами зафиксированы ромбические кристаллы, существующие при Т= -33 °С ($MgCl_2 \times 12H_2O$), вероятнее всего, полученную температуру протаивания эвтектики правомерно интерпретировать как свидетельство присутствия в растворах $LiCl–MgCl_2–H_2O$, т.е в количественном отношении в катионной части хлоридов, кроме натрия, присутствуют литий и магний.

В газовой фазе первичных включений (наиболее ранних) углекислота содержится в виде незначительной (3-5%) примеси, т.к. в тройной точке углекислоты происходит замораживание жидкости и образование кристаллов в кайме газового пузырька (Т = -56,6 °С). Полная гомогенизация мелких (до 10 микрон) включений этого типа происходит в интервале 350-358 °С.

Высокая минерализация растворов (не менее 30%) является причиной присутствия большого количества твердых фаз при н.у. По PVT-диаграмме для 30% раствора хлорида натрия величина давления в этот период оценивается в 2,2-2,3 кбара, однако в присутствии обнаруженной в вакуолях углекислоты оно могло быть и ниже, так как максимальное давление, при котором должна происходить гетерогенизация растворов при участии углекислоты, которого в нашем случае не наблюдается, составляет около 1,3 кбара.

Таким образом, грейзеновая стадия гидротермального процесса характеризуется высокими температурами (500-358 °С), высокой общей минерализацией растворов преимущественно хлоридного раствора, при меньшем участии фтора ($Cl \geq F$), присутствием солей лития и магния и интервалом давлений от 2,2 до 1,3 кбара.

Для изучения процесса минералообразования в более поздний период исследовался кварцевый прожилок небольшой мощности (около 3 см), пересекающий зону грейзенов и представляющий собой типичную жилу выполнения, с многочисленными друзовидными участками, в которой обнаружены игольчатые кристаллы вольфрамита и пластинчатые – мусковита (размером от 10 микрон до 0,3 см). В корневой части кристаллов кварца обнаружены первичные газово-жидкие включения, которые представляют собой вакуоли, содержащие две твердых фазы (изотропную и анизотропную – в сумме около 30% объема), газовый пузырек (около 25% объема) и раствор. Эти вклю-

чения имеют довольно высокую температуру гомогенизации (около 450 °С) и протаивание эвтектики в интервале -23,5 – 23,0 °С. Следующая (от центра к периферии кристалла) зона кварца содержит включения мусковита и вольфрамита, а также двухфазовые газово-жидкие включения, состоящие только из газа (20-25%) и раствора. Температура гомогенизации этих включений составляет 330-320 °С, а протаивание эвтектики – минус 21 °С. Судя по отсутствию твердых фаз в вакуолях и температуре плавления льда (до -0,3 °С) в этих включениях, концентрация растворов в процессе отложения вольфрама резко понизилась.

Результаты термобарогеохимического исследования подтверждают геологические наблюдения о том, что кварцевые прожилки формировались после зон грейзенизации. Судя по различию в составе растворов во включениях грейзенов и кварцевых прожилков с вольфрамитом, образование последних является, скорее всего, продуктом последующей самостоятельной стадии, а не следствием грейзенизации. В ранних (дорудных) включениях присутствуют две твердых фазы: одна из них – хлорид натрия (температура бинарной эвтектики -21-23 °С), вторая анизотропная фаза, вероятно, представляет собой труднорастворимую соль (кристаллогидрат, образующий бесцветные таблички, Ng меньше N раствора [1, 2], температура его растворения в присутствии льда доходит до -2 °С. При выпадении вольфрамита (с понижением температуры) резко меняются состав и концентрация раствора. Это обстоятельство приводит к заключению о том, что из раствора должна была исчезнуть легкорастворимая соль вольфрама с низкой бинарной эвтектикой (-21 °С), причем произошло это одновременно с резким понижением концентрации хлорида натрия.

Литература:

1. Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 124 с.

2. Справочник химика. Л.: Химия, 1971. Т. 2. 1168 с.

3. Шабанова Ю.А., Пахомова В.А. Петрология магматических пород полихронного Шибановского массива и геодинамическая обстановка их формирования // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIV Всероссийской молодёжной конференции. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. 223 с.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА В КОРУНДАХ И АССОЦИИРУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ПРИМОРЬЯ, УРАЛА И ДРУГИХ РЕГИОНОВ МИРА

В.В. Яковенко, С.В. Высоцкий, А.В. Игнатьев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Е.Я. Киевленко с соавторами (1982) выделяют пять генетических классов месторождений ювелирных корундов (рубинов и сапфиров): магматический, пегматитовый, пневматолито-гидротермальный, метаморфогенный и россыпные [2].

Все сапфиры, происхождение которых связывается с мафическими магматическими породами, обладают близким изотопным составом (вариации в пределах 2,5‰) и попадают в интервал от $+4,5‰ < \delta^{18}O < 7,0‰$ относитель-

Таблица.

Изотопный состав кислорода корундов и ассоциирующих минералов.

	Тип месторождения	Месторождения	Образец	$\delta^{18}O$ (SMOW)
Магматический	В базальтах	Монголия	пол. шпаты	5,9-6,92
			клинопироксен	4,9-5,6
			биотит	5,5
		Тункинская впадина Ирк.облать (Россия)	159-72(корунд)	9,1
			159-72.1(базальт)	6,1
Пегматитовый	В сиенитовых и миаскитовых пегматитах	Ильменские горы, Урал (Россия)	корунды	4,6-6,5
			пол. шпаты	7,02-8,4
		Тажеранский массив,Иркутская область (Россия)	Тж-1.1 (слюда)	10,6
			Тж-1 (корунд)	10,6
			Тж-1.2 (п.ш.)	11.9
Пневматолито-гидротермальный	В плагиоклазитах и слюдитах в ультраосновных породах	р.Умба (Танзания)	Т-1, корунд	5,5
		Рай Из, Полярный Урал (Россия)	216, рубин (аппо-ультрамафитовый слюдит)	4,9
		Гвинея р.Ниандан	Г-1, рубин (слюдит по метабазитам)	4,8
		Памир	Стаж-2, корунд	7,4
			Стаж-2, слюда	8.8
	В скарнированных мраморах	р.Хунза (Пакистан)	Кра-1, рубин	19,9
		Алабашка,Урал (Россия)	А-2, рубин	19,4
Россыпи	Делювиально-аллювиальные россыпи	В. Подгелбаночный, (Приморский край), Россия	П-2, сапфир	6,4
			П-3, сапфир	5,5
			П-4, оливин	5,0
			П-5, шпинель	4,8
			П-6, циркон	4,2
		Руч. Надуманный	Нд-1, циркон	4,6
		Руч. Левый Золотой	Лз-1, циркон	6,0
			Лз-2, корунд	6,3
			Лз-3, корунд	6,5
		Руч. Левый Горбатов	Лг-1, циркон	5,1

но SMOW (табл.). В этот же интервал укладываются и изотопные соотношения как ассоциирующих с корундами минералов (оливинов, пироксенов, слюд), так и вмещающих пород. Это корунды для которых мафические лавы (базальты, основные лампрофиры и пр.) являются материнскими, так же как и для других, менее экзотичных минералов (оливинов, пироксенов, слюд и пр.), т.е. кристаллизация сапфира происходит в процессе эволюции родоначальной магмы [1]. К таковым относятся минералы Монголии, а также корунды вулканов Подгелбаночный и Конфетки, руч. Надуманный, руч. Левый Золотой, руч. Левый Горбатов Приморского края.

В то же время существуют и ксеногенные корунды, для которых базальтовая магма является всего лишь транспортным агентом от места образования к земной поверхности, например плагиоклазово-корундовое включения из базальта Тункинской впадины можно предполагать метаморфогенную природу. Возможно, источником таких включений являются породы типа корундоносных сиенит-пегматитов, известных в Тажеранском щелочном массиве на западном побережье оз. Байкал. [1]

Пегматиты Тажеранского массива показали значения $\delta^{18}O$ 10,4÷11,6‰ (табл.). Это говорит о том, что источником этих корундов, как и массива в целом, являются расплавы, образовавшиеся в результате ультраметаморфизма и плавления осадочных пород, т.е. граниты S-типа. Т.о., изотопный состав корундов, связанных с гранитными пегматитовыми месторождениями, определяется генетическим типом этих месторождений и может служить довольно точным критерием для определения материнской породы.

Все уральские корунды укладываются в диапазон от $+5,0‰ < \delta^{18}O < +6,5‰$ (табл.), а полевые шпаты от $+7,0‰ < \delta^{18}O < 8,4‰$ (табл.) относительно SMOW. Полученные изотопные данные свидетельствуют о том, что все изученные корундоносные уральские пегматиты демонстрируют тесную связь с магмами основного состава. Вероятно, они являются сиенитовыми дифференциатами основных расплавов.

На примере метеморфических и пневматолито-гидротермальных месторождений, хорошо прослеживается влияние водного флюида и его природа.

Все корунды из плагиоклазитов и слюдитов в ультраосновных породах (пневматолито-гидротермальные месторождения) Танзании, Полярного Урала и Гвинении укладываются в диапазон от $+4,8‰ < \delta^{18}O < +5,5‰$ (табл.). По всей видимости, формирование этих образцов происходило в ультраосновной породе под воздействием водного флюида, изотопно равновесного с вмещающей породой.

Корундовый биотитит Памира ($\delta^{18}O = 7,4‰$) формировался из магматических материнских пород, скорее всего под действием смеси флюидов: магматического и метаморфического.

Корунды из скарнированных мраморов Алабашки и Пакистана ($\delta^{18}O = 19,4‰$ и 19,9‰ соответственно (табл.)) образовались, по всей ви-

димости, в результате регионального метаморфизма карбонатных пород, при температуре 600-620 °С (Okrusch, Bunch, Bank, 1976) под воздействием метаморфогенного флюида [4].

Таким образом, изотопный состав кислорода корундов в месторождениях метаморфогенных, пегматитовых и пневматолит-гидротермальных диктуется изотопным составом кислорода водосодержащего флюида, участвовавшего в их формировании.

Литература:

1. Высоцкий С.В., Яковенко В.В., Игнатьев А.В., Карабцов А.А. Изотопные соотношения кислорода как индикатор генезиса корунда // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 1. С. 66-71.

2. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.

3. Фор. Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. С. 483-484.

4. Okrusch M., Bunch T.E., Bank H. Paragenesis and Petrogenesis of a Corundum-Bearing Marble at Hunza (Kashmire) // Mineral. Deposita (Berlin), 1976. N 11. P. 278-297.

Секция 6
Мониторинг природной среды. Геоэкология
Руководитель: к.б.н. М.Г. Блохин (ДВГИ ДВО РАН)

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВЛИЯНИЯ ЛЕЖАЛЫХ ХВОСТОВ ОБОГАЩЕНИЯ ОЛОВО-ПОЛИМЕТАЛИЧЕСКИХ РУД КОМБИНАТА «СИНАНЧАОЛОВО» (ПРИМОРЬЕ)

М.Н. Безроднова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: mafa777@bk.ru

Дальнегорский район является крупным горнопромышленным районом Приморского края. В результате горнотехнических и технологических работ образуется много техногенных объектов, которые оказывают негативное влияние на окружающую среду. Хвостохранилища относятся к таким объектам, в них складируются существенные количества не извлеченных компонентов горнопромышленной деятельности. В результате процессов гипергенеза в окружающую среду попадают различные продукты окисления, которые оказывают отрицательное воздействие на поверхностные водотоки. В связи с этим изучение экологических аспектов влияния лежалых хвостов обогащения является крайне актуальным и практически значимым.

Объектом настоящих исследований является хвостохранилище бывшего комбината «Синанчаолово», которое до наших исследований оставалось практически не изученным. Хвостохранилище расположено в долине р. Черемуховая, рядом с пос. Черемшаны Дальнегорского района Приморского края.

В 1956 г. работа рудника и обогатительной фабрики была прекращена. На хвостохранилище не были проведены природоохранные мероприятия (рекультивация), поэтому техногенные пески подвергались активному преобразованию их минерального состава, инфильтрационные воды насыщались различными компонентами. Определение этих компонентов представляется весьма важным, так как они интенсивно выносятся в окружающую среду.

В ходе работы целесообразно было решить следующие задачи: определить состав гидрохимических проб; выявить основные загрязняющие элементы в водах; определить состав вторичных минеральных фаз. Для решения поставленных задач были проведены полевые исследования, в ходе которых отобраны образцы вод и твердых вторичных минералов на территории хвостохранилища. Аналитические исследования выполнены в Аналитическом Центре ДВГИ ДВО РАН методами ИСП-АЭС, ИСП-МС, ионной ВЭЖХ и ТОС. Методом порошковой рентгеновской дифрактометрии (медное излучение) определены вторичные минеральные фазы, образующиеся в хвостохранилищах. Морфология вторичных минеральных образований изучена на сканирующем электронном микроскопе EVO-50XVP.

Гидрохимический анализ проб показал, что наибольшая концентрация элементов находится в водах, формирующихся внутри хвостохранилища. В них содержатся компоненты в количествах, превышающих предельно-допустимые концентрации (ПДК) для рыбохозяйственных водоемов: Mn (47 ПДК), Cd (40 ПДК), Fe (24 ПДК), Zn (19 ПДК), Pb (7 ПДК) и Al (1,5 ПДК). Поверхностные воды, протекающие через хвостохранилище, насыщаются Cd (2 ПДК), Zn (1,7 ПДК) и Mn (1,5 ПДК), содержания остальных компонентов не превышают ПДК. На выходе из чаши хвостохранилища, перед впадением в р. Черемуховая, воды содержат Cd – 5 ПДК, Zn – 3 ПДК и Mn – 3 ПДК. Важно, что по степени воздействия на организм кадмий и свинец относятся ко второму классу опасности (высокоопасные вещества), а остальные – к третьему (умеренно опасные вещества).

Необходимо отметить, что содержание основных анионов, катионов и большинства микрокомпонентов, а также общего углерода и общего азота в водах фоновой пробы находится на уровне регионального геохимического фона.

Воды, формирующиеся в хвостохранилищах, также перенасыщены и другими компонентами, поэтому наблюдается интенсивное образование вторичных минеральных фаз, которые интенсивно высаживаются в результате геохимических барьеров.

В результате изучения новообразованных минералов установлены гипс ($CaSO_4*2H_2O$), ганингит ($ZnSO_4*H_2O$), кальцит ($CaCO_3$), антлерит ($Cu_3(SO_4)(OH)_4$), старкеит ($MgSO_4*4H_2O$), ссомольнокит ($FeSO_4*H_2O$), роценит ($Fe^{2+}[SO_4]*4H_2O$), квенштедтит ($Fe_2^{3+}[SO_4]_3*10H_2O$) и галотрихит ($Fe^{2+}Al_2[SO_4]_4*22H_2O$). Это может свидетельствовать о перенасыщенности рассматриваемых вод карбонатами и сульфатами.

Таким образом, на основании изучения геохимического состава вод, формирующихся в хвостохранилище комбината «Синанчаолово» и новоминералообразований, установлено, что лежалые хвосты обогащения оказывают отрицательное влияние на окружающую среду, загрязняя поверхностные водотоки и, вероятно, подземные воды, тяжелыми металлами и вредными компонентами. Для разработки мероприятий по минимизации экологического влияния на рассматриваемой территории необходимы дальнейшие исследования.

МИКРООРГАНИЗМЫ ОЗЕРА БАЙКАЛ КАК ИНДИКАТОРЫ АНТРОПОГЕННОГО ВЛИЯНИЯ И ПЕРСПЕКТИВА ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Е.В. Верхозина[1], В.А. Верхозина[2]

[1]ФГБУН Институт Земной Коры СО РАН, к.б.н., г. Иркутск, e-mail: verhel@crust.irk.ru;

[2]ФГБУН Институт Геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, профессор, д.т.н., г. Иркутск, e-mail: verhval@igc.irk.ru

В последние годы микробную индикацию состояния окружающей среды выделили в самостоятельное направление. В основе его лежит уникальная биохимическая организация микробной клетки. Элиминация многих органических соединений, как природных, так и ксенобиотиков, зависит от биохимической активности микроорганизмов. Эта способность микроорганизмов используется как основа индикации загрязняющих веществ в пресных водоемах. Микроорганизмы являются не только хорошими индикаторами на влияние антропогенного фактора на экосистему озера, но и единственными компонентами в экосистеме, преобразующие вещества антропогенной природы.

Озеро Байкал является основным источником пресной питьевой воды не только в регионе и прилегающих областях, но и во всем мире. Кроме того, формирование качества воды р. Ангары определяется качеством воды оз. Байкал. В настоящее время антропогенное воздействие на озеро усиливается с каждым годом, особенно в районе его южной части. Указанное положение обусловлено не только относительно высокой плотностью проживающего здесь населения и промышленностью, но и развитием в этом районе интенсивного отечественного и международного туризма, строительством особняков, кемпингом, гостиниц, часто не имеющих не только очистных сооружений и выгребных ям.

Нами были отобраны пробы в районах антропогенного влияния (прибрежные зоны оз. Байкал в районах п. Листвянка и г. Байкальска) и в чистых фоновых районах (пелагиаль озера). Затем, проведены посевы на выделение микроорганизмов и их исследования на устойчивость к антибиотикам и наличие в них ферментов энлонуклеаз рестрикции (рестриктаз).

Результаты исследований в 2001-2011 гг. показали, что антибиотикоустойчивые штаммы были выявлены на всех станциях в районе п. Листвянка и г. Байкальска. В летний период из озера Байкал были выявлены грамотрицательные бактерии, устойчивые ко многим антибиотикам: тетрациклину, ампицилину, левомицитину, гентамицину, бисептолу, к клафорану и стрептомицину. Применение антибиотиков повлекло изменение биологических свойств микроорганизмов и способствовало распространению их множественной лекарственной устойчивости. Таким образом, в литоральной зоне

озера, испытывающей антропогенное влияние, появляется все больше штаммов микроорганизмов, устойчивых ко многим антибиотикам. Штаммы, выделенные в чистых фоновых районах экосистемы оз. Байкал, были чувствительны ко всем антибиотикам.

Кроме того, микроорганизмы (более 1000 штаммов) были обследованы на наличие в них ферментов эндонуклеаз рестрикции (рестриктаз). Известно, что этот фермент может служить характеристикой специфичности самой бактерии- продуцента. Многолетние исследования, начиная с 50-х годов, дают основание считать такую характеристику бактерии не менее достоверной, чем морфологические отличия и физиолого-биохимические признаки [1].

Бактерии-продуценты рестриктаз, известные ранее лишь теоретически, были выделены из озера Байкал в районах антропогенного влияния (вблизи п. Листвянка и г. Байкальска). В штаммах бактерий, выделенных из чистых участков озера и кернов донных осадков глубоководного бурения, рестриктазы обнаруживаются крайне редко или являются хорошо известными.

Так, штамм бактерий *Flavobacterium aquatil* – продуцент рестриктазы Fau I был выделен из воды оз. Байкал в районе п. Листвянка. Штамм бактерии *Acinetobacter calcoaceticus* – продуцент рестриктазы Aca I был выявлен в районе г. Байкальска. Продуцент *Bacillus sphaericus* эндонуклеазы рестрикции Bsi I, который является новым ферментом среди известных рестриктаз, был выделен из этого же района. В районе истока Ангары выделен штамм бактерии *Curtobacterium citrium,* продуцент Cci NI, который является изошизомером Not I. И делит по одинаковым сайтам [2, 3, 4]. Результаты исследований спектра ферментов рестрикции, определенных из штаммов микроорганизмов, выделенных из районов, где антропогенного влияния не выявлено, показали, что обнаруженные рестриктазы являются хорошо известными, т.е. продуценты – бактерии их существовали давно и не только на Байкале [5].

Это дает возможность судить о качественном изменении микроорганизмов в прибрежной части Байкала, находящейся под антропогенным влиянием. В данных районах появляются штаммы микроорганизмов, содержащих ферменты рестриктазы и штаммы, устойчивые ко многим антибиотикам. Штаммы-продуценты абсолютно нового и ряда уникальных ферментов рестрикции выделены только в прибрежных районах, испытывающих антропогенное влияние. Качественное изменение штаммов микроорганизмов в районах антропогенного влияния по наличию или отсутствию рестриктаз, в том числе редких, говорит о наличии бактериальных мутаций. В чистых районах, не испытывающих антропогенной нагрузки, этих ферментов в бактериях не обнаружено. Также, все микроорганизмы, выделенные из этих районов, были чувствительны практически ко всем антибиотикам.

Таким образом, проведенные исследования с применением инновационных методов: выявление в штаммах микроорганизмов ферментов эндону-

клеаз рестрикции (рестриктаз) и исследование микроорганизмов на устойчивость к широкому спектру антибиотиков, показали, что микроорганизмы оз. Байкал являются надежными индикаторами антропогенного влияния на ранней стадии и могут быть использованы в экологических задачах. Возможно, что эта работа поможет решить проблему надежности индикации антропогенного загрязнения водных экосистем на ранних стадиях. Такая задача практически не решена нигде в мире.

Литература:

1. Янулайтис А.А. Рестрикционные эндонуклеазы // Журн. Всесоюзн. Хим. о-ва им. Д.И. Менделеева. 1984. Т. 29. № 2. С. 133-138.

2. Дедков В.С., Репин В.Е., Речкунова Н.И., Дегтярев С.Х., Верхозина В.А. и др. Выявление штаммов-продуцентов эндонуклеаз рестрикции среди водных микроорганизмов озера Байкал // Изв. Сиб. Отд. АН СССР. Сер. «Биологич. науки». 1990. № 1. С. 35-37.

3. Гончар Д.А., Дедков В.С., Верхозина В.А. и др. Эндонуклеаза рестрикции Sse91 из штамма Sporosarcina sp. 9D узнает последовательность 5'-AATT-3'. Молекулярная генетика, 1998. № 1. С. 32-34.

4. Верхозина В.А., Верхозина Е.В., Гончар Д.А., Дедков В.С., Дегтярев С.Х., Куснер Ю.С. Микроорганизмы озер Байкал и Ньяса как индикаторы антропогенного влияния и перспектива их использования в биотехнологии // Прикладная биохимия и микробиология. 2004. Т. 40. № 4. С. 455-459.

5. Verkhosina V.A., Kusner Yu.S., Degtyarev S.Kh., Dedkov V.S., Gonchar D.A. Restriction enzimes of bacteria strains as potential indicators of anthropogenic and global changes of ecosystems Lake Baikal and Lake Nyasa // International Project on Paleolimnology and Late Cenozonic Climate. 1995. N 9. P. 51-57.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ВОДОРАЗДЕЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА (ЧУКОТСКИЙ АО)

Н.О. Данченко, Р.А. Кемкина

Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: rkemkina@yandex.ru

В пределах Водораздельного рудного узла выделяются ландшафты альпинотипного среднегорья, массивного расчлененного среднегорья, расчлененного низкогорья, слабо расчлененного низкогорья, арктических равнин и техногенные, которые формируются при антропогенном воздействии в процессе хозяйственной деятельности. Техногенные ландшафты, связаны с разработкой месторождений, с карьерной эксплуатацией и строительством золотоизвлекательной фабрики и поселка горнодобытчиков. Наиболее разрушительным для территории является техногенный ландшафт, возникающий при летнем проезде гусеничного транспорта по высокольдистым отложениям в долинах и по склонам водоразделов.

Для оценки эколого-геологической обстановки района была изучена

геодинамическая и геохимическая устойчивость выделенных ландшафтов.

На территории постоянно действуют геологические процессы. Среди них криогенные – термоэрозия, термокарст и морозобойные трещины проявляются на выположенных формах ландшафтов низкогорья и арктических равнин, на пологих склонах проявлены солифлюкционные процессы. В зоне расчлененного и альпинотипного среднегорья отмечаются многочисленные обвалы, осыпи, камнепады, известны сходы лавин, и грязекаменных с водой и снегом селей. Пораженность этими естественными процессами территории незначительная. На небольшой части равнинных ландшафтов устойчивость природных комплексов к физико-механическим воздействиям высокая. Районы ландшафтов осоково-пушицевых кочкарных тундр имеют среднюю устойчивость, здесь нарушенная поверхность относительно быстро, за 3-5 лет, зарастает травой и предупреждает эрозию почв. К долговременным поражениям приводят относительно слабые техногенные физико-механические воздействия на ландшафты с маломощным почвенно-растительным слоем, мохово-лишайниковой растительностью и высокой льдистостью (до 30-40%) лессово-ледовых и солифлюкционных рыхлых пород. В этих условиях восстановление растительности происходит медленно на протяжении 10-25 лет.

Таким образом, высокоустойчивые к физико-механическим воздействиям ландшафты занимают локальные площади. Среднеустойчивые природные комплексы приурочены к ландшафтам расчлененного низкогорья, а все остальные имеют низкую устойчивость

По условиям миграции веществ, в том числе загрязняющих, на территории отмечается элювиальный тип характерный для склонов и водоразделов среднегорья и расчлененного низкогорья, аккумулятивно-денудационный тип, занимающий склоны низкогорья и аккумулятивный тип, имеющие разную сорбционную способность. Низкой сорбционной способностью обладают крупнообломочные и скальные породы, которые характерны для расчлененного низкогорья и среднегорья. Средней сорбционной способностью обладают пески, супеси, крупнообломочные породы с супесчано-глинистым заполнителем, перекрывающие склоны и водоразделы слаборасчлененного низкогорья и холмисто-увалистого рельефа. Высокая сорбционная способность характерна для илов, глинистых пород, а также торфянистых почв, которыми перекрыты днища долин и впадин. На сорбционную способность влияет также инфильтрационно-испарительный тип водообмена грунтовых вод с атмосферой, что приводит к промыванию склоновых грунтов и некоторому застаиванию вод в понижениях рельефа.

Таким образом, ландшафты среднегорья и расчлененного низкогорья имеют высокую, слабо расчлененного низкогорья – среднюю, а равнины – низкую геохимическую устойчивость. Кроме того, разные типы пород характеризуются и различным геохимическим фоном. На осадочных поро-

дах наблюдается накопление элементов Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Mo, а содержания элементов W, Mn, Bi, Sn, Cr близки к фоновым. На вулканогенных породах происходит накопление Sn, Bi, W и рассеяние Mn, Ni, V, Ti, содержание Mo, Co, Cu, Pb, Zn, Cr близки к фону. Гранитоидные породы дают повышенные содержания Sn, W, Ni, Co, Bi, остальные элементы близки к фоновому значению. Ореолов тяжелых металлов и радиоактивных элементов с содержаниями, превышающими предельно допустимые концентрации (ПДК) на территории не выявлено.

На территории проявлены как экзогенные деструктивные, так и техногенные нарушения природных ландшафтов. Из экзогенных процессов широко развиты проявления связанные с многолетней мерзлотой, это солифлюкционные, термокарстовые и термоэрозионные процессы, морозное многолетнее пучение, морозобойное трещинообразование, заболачивание и образование наледей. Отмечаются сходы небольших лавин и снего-каменных селей в горной местности.

Наиболее активными техногенными видами воздействия на природные ландшафты территории являются разработка полезных ископаемых, строительство и эксплуатация грунтовых автомобильных дорог и использование гусеничного транспорта в летний период. В процессе поисков и эксплуатации месторождений полезных ископаемых происходит уничтожение почвенно-растительного покрова, рыхление и дифференциация пород по гранулометрическому составу, увеличивается твердый сток воды, происходит техногенное изменение местных базисов эрозии, что влияет на внешне- и внутригрунтовый тепломассообмен, термический режим водных бассейнов. При уничтожении почвенно-растительного покрова обнажаются высокольдистые мерзлые породы, происходит интенсивное оттаивание пород и вытаивание линз и клиньев льда за счет увеличения теплообмена с приземным слоем атмосферы и притока к поверхности мерзлых пород тепла, что приводит к формированию ярко выраженного техногенного микрорельефа, состоящего из термокарстовых впадин, бугров и канав.

Водные потоки, дренирующие техногенные отложения, обогащаются продуктами эрозии и загрязняющими веществами техногенного происхождения и изменяют свой гидрохимический режим. Общая минерализация повышается в 5-8 раз, содержание сульфатов – в 10 раз, повсеместно отмечается присутствие нитратов, нитритов и нефтепродуктов. Восстановление гидрохимического режима происходит в течение 3-5 лет после прекращения работ на месторождении.

Интенсивность нарушений и активность восстановления разных тундровых ландшафтов после прекращения воздействий на них существенно отличаются. В частности, воздействие транспортных средств на почвенно-растительный покров в ландшафтах с сильно льдистой многолетней мерзлотой вызывает значительные их нарушения и имеют многолетний период

восстановления, в том числе развитие необратимых процессов термокарста и заболачивания. Существенно меньшие нарушения наблюдаются в ландшафтах с мало льдистыми породами. На участках отработки россыпей и не рекультивированных, а также на площади, занятой автодорогой и рудником, эколого-геологическую обстановку можно оценить как напряженную. На подавляющей же части территории исследований экологическая обстановка удовлетворительная, экологически неблагоприятные техногенные объекты и природные процессы имеют локальное распространение и слабую интенсивность проявлений.

РАСТВОРЁННЫЕ ФОРМЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ С РАЗЛИЧНОЙ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКОЙ

Е.В. Еловский

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
г. Владивосток, e-mail: matri@list.ru

Содержание и распределение растворённых форм редкоземельных элементов (РЗЭ) в природных водах в значительной степени определяется характером взаимодействия воды с твердым веществом (горной и/или осадочной породой). В геохимических исследованиях РЗЭ широко используются в качестве маркеров различных процессов, это обусловлено их когерентным поведением в природе. Иногда антропогенное воздействие на водный объект вызывает некоторые видоизменения в распределении РЗЭ. Например, использование гадопентетовой кислоты в качестве магнитно-резонансного контрастного средства в манитно-резонансной томографии (МРТ) в медицинских учреждениях приводит к появлению положительной гадолиниевой аномалии в водных объектах на территориях, где достаточно сильно развит метод МРТ [1].

В рамках данной работы было проведено определение растворённых форм (фракция меньше 0,45 мкм) редкоземельных элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в поверхностных природных водах, отобранных на полуострове Муравьёва-Амурского. Определение было выполнено по оригинальной авторской методике на приборе Agilent 7700x. Отличительной чертой данной методики является применение математического подхода учитывающего влияние бария на определение неодима, самария, европия и гадолиния. Это как следствие привело к более правильным полученным концентрациям этих элементов (особенно европия) и не искаженным геохимическим и геоэкологическим выводам.

Методика интерпретации полученных данных состояла в нормировании концентраций растворённых форм РЗЭ к концентрациям РЗЭ в глинах рус-

ской платформы, и дальнейшем анализе полученных графиков. Анализ проводился на присутствие и аномальных поведений тех или иных элементов, и специфических характеристик таких как: отношение лютеция к лантану, относительный уровень легких, средних и тяжелых РЗЭ, выпуклость или вогнутость профиля распределения РЗЭ («аномальное поведение» Pr, Nd, Sm, Dy, Er и Tm вместе взятых относительно La и Lu (REE_{AN})). Некоторые характеристики приведены в таблице.

Таблица.

Характеристики профиля распределения РЗЭ в опробованных водах.

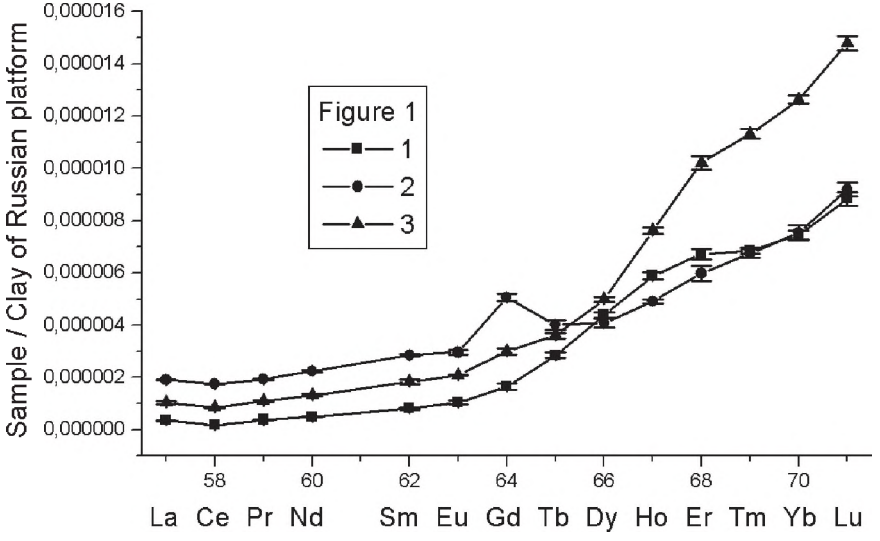
Объект	Дата отбора	График, линия	Ce_{AN}±SD	Eu_{AN}±SD	Gd_{AN}±SD	$(Lu/La)_N$±SD	REE_{AN}±SD
1	07.11.2011	1, 1	0,50±0,02	0,57±0,03	0,90±0,05	25,2±0,8	0,71±0,02
2	08.11.2011	1, 2	0,91±0,01	0,87±0,03	1,47±0,04	4,82±0,11	0,72±0,02
3	09.11.2011	1, 3	0,80±0,03	0,77±0,02	1,10±0,04	14,3±0,5	0,65±0,02
4	02.11.2011	2, 1	0,69±0,04	0,90±0,06	1,21±0,12	8,28±0,25	0,51±0,02
5	02.11.2011	2, 2	0,68±0,03	1,04±0,07	1,17±0,08	4,51±0,11	0,68±0,02
6	02.11.2011	2, 3	0,60±0,03	0,79±0,12	1,20±0,07	6,78±0,38	0,60±0,03
7	12.11.2011	3, 1	0,61±0,01	0,87±0,03	1,12±0,03	2,57±0,07	1,08±0,03
8	12.11.2011	3, 2	0,69±0,01	0,85±0,07	1,22±0,08	1,86±0,08	0,98±0,05

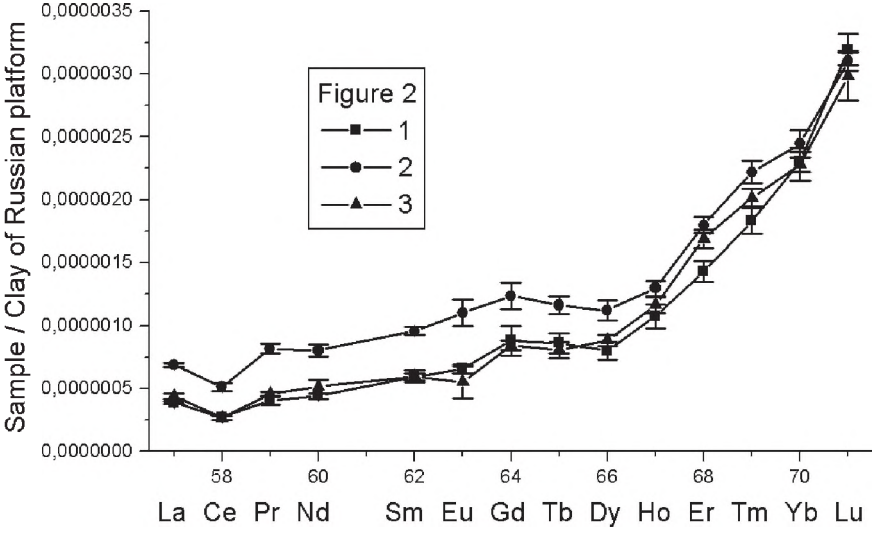
1 – озеро Юность, 2 – река Вторая речка, 3 – река Первая речка, 4 – большое озеро Минного городка, 5 – малое озеро Минного городка, 6 – среднее (по размеру) озеро Минного городка, 7 – река Малая пионерская, 8 – водохранилище Пионерское.

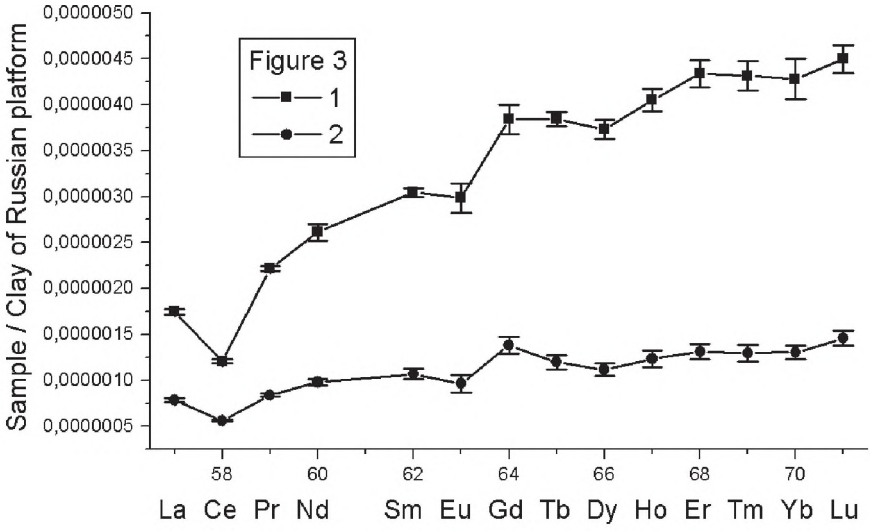
Для реки Вторая речка (место отбора – N 43° 09' 39,4" E 131° 54' 23,5") характерны следующие показатели: положительная гадолиниевая аномалия (1,47±0,04) вызванная применением гадопентетовой кислоты в медицинских целях и высокое отношение нормированных концентраций лютеция к лантану (4,82±0,11) вызванное высоким уровнем растворенных форм органического углерода. Гадолиниевая аномалия рассчитывалась по следующей формуле: $Gd_{AN} = Gd_N/(0,5 \cdot Sm_N + 0,5 \cdot Tb_N)$, где Gd_N, Sm_N, Tb_N – нормированные концентрации соответственно гадолиния, самария и тербия. Для других водных объектов (озера Минного городка (места отбора для 4, 5 и 6 объектов (см. табл.) соответственно – N 43° 07' 02,7" E 131° 56' 14,4", N 43° 07' 05,4" E 131° 56' 17,3", N 43° 07' 10,6" E 131° 56' 16,4"), озеро Юность (место отбора – N 43° 08' 30,3" E 131° 54' 23,9"), река Первая речка (место отбора – N 43° 08' 36,4" E 131° 54' 07,2")) испытывающих антропогенное воздействие также характерно относительно высокое отношение $(Lu/La)_N$ (от 4,51±0,11 до 25,2±0,8) и сходный между собой и с рекой Вторая речка профиль распределения РЗЭ с тем лишь отличием, что только для последней реки характерно аномальное поведение гадолиния. Река Малая пионерская (место отбора – N 43° 12' 32,6" E 131° 59' 03,9") и Пионерское водохранилище (место отбора – N 43° 12' 32,1" E 131° 58' 42,5") были выбраны в качестве фоно-

вых объектов. Для них характерно относительно низкое отношение $(Lu/La)_N$ (2,57±0,07 и 1,86±0,08 соответственно) и ровный или немного выпуклый профиль РЗЭ. Для водных объектов с существенной антропогенной нагрузкой характерен довольно сильновогнутый профиль РЗЭ (см. графики 1, 2).

Таким образом, когерентную группу редкоземельных элементов в геоэкологических исследованиях можно успешно использовать в качестве маркеров антропогенных процессов.







Литература:

1. Rabiet M. Positive gadolinium anomalies in wastewater treatment plant effluents and aquatic environment in the Hérault watershed (South France) / M. Rabiet, F. Brissaud, J.L. Seidel, S. Pistre, F. Elbaz-Poulichet // Chemosphere, 2009. V. 75. P. 1057-1064.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РТУТИ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ И АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

М.В. Иванов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: kirov-max@mail.ru

Наиболее информативной частью водных систем с позицией оценки степени их устойчивого загрязнения являются донные осадки, несомненно, связанные со всеми другими компонентами и способные аккумулировать вклады различных источников. Типичные содержания ртути в донных осадках на 3-4 порядка выше, чем в воде. Это снимает многие аналитические трудности и делает, как правило, оценку картины загрязнения бассейна по донным осадкам существенно более надежной, чем по воде [Сухенко, Васильев, 1995].

Для сравнений исследований были выбраны три морских полигона разнотипных по характеру поступления и накопления ртути. Один в Арктической части России и США (Чукотское море и прилегающая часть Северного Ледовитого океана), два в Дальневосточной части России (Охотское море, котловина Дерюгина; Японское море, Амурский залив). Чукотское и Охот-

ское моря являются в определенной мере эталонными объектами для изучения процессов поступления и накопления ртути в донных осадках практически без влияния техногенной составляющей. Так, в водосборных бассейнах рек, впадающих в Чукотское море, нет средних и крупных промышленных предприятий. Котловина Дерюгина специфична также современными газо-гидротермальными проявлениями, из которых ртуть и другие химические элементы поступают в морскую воду и осадки. Амурский залив выступает объектом, который находится в зоне атмосферного разноса антропогенной ртути из стран юго-восточной Азии. Но более всего он примечателен поступлением в течение многих десятилетий неочищенных сточных вод «Большого Владивостока».

В работе использованы пробы донных осадков, отобранные в экспедициях на НИС «Малахит», НИС «Импульс» в 2004-2010 гг., НИС «Профессор Хромов» в 2002, 2004, 2009 гг., ГИСУ «Север» в 2006 г., МБ «Шуя» в 2006 г., НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в 1996, 2002, 2008-2010 гг., а так же из коллекции лаборатории морского рудообразования ТОИ ДВО РАН. Пробы отбирались дночерпателями, бокс-кореромы, гравитационными и гидростатическими трубками. На содержание Hg проанализировано около 2200 проб донных осадков. Использовался анализатор ртути РА-915+ с приставками РП-91С, ПИРО-915. Нижний предел обнаружения – 0,5 нг/г. Стандартными образцами на ртуть служили ГСО 7183-95, СПДС-1, 2, 3. Внешний контроль ежегодно выполнялся в лаборатории фирмы-производителя (ООО Люмэкс, г. Санкт-Петербург).

Статистические параметры распределения были рассчитаны с помощью программы GeoStat (версия 7.06).

Статистические параметры распределения содержаний ртути и химических элементов поверхностных донных осадках рассматриваемых районов приведены в табл. 1, 2. Сопоставление с кларком для осадочных пород (Виноградов, 1962) показывает, что в целом средние значения для всех элементов близки, за исключением Pb, Se и Sn для которых зафиксированы более низкие значения и для Mn, характеризующегося более высокими значениями (табл. 2.).

Таблица 1.

Статистические параметры распределения концентраций ртути в поверхностных донных осадках арктических и дальневосточных морей.

Объект	N	S_{Hg}	Фон	Размах	Аномально высокие содержания
Арктический полигон	263	36	26	7-92	146
Охотский полигон	51	61	29	6-197	371
Японский полигон	119	50	13	12-198	550

Примечание: N – количество проб, S – среднее значения. При расчете аномальные и ураганные значения не принимались во внимание.

Таблица 2.

Среднее содержание химических элементов и Сорг
в донных осадках арктических и дальневосточных морей.

Элемент	S Чукотское море N = 57	S Охотское море N = 94	S Японское море N = 28	Ед. изм.
Hg (45)	36	61	50	нг/г
Al (10,45)	6,3	6,9	7,9	%
Ca (2,53)	1,6	–	1,32	%
Fe (3,33)	4	3,73	3,62	%
Mg (1,34)	1,4	–	0,83	%
Si (23,8)	29,3	27,8	27,8	%
As (6,6)	3,02	–	0,9	10^{-4}%
Ba (0,08)	0,07	0,07	0-	%
Co (0,002)	0,003	0,002	0,0008	%
Cu (0,0057)	0,026	0,004	0,002	%
Mn (0,067)	0,19	0,29	0,024	%
Ni (0,0095)	0,004	0,006	0,003	%
Se (60)	0,238	–	0,231	10^{-4}%
Sn (0,001)	2,57	–	0,72	%
Pb (0,002)	0,0009	0,002	0,002	%
Ti (0,45)	0,39	0,37	0,35	%
Zn (0,008)	0,01	0,01	0,01	%
Сорг	1,12	2,41	2,14	%

Примечание: В скобках показан кларк для осадочных пород по Виноградову А.П. (1962).

Получены первые фоновые и средние концентрации основных химических элементов. Полученные данные могут быть использованы в качестве фоновых концентраций, и служить репером для постановки последующего мониторинга. Обработка геохимических данных в частности показала, что содержания ртути изменяются с глубиной локализации осадка. В Арктических и Охотском полигонах содержания Hg растут от мелководной зоны к более глубоководным участкам, а в Японском полигоне наблюдается обратная тенденция.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Мировой океан», ДВО РАН грант (12-III-B-07-123) и РФФИ (грант 12-05-91167-ГФЕН_а).

Автор благодарит К.И. Аксентова, Е.А. Гусева, О.В. Дударева, Ван Рудзяна, А.Н. Колесника, А.Г. Мочалова и Р.Б. Шакирова за предоставления дополнительных проб донных осадков для изучения. Автор выражает искреннюю благодарность и признательность своему научному руководителю А.С. Астахову за ценные советы, конструктивные замечания и пожелания при обсуждении рукописи.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АТОМАРНОЙ РТУТИ В ПРИВОДНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ ВЕСНОЙ 2011 Г.

В.В. Калинчук, М.В. Иванов

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: viktor_kalinchuk@mail.ru

В современный период изучение распределения ртути в окружающей среде обусловлено её высокой токсичностью, новыми высокоточными экспрессными методами определения, контрастностью геохимических аномалий, которые в свою очередь могут быть индикаторами, как геологических процессов, так и антропогенного загрязнения.

На суши ртутометрические исследования атмосферного воздуха широко применяются при решении прогнозно-поисковых (руды, алмазы, нефть, газ), геологических (картирование зон глубинных разломов, проницаемости, современного и палеопрогрева) и экологических (выявление и оценка антропогенного загрязнения) задач [1]. Однако над акваториями число подобных исследований весьма ограничено, в частности, недостаточно изучены особенности распределения ртути в воздухе Дальневосточных морей России. Существует лишь небольшое число публикаций, в которых частично рассматривается данный регион.

В этой связи в период с 27 октября по 9 ноября 2011 года в 54 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» нами было проведено исследование по 2 направлениям:

1) изучение антропогенного загрязнения ртутью атмосферного воздуха в Японском и Охотском море.

2) выявление признаков современной активизации тектонических разломов, подводных вулканов, подводных газовых и гидротермальных выходов на дне.

Так как в атмосферу ртуть от природных и антропогенных источников поступает преимущественно в атомарной форме и процентное содержание этой формы в атмосфере по разным данным составляет 90-99% [4, 5], поэтому в нашем исследовании мы изучали распределение только атомарной формы ртути.

Прямые измерения содержания атомарной ртути в приводном слое атмосферного воздуха (2 м над поверхностью воды) были проведены с помощью современного, отечественного анализатора РА-915+. Принцип действия анализатора основан на дифференциальном атомно-абсорбционном способе измерения концентрации ртути, который реализуется с помощью зеемановской модуляционной поляризационной спектроскопии с высокочастотной модуляцией.

По результатам проведенных измерений на 3731 точке нами было выявлено весьма неравномерное пространственное распределение атомар-

ной ртути в приводном слое атмосферного воздуха. Максимальные и минимальные концентрации наблюдались как вблизи урбанизированных берегов Приморского края, так и на относительном удалении от них, в открытом море. Содержание атомарной ртути в воздухе изменялось от 0,4 до 2,9 нг/м^3 и в среднем составило 1,6±0,37 нг/м^3.

При действии в районе исследования нескольких источников эмиссии ртути разного генезиса довольно сложно определить вклад каждого из них в общий фон. Повышенные содержания атомарной ртути, которые можно объяснить антропогенным вкладом, были зафиксированы в районе г. Владивостока (пролив Босфор Восточный), в середине мая концентрации ртуть здесь достигали 2,2 нг/м^3, по возвращению в порт в середине июня до 2,9 нг/м^3, напротив залива Находка до 2,1 нг/м^3 в мае и до 2,4 нг/м^3 в июне, напротив ряда населенных пунктов Приморского края, градообразующим началом у которых является горнорудная промышленность – Ольга, Кавалерово, Дальнегорск, Рудная пристань в начале рейса (до 2,4 нг/м^3), так и в конце (до 2,8 нг/м^3). Однако, помимо антропогенного вклада в этих районах нельзя исключать возможную поставку ртути от природных источников, например в ходе дегазации углеводородных залежей или через глубинные разломы, которые отображены на различных геологических картах данного района и описаны в литературе.

Повышенные содержания ртути, обусловленные вероятнее всего природными факторами (в силу своей удаленности от антропогенных источников), наблюдались напротив б. Киевка и между населенными пунктами Преображенье и Валентин до 2,9 нг/м^3, в северной части Японского моря до 2,4 нг/м^3, в проливе Лаперуза до 2 нг/м^3 в мае и до 2,1 нг/м^3 в июне, рядом с островами Кунашир и Итуруп до 2,3 нг/м^3, в центре Курильской котловины до 2,5 нг/м^3, вдоль всего восточного берега о. Сахалин до 2,6 нг/м^3. На наш взгляд, наиболее вероятным природным источником ртути вызывающим эти аномалии может быть поставка ртути в составе эндогенных флюидов через различные геологические объекты, такие как, например: разрывные нарушения земной коры, гидротермы, подводные вулканы, углеводородные залежи и др.

В ходе замеров содержаний ртути в воздухе по ходу судна были замечены суточные вариации концентраций ртути. Для более подробного изучения суточных циклов нами, когда судно находилось в дрейфе, был проведен суточный мониторинг. В результате была выявлена периодичность изменения содержания ртути в приводном слое воздуха. Днем, содержание атомарной ртути уменьшалось, ночью после захода солнца возрастало. Подобный суточный цикл ртути в морской атмосфере ранее был уже выявлен в Средиземном море [3]. Предполагается что, наиболее значимым процессом контролирующим уменьшение содержания атомарной ртути в морском воздухе днем является ее окисление до Hg^{2+} галогенами – в основном атомарным бромом и хлором, которые образуются в ходе фотохимических реакций

на поверхности атмосферных аэрозолей, содержащих соли и ионы брома и хлора [2, 3]. Данный процесс схож с так называемым «явлением истощения ртути», которое наблюдается в полярных районах во время весеннего восхода солнца.

Необходимо отметить, что обнаруженное увеличение концентраций ртути по прошествии некоторого времени в одних и тех же местах, может быть связано как с увеличением температуры воздуха (первые измерения были сделаны в мае, последние в июне), так и с суточными циклами (первые измерения были сделаны днем, последние ночью).

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Мировой океан».

Литература:

1. Фурсов В.З. Ртутометрические методы при геологическом картировании и экологических исследованиях (Методическое руководство). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. 315 с.

2. Lin C., Singhasuk P., Pehkonen S. Atmospheric chemistry of mercury // Enviromental Chemistry and Toxicology of Mercury, 2012. P. 113-153.

3. Sprovieri F., Hedgecock I., Pirrone N. An investigation of the origins of reactive gaseous mercury in the Mediterranean marine boundary layer // Atmos. Chem. Phys., 2010a. N 10. P. 3985-3997.

4. Stein E.D., Cohen Y., Winer A.M. Environmental distribution and transformation of mercury compounds // Crit. Rev. Environ. Sci. Technol., 1996. N 26. V. 1. P. 1-43.

5. Valente R.J., Shea C., Lynn Humes K., Tanner R.L. Atmospheric mercury in the Great Smoky Mountains compared to regional and global levels // Atmos. Environ., 2007. N 41. P. 1861-1873.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАНА В АМУРСКОМ ЗАЛИВЕ В КОНТЕКСТЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ

Е.В. Коровицкая[1], Н.И. Медведева[2]

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: ekor@poi.dvo.ru

[2]Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: andezitik@mail.ru

Прибрежные части морских бассейнов были и остаются объектом масштабных научных исследований. Их уязвимость от внешних влияний весьма велика. Амурский залив и его водосборный бассейн по своим биологическим характеристикам и рекреационному потенциалу представляет собой один из уникальнейших районов России. В то же время это место особенно

сильных антропогенных воздействий: в акваторию поступают сельскохозяйственные стоки (с водами р. Раздольная и др.), многочисленные промышленные и бытовые сбросы г. Владивосток, загрязняющие вещества с атмосферными осадками и ливневыми стоками. Поэтому вполне обосновано залив относится к экологически проблемным морским районам Дальнего Востока Российской Федерации.

Знание количества метана, растворенного в воде, имеет большое практическое значение. Важность заключается: в использовании природных газов как индикаторов для поиска и прогноза нефтегазовых месторождений; в картировании зон разломов и прогнозе сейсмотектонической активизации их и, как следствие, землетрясений и цунами; в обнаружении источников поступления газа (метана) в атмосферу и участие их в процессах глобального изменения (потепления) климата; в поиске нетрадиционных источников углеводородов; в использовании их как индикаторов загрязнения окружающей среды.

Целью работы является изучение распределения метана в Амурском заливе и его возможного влияния на компоненты окружающей среды.

При изучении распределения метана в водной толще залива, такие параметры как температура и соленость имеют важное значение, поскольку они влияют на растворимость CH_4, которая увеличивается с понижением температуры и увеличением солености.

Поверхностные воды Амурского залива характеризуются наибольшими сезонными градиентами температур. Наиболее высокие значения температуры у поверхности воды составляют 21-24 °С. Орографические условия залива, и влияние материкового стока создают своеобразный режим распределения и изменчивости солености. Вода в некоторых прибрежных районах залива распресняется до солоноватой, а в открытых районах – близка к солености прилегающей части моря. Годовой ход солености характеризуется минимумом летом и максимумом зимой. В зимний сезон на большей части поверхности моря соленость вод превышает 34‰ [1].

Характер течений на акватории залива в основном определяется ветровым режимом и характеризуется значительной изменчивостью. При изменении синоптической ситуации в разные сезоны года меняется и циркуляция вод в заливе. В северной части залива в придонном слое осенью и весной преобладают течения, направленные на север, зимой подо льдом течения направлены в основном на юго-запад.

В геологическом строении района участвуют осадочные и изверженные образования перми, мезозоя и кайнозоя. Значительная мощность мезозойско-кайнозойских отложений превышает 5000 м в депрессии Амурского залива. В этих отложениях имеются прослои и пачки пород, обогащенных битумами, которые могут являться нефтематеринскими [3].

Планомерные детальные исследования в Амурском заливе с целью изу-

чения газо-геохимического состава метана ведутся с 2009 г.

В феврале-марте 2010 г. была выполнена экспедиция на НИС «Профессор Гагаринский» (46-й рейс) по заливу Петра Великого. В Амурском заливе выявлены 2 станции с аномальными концентрациями метана до 40 нМ/л в придонном слое воды, которые по своим координатам близки к зонам разломов. В подповерхностном слое на этих станциях наблюдались повышенные концентрации CH_4 до 15 нМ/л, что превышает фон в 10 раз.

В августе 2010 г. на НИС «Импульс» в Амурском заливе были выполнены измерения метана в донных отложениях и придонном слое воды. До этой экспедиции газо-геохимическое опробование морских осадков в Амурском заливе не проводилось. Максимальная концентрация метана, растворенного в придонном слое воды, составила 42 нМ/л. Повышенные концентрации в данной точке совпадают с результатом экспедиции в феврале-марте 2010 г. В целом по всем станциям наблюдались повышенные концентрации метана, растворенного в придонном слое воды, которые составили 15-26 нМ/л, что превышает фон в десятки раз. Анализ CH_4 в донных отложениях показал, что по керну наблюдался плавный рост концентрации метана в направлении от поверхности к глубине. Максимальные концентрации CH_4 в донных отложениях изменялись от 268 нМ/л в интервале 6,5 см до 2397 нМ/л на 48,5 см.

Исследования, проведенные в июле 2011 г. на НИС «Малахит» в Амурском заливе, показали высокие концентрации метана в донных отложениях, которые изменялись, в большинстве случаев, от близких к фоновым концентрациям – 23 нМ/л на поверхности до максимальной – 875 нМ/л в интервале 34 см. Наибольшие концентрации CH_4 в придонном слое воды достигали 39 нМ/л на станции, где была отмечена акустическая аномалия. В целом в придонном слое воды концентрации метана составили 6-7 нМ/л, что является фоновым значением. В подповерхностном слое аномалия метана (14 нМ/л) выявлена лишь на станции, расположенной близко к берегу. Отмеченные повышенные концентрации метана, как в донных отложениях, так и в придонном слое воды, свидетельствуют о наличии источника газа на глубине. Обычно повышенное содержание метана связано с увеличение органического вещества в донных осадках, но в морской воде эти концентрации CH_4 создают фоновые содержания. Аномалии углеводородов, как правило, формируются в районе их глубинного подтока из газосодержащих отложений. Тот факт, что в большинстве отобранных проб результаты показали сходство с данными исследований прошлых лет свидетельствует о стабильной газо-геохимической обстановке в Амурском заливе.

В районе аномальных полей метана возможно изменение видового и количественного состава биоты в связи с влиянием CH_4 на ее жизнеспособность и размножение. Общие черты реагирования рыб и других гидробионтов на воздействие метана заключается в краткости латентной фазы. По сравнению с зоопланктоном рыбы более уязвимы к действию гомологов

метана, а острое токсическое действие газа на рыб начинает проявляться при минимальных концентрациях около 1 мг/л [2].

Кроме того, метан способствует сейсмотектонической активизации. Он расширяется, раздвигает трещины и по ним блоки резко скользят относительно друг друга, что может привести к землетрясению и цунами.

Высокие концентрации метана на поверхности способствуют потоку газа в атмосферу, а, следовательно, влияют на глобальные процессы изменения климата.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ (МК-332.2011.5); ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг. (№ 02.740.11.0022 и № 16.740.11.0625); гранта НП «Глобальная Энергия» (МГ-2010/04/6»); гранта Президиума РАН (№ 09-I-П17-10).

Литература:

1. Атлас по океанографии Берингова, Охотского и Японского морей. Ростов И.Д., Юрасов Г.И., Рудых Н.И., Мороз В.В., Дмитриева Е.В., Набиуллин А.А., Храпченков Ф.Ф., Ростов В.И., Бунин В.М.

2. Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф. Метан в пресных и морских водах и его потоки на границе вода – атмосфера в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука, 2007. 159 с.

3. Обжиров А.И., Гресов А.И., Шакиров Р.Б., Агеев А.А, Верещагина О.Ф., Яновская О.С., Пестрикова Н.Л., Коровицкая Е.В., Дружинин В.В. Метанопроявления и перспективы нефтегазоносности Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2007. 167 с.

МОРСКИЕ ГРИБЫ ЗАЛИВА ВОСТОК И ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А.А. Пунина

Дальневосточный Федеральный Университет, г. Владивосток, e-mail:pounta@.ru

Все морские грибы, так же как и наземные являются гетеротрофными организмами. Они играют существенную роль в общем круговороте веществ в водоемах, принимая активное участие в процессах разложения и минерализации различных органических субстратов, находящихся как на поверхности, так и в толще водных масс. Вместе с морскими древоточцами и бактериями грибы разрушают древесину и способствуют очищению морского дна. При разложении природных растительных и животных остатков, а также попавших в море продуктов человеческой деятельности, образуются новые вещества, вовлекаемые в пищевые цепи морского сообщества. Тем самым они играют важную роль во многих экологических процессах в море.

По результатам сборов морских грибов в заливе Восток Японского моря в 2011 г. описаны основные характеристики сообществ. Было собрано 15 образцов водорослей Sargassum palidum. Образцы для исследования

собирались на литорали с июня по октябрь с интервалом 4 недели. Объектами исследования являются мицелиальные грибы морфологической группы Anamorphic fungi, ассоциированные с бурыми водорослями рода *Sargassum*. В результате исследований было собрано 18 образцов водорослей рода Sargassum из них 3 образца относятся к виду *Sargassum miyabe* Yendo и 15 образцов относятся к виду *Sargassum pallidum* (Turn.). С собранных образцов было выделено 219 изолятов мицелиальных грибов, из них удалось идентифицировать лишь 169, так как 50 изолятов относились к группе *Agonomycetes* имеющих стерильный мицелий. Изоляты были идентифицированы до вида по морфологии спороношения. Идентифицированные грибы относящихся к 26 видам из 9 родов.

Долгое время залив Восток считался одной из чистых акваторий Южного приморья. В последнее время в связи с ежегодно возрастающим числом отдыхающих его экологическое состояние начинает вызывать тревогу. В летние месяцы в результате сочетания естественных процессов, а также хозяйственно-бытового влияния в залив Восток повсеместно наблюдается недостаток растворенного кислорода в воде. Проведенный нами анализ, а также сопоставление полученных результатов с литературными данными о состоянии водной среды в заливе Восток позволяет сделать вывод о том, что усиливающее антропогенное воздействие приводит к изменению сообществ морских грибов в отдельных районах залива. Сезонный характер этих изменений, дает основание говорить о превалирующем действии рекреационной активности.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НЕГАТИВНЫХ ФАКТОРОВ СРЕДЫ НА МОРСКИХ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ ПРИ ПОМОЩИ КОМЕТНОГО АНАЛИЗА

В.В. Слободскова[1,2]

[1]Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
[2]Институт биологии моря ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: slobodskova@poi.dvo.ru

В настоящее время все больше привлекает внимание проблема возрастающего поступления токсичных веществ в окружающую среду и последствия их воздействия на биоту. Значение загрязнения морских прибрежных акваторий обусловлено негативным влиянием ксенобиотиков на гидробионтов, действие которых проявляется только после их поглощения и накопления клеточными структурами организма [5].

В этой связи представляется целесообразным применение подходов, основанных анализе отдельных ключевых биохимических параметров (молекулярных маркеров) отражающих общее изменение физиологического состояния организма в ответ на воздействие неблагоприятных факторов среды. Основное преимущество использования неспецифических молекуляр-

ных маркеров заключается не только в высокой чувствительности, точности и экспрессности определения, но и в установлении причинно-следственных связей при взаимодействии организма и среды, что открывает возможность предсказывать изменения в популяциях и сообществах в загрязненных районах. Наиболее доступными и удобными объектами биомаркерных исследований в экосистемах побережья Японского моря являются двустворчатые моллюски-фильтраторы *Crenomytilus grayanus* – доминанты эстуарных донных сообществ. Они характеризуются относительно крупными размерами и высокой численностью, доступны для отбора, что позволяет использовать их как для химического анализа загрязнений, так и для изучения биологических реакций на них.

Цель настоящей работы заключалась в том, чтобы с помощью метода ДНК-комет показать (выявить) уровень повреждения ДНК в клетках жабр моллюсков *C. grayanus* испытывающих воздействие комплексного загрязнения водной среды.

Жабры моллюсков имеют наибольший контакт с окружающей средой, т.к. являются первоначальным барьером для различных токсических веществ и обладают большой площадью поверхности по сравнению с другими органами. Тем самым клетки жабр более подвержены негативному влиянию поллютантов.

Моллюски *C. grayanus* были получены из двух бухт залива Петра Великого (бух. Алексеева, о. Попова; Амурский залив и бух. Горностай, Уссурийский залив), которые значительно удалены друг от друга и существенно отличаются по степени антропогенной нагрузки.

Изображения ДНК-комет, полученных после электрофореза клеток жабр мидий, обитающих в бухтах Алексеева и Горностай, приведены на рисунке. При осмотре фотографий отчетливо было видно, что клетки моллюсков собранных на акватории с максимальной антропогенной нагрузкой (бух. Горностай), формировали явно выраженные кометы. По классификации А. Коллинза, такие кометы принадлежат к классам С3 и С4 (табл.), которые

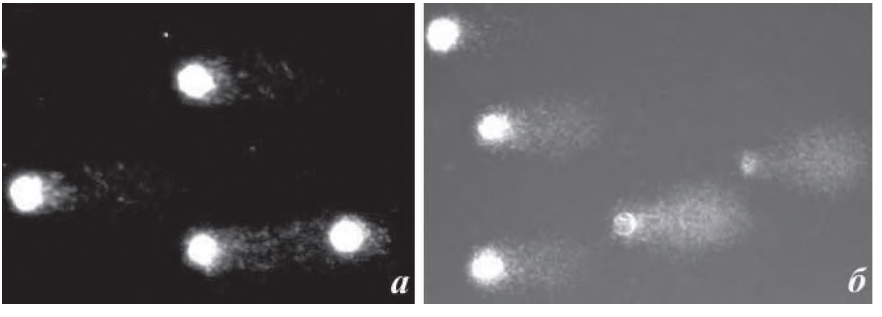


Рис. *Степень повреждения молекулы ДНК жаберной ткани C. grayanus: (а) б. Алексеева, о. Попов; (б) б. Горностай.*

Таблица.

Процентное соотношение ДНК-комет C. grayanus, имеющих разную степень повреждения (n = 750).

Класс комет / Места сбора моллюсков	C0 %	C1 %	C2 %	C3 %	C4 %	Индекс генетического повреждения (ИГП)
Бух. Алексеева	11	16	45	19	9	1,99
Бух. Горностай	0	7	14	28	51	3,23

Индекс генетического повреждения (ИГП): (C1+2*C2+3*C3+4*C4)/ /(C0+C1+C2+C3+C4) [4].

указывают на значительные повреждения в молекуле ДНК, обусловленные негативным действием факторов среды обитания. В свою очередь, повреждения ДНК жабр, обнаруженные у моллюсков из бухты Алексеева, принадлежат преимущественно к классам C0, C1 и C2 (табл.), что характеризует клетки как жизнеспособные со слабо выраженными повреждениями. Индекс генетического повреждения (ИГП) клеток жабр моллюсков (табл. 10) свидетельствуют о том, что мидии из 2-х исследуемых акваторий испытывают разную степень негативной нагрузки. Отмечено, что значения данного параметра у моллюсков, обитающих в непосредственной близости к полигону ТБО, выше в 1,3 раза.

Бухта Алексеева находится в северо-западной части острова Попова и является базой океанологических исследований Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН, что исключает влияние промышленности на экосистему бухты, а так же сюда запрещен вход всем кораблям и судам. Но в бухте существуют природные источники загрязнения, например ртутные аномалии, которые могут оказывать отрицательное воздействие на функционирование морской экосистемы. Известно, что концентрация ртути в бухте Алексеева, выше фоновых концентраций залива Петра Великого в 2 раза [1].

В отличие от бух. Алексеева, бух. Горностай испытывает мощный антропогенный прессинг в виде огромного полигона твердых бытовых отходов города Владивостока, расположенного на берегу. На протяжении нескольких десятилетий он отравлял экосистему не только бухты Горностай, но и всего Уссурийского залива. Основными загрязняющими веществами вод бух. Горностай являются взвешенные вещества, нефтепродукты и фенолы, тяжелые металлы, а также отмечены повышенные концентрации АПАВ. Загрязнение воды тяжелыми металлами прослеживается вдоль всей береговой линии бухты на расстоянии до двух километров от полигона ТБО. Помимо этого в придонном слое воды обнаружены повышенные концентрации метана [3]. Для донных отложений Уссурийского залива в районе размещения свалки, характерными загрязнителями являются тяжелые металлы, концентрации которых во много раз превышают ПДК [2]. На сегодняшний

день ведутся активные работы по рекультивации полигона ТБО в рамках программы по подготовке к саммиту АТЭС – 2012 года. Возможно, это благоприятно отразится на состоянии экосистемы бухты Горностай.

Литература:

1. Лучшева Л.Н. Содержание ртути в компонентах экосистемы бухты Алексеева (залив Петра Великого Японского моря) // Биол. моря, 1995. Т. 21. № 6. С. 412-415.

2. Яцук А.В. Мониторинг загрязнения акватории Уссурийского залива в зоне влияния полигона твердых бытовых отходов г. Владивостока // Проблемы экологии морского шельфа: Матер. Второй Всерос. науч. молодежной конференции-школы. Владивосток, 5-11 сентября 2010. С. 201-203.

3. Яцук А.В. Газогеохимические показатели водорастворенных газов акватории Уссурийского залива в зоне влияния полигона твердых бытовых отходов г. Владивостока // Океанологические исследования: V конф. молодых ученых, 21-25 апреля 2011 г. Владивосток: Тез. докл. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2011. С. 128-130.

4. Cavas T., Konen S. *In vivo* genotoxicity testing of the amnesic shellfish poison (domoic acid) in piscine erythocytes using the micronucleus test and the comet assay // Aquat. toxicol., 2008. V. 90. P. 154-159.

5. Fisher N.S., Reinfelder J.R. The trophictransfer of metalsin marine systems // Metall speciation and bioavailability in aquatic systems. New York; Londan; John Wiley and Sons., 1995. P. 363-396.

ПРИРОДНЫЕ ИСТОЧНИКИ МЕТАНА И УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА НА О. САХАЛИН И ИХ ВКЛАД В ФОРМИРОВАНИЕ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ ЗОН

Н.С. Сырбу, Р.Б.Шакиров

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: ren@poi.dvo.ru

В последние годы резко возрос интерес к изучению процессов дегазации земной коры в северных широтах, что вызвано актуальностью исследований баланса основных парниковых газов – диоксида углерода и метана в атмосфере и формированием газоопасных зон в поверхностных грунтах [1]. В связи с отрицательным влиянием метана и углекислоты на здоровье людей важно оценивать, какой вклад вносит природная составляющая в поток газообразных соединений углерода, в том числе на заселенных территориях.

Особого внимания заслуживают литосферные источники метана, которые представлены двумя большими группами: источники литосферного масштаба (метаморфизм, зоны серпентинитизации, зоны спрединга и др.) и залежи органического топлива в земной коре. Объемы естественной эмиссии метана из литосферных источников изучены недостаточно. Сахалин, как и вся область перехода от Азиатского континента к Тихому океану, явля-

ется актуальным объектом для детального газогеохимического районирования, прогноза опасных мест и интенсивности поставки газа, количественной оценки газовой опасности.

В пределах острова расположены месторождения углеводородов, грязевые вулканы, геотермальные системы и минеральные источники [5]. Остров контролируется трансформной границей литосферных плит [6], которая выражается в системе продольных глубинных разломов. По этим разломам осуществляется газо-флюидный перенос, интенсивность которого регулируется также сейсмической активностью. Цель работы – предложить эколого-газогеохимическое районирование о-ва Сахалин в зависимости от особенностей распределения восходящих из недр потоков метана и углекислого газа.

Результаты и обсуждение

В работе были проанализированы и использованы авторские данные, а также материалы, полученные предшественниками [2, 3, 4]. Нами предложено районирование территории согласно газогеохимическим критериям: химический и изотопный состав природных газов, дебит источников. Основными углерод-содержащими газами на острове Сахалин являются метан и углекислый газ. Углеводородные газы ряда этан-пентан, как правило, в сумме не превышают первых процентов. Целевыми объектами авторских газогеохимических исследований были выбраны: грязевые вулканы Сахалина – Южно-Сахалинский (ЮСГВ), Главный Пугачевский (ГПГВ), Дагинская геотермальная система и Шахтерское каменноугольное месторождение. Грязевым вулканам уделено особое внимание, так как они являются единственными на Дальнем Востоке РФ.

Обобщение особенностей распределения источников метана и углекислого газа позволяет выделить две основные эколого-газогеохимические зоны первого порядка: Метановую и Углекисло-Метановую (рис.).

Не исключено, что высокое содержание углекислого газа в юго-западной части Сахалина обусловлено особенностями развития магматизма и метаморфических процессов, сопровождаемых активным тектогенезом. С этим предположением согласуется аномально высокие концентрации изотопа C^{13} в углероде CH_4 и CO_2, особенно это выражено в грязевых вулканах.

Выводы

На острове Сахалин можно выделить две основных эколого-газогеохимических зоны: Метановая (нефтегазоносная) и Углекисло-Метановая (преимущественно углегазоносная). В пределах нефтегазоносной зоны сосредоточены все нефтегазовые месторождения о. Сахалин, включая геотермальные проявления, где основным газом является метан.

Углегазоносная зона характеризуется в целом метаново-углекислым составом природных газов с увеличенной по отношению к нефтегазоносной зоне долей углеводородных газов ряда этан-пентан. Здесь сосредоточены все основные угольные месторождения Сахалина, районы современного гря-

зевого вулканизма, а также выходы термальных вод и минеральные углекислые источники.

Выявлена тенденция к снижению концентраций CO_2 на острове Сахалин в северном направлении.

Все целевые объекты активной природной дегазации приурочены к крупным тектоническим разломам: ЮГСВ и ПГВ – Центрально-Сахалинский разлом, Шахтерское каменноугольное месторождение – Западно-Сахалинский разлом, Дагинская геотермальная система и рассматриваемые месторождения нефти и газа – Хоккайдо-Сахалинский и Восточно-Сахалинский разломы.

Существенное влияние на выходы метана оказывают сейсмотектонические процессы в земной коре. Так как остров Сахалин относится к сейсмически опасным областям, то особого внимания заслуживает изучение режима поставки природных газов во время сейсмотектонических событий.

Необходимо отметить, что расположение основных населенных пунктов Сахалина тяготеет к разломным зонам. Поэтому газогеохимическое районирование приобретает первостепенное значение для обеспечения газобезопасности

Рис. *Схема газогеохимического районирования острова Сахалин.*

населения. Важнейшим количественным показателем для оценки газовой эмиссии и формирования зон газоопасности является дебит газирующих источников, поэтому необходимо создание сети пунктов газогеохимического мониторинга.

Работа выполнена при поддержке гранта Президиума РАН (№ 09-I-П17-10); гранта Президента РФ (МК-332.2011.5); ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг. (№ 16.740.11.0625).) и гранта НП «Глобальная Энергия» МГ-2010/04/6. Авторы благодарят рецензента за конструктивные замечания.

Литература:

1. Астахов А.С., Сергеев К.Ф., Мельников О.А, Шакиров Р.Б. и др. Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации (по результатам мониторинга ЮСГВ в июле-августе 2001г.) // Доклады АН РАН, 2002. Т. 386. № 2. С. 223-228.

2. Геология СССР. Том XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. Коллектив авторов / Редактор В.Н. Верещагин. М.: Недра, 1970. 432 с.

3. Гресов А.И., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока России и перспективы ее промышленного освоения. Т. 1. Углеметановые бассейны Приморья, Сахалина и Хабаровского края. Владивосток: Дальнаука, 2009. 247 с.

4. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полезные ископаемые, 1996. № 6. С. 625-647.

5. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

6. Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A., Tsoy I.B., Van den Bogaard P., Tararin I.A. Evidence for compresionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea). 2002. Tectonophysics 350: 63-97.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОН АНОМАЛЬНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ МЕТАНА В ОСВОБОЖДАЮЩИХСЯ ОТ ЛЬДА МЕЛКОВОДНЫХ АКВАТОРИЯХ

Ю.А. Телегин, А.Ю. Лазарюк, Е.В. Коровицкая, И.В. Рыбалочка

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: Telegin@poi.dvo.ru

Влияние ледяного покрова на газообмен гидросферы и атмосферы до настоящего времени остается практически не изученным. Приоритетным направлением исследования этой проблемы является изучение зависимости содержания CO_2 в полярной атмосфере от площади распространения ледового покрова в Арктическом бассейне [1]. Обоснованием приоритета является экранирующая роль морского льда, который отделяет атмосферу как источ-

ник наиболее распространенного парникового газа (CO_2) от стока – океана. Аналогичную роль выполняет ледовый покров акваторий и по отношению к метану, однако значительная часть шельфовых районов океана, покрывающихся льдом в зимний период, являются источниками метана для атмосферы. Повышенная концентрация метана в водной толще этих акваторий может быть обусловлена выходом глубинного метана через тектонические нарушения слагающих дно пород, процессами метаногенеза из органического вещества при высоком содержании органики в донных осадках, результатом жизнедеятельности зоопланктона. Отсутствие свободного стока избыточного метана в атмосферу (регулируемого разностью парциальных давлений метана в воде и в воздухе) при образовании сплошного ледового покрова ведет к еще большему увеличению концентрации метана в водном слое таких акваторий. Таким образом, возникает сезонная (зимняя или весенняя) аномалия концентрации метана в водном слое. Предварительная количественная оценка зимней аномалии концентрации метана для Амурского залива Японского моря, полученная по результатам измерений, представлена в данном сообщении.

Измерения концентрации метана в пробах подледной (10 см от нижней кромки льда) и придонной (10 см над дном) воды (табл.) выполнены в трех точках акватории Амурского залива в марте 2012. Эти точки обозначены ромбами на карте залива (рис. 1). На этой карте указаны также станции (обозначенные цифрами), на которых проведены измерения концентрации метана в пробах придонной и приповерхностной воды в июле 2011 г. Результаты летних измерений (рис. 2) использованы для выбора точек отбора зимних проб на удалении от локальных максимумов концентрации метана, и для количественной оценки зимней аномалии, которая определяется как разность между содержанием метана в воде залива в конце ледостава и в свободной от льда воде.

Сравнение концентраций метана в поверхностном и придонном слоях воды свободной от льда и покрытой льдом приводит к выводу о существенном возрастании содержания метана в водном слое залива к окончанию периода ледостава. К марту концентрация метана в поверхностном слое воды возросла более чем на порядок, а в придонном слое в среднем в 2 раза. Таким образом, в водном слое залива сформировалась зимняя аномалия концентрации метана.

Таблица.

Концентрация метана в воде, покрытой льдом.

Дата	2 марта	15 марта	19 марта	20 марта
CH_4 (нл/л) поверхность/дно	**3030/1895 (точка 1)**	**4824/994 (точка 2)**	**1438/431 (точка 2)**	**1133/607 (точка 3)**

Рис. 1. *Схема расположения точек отбора воды в зимний период (ромбы) и станции отбора проб воды в летний период (круги).*

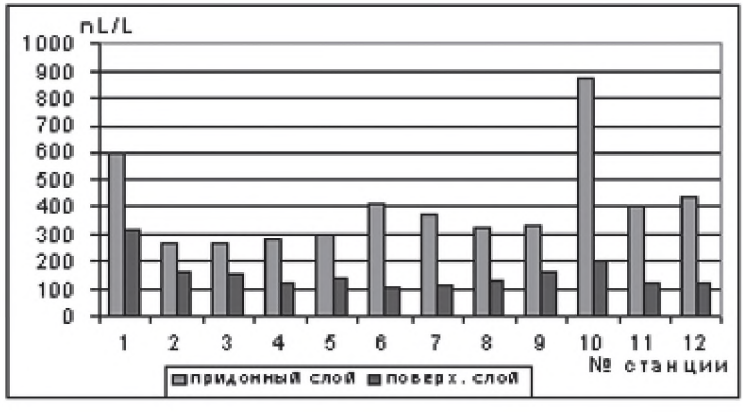


Рис. 2. *Концентрация метана в придонном и поверхностном слоях воды на станциях отбора проб в Амурском заливе в июне 2011 г.*

Для оценки по порядку величины избыточного содержания метана в водах залива к моменту начала деградации сплошного ледового покрова (15-20 марта), примем линейное распределение концентрации метана C(z) по глубине z между придонным Cb и поверхностном Cs слоями воды (рис. 3). Величины Cb и Cs для лета (Cbs, Css) и для 15-20 марта определены как средние значения результатов измерений в июле (рис. 2) и марте (таб.). Расчеты, выполненные с использованием представленных на рис. 3 профилей концентрации метана для средней глубины Амурского залива (12 м), показывают, что к третьей декаде марта в водах залива содержится приблизительно 18,6 мл метана в столбе жидкости с основанием 1 м^2 и высотой 12 м, а в июле это содержание составляет 3,6 мл, т.е. в пять раз меньше. Таким образом, после освобождения Амурского залива ото льда из вод залива в атмосферу поступит количество метана, равное четырехкратному среднему содержанию метана в водном слое залива в летний период. Для площади залива, ежегодно занятой сплошным ледовым покровом (350 км^2) это составит 5250 м^3 метана. По аналогии с [2] можно предполагать, что процесс освобождения вод залива от накопленного в зимний период метана продолжается приблизительно 10 дней.

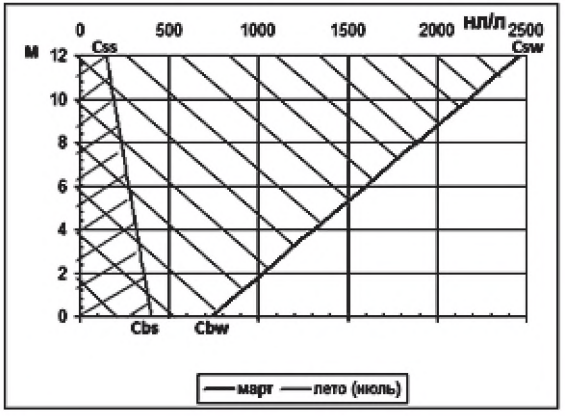


Рис. 3. *Схематические профили концентрации метана в водах залива в зимний и летний периоды.*

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг. (№ 02.740.11.0022 и № 16.740.11.0625); гранта Президента РФ (МК-332.2011.5).

Литература:

1. Голубев В.Н. Роль арктического морского ледяного покрова в газообмене поверхностных геосфер // Криосфера Земли, 2010. Т. 14. № 4. С. 17-29.

2. Phelps A.R. at all. Methane efflux from high-latitude lakes during spring ice melt // J. Geoph. Res., 1998. V. 103. N D22. P. 29029-29036.

РАДИОАКТИВНОСТЬ ОБЪЕКТОВ МОРСКОЙ СРЕДЫ З. ПЕТРА ВЕЛИКОГО. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Н.А. Трещева, В.А. Горячев

ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: pichugina@poi.dvo.ru

Проблема загрязнения окружающей среды искусственными радионуклидами стала особенно острой к началу 60-х годов прошлого века, когда в результате испытаний ядерного оружия было выброшено такое количество радиоактивных продуктов деления, что уровни содержания некоторых радиоизотопов естественного происхождения были превышены в тысячи раз. После подписания моратория 1963 г. на запрет испытаний ядерного оружия в трех средах, поток искусственных радиоизотопов в океаны и моря снизился, но не прекратился совсем, т.к. продолжают работу предприятия ядерного цикла с их утечками и авариями. Последнее большое поступление продуктов деления непосредственно в воды Тихого океана произошло у восточного побережья Японии в результате ядерной аварии на АЭС Фукусима-1. Концентрации ^{137}Cs в прибрежных водах по данным ТЕРСО после аварии достигали 15 Бк/см^3, через полтора месяца активность существенно снизилась за счет активной циркуляции вод района (до $6{,}7 \cdot 10^{-2}$ Бк/см^3) [3]. До аварии в водах Тихого океана активность ^{137}Cs составляла 5 Бк/м^3 ($5 \cdot 10^{-6}$ Бк/см^3). После сброса вод атомной электростанции значения значительно возросли даже по сравнению с первичными данными (до 120 Бк/см^3).

Японское море в значительной мере подвержено риску радиоактивного загрязнения, т.к. на его побережье расположено 13 атомных электростанций, из них 9 на западном побережье Японии, 4 на восточном побережье Корейского полуострова, на северо-западе в заливе П. Великого предприятия по обслуживанию АПЛ, на акватории одного из которых в 1985 г. произошла ядерная авария на АПЛ (б. Чажма, залив Стрелок) [2]. После взрыва здесь образовался очаг долговременного радиоактивного загрязнения донных осадков, за счет большого количества ^{60}Co выпавшего на дно в составе продуктов аварии. В одном из образцов донных осадков, отобранных осенью 1997 г в центре зоны аварии в слое 10-15 см, зарегистрирована концентрация $15 \cdot 10^6$ Бк/кг [1]. Это место, до настоящего времени остается самым загрязненным искусственными радионуклидами в Японском море.

Институт ТОИ ДВО РАН проводит радиоэкологические исследования с 1996 г. Для измерения содержания гамма-излучающих радионуклидов в морской воде, таких как Be-7, Cs-137, Co-60 используется метод концентрирования их на избирательном сорбенте АНФЕЖ из проб объемом 100-200 л с предварительным отделением взвешенного вещества на специальной фильтровальной установке с двухслойными фильтрами (ФПП-15 + синяя лента) диаметром 150 мм. Прокачка воды через фильтровальное устройство и сорбент осуществляется с помощью погружного насоса типа «Малыш». Количество отфильтрованной взвеси определяется по разнице весов фильтра, первоначального и высушенного после прокачки при t = 70 °C.

При этом вводится поправка на соль по количеству испарившейся при сушке воды и солености пробы. После просушки сорбент и фильтры озоляют при t = 400 °С, затем их гамма-активность и радиоизотопный состав определяют на гамма-спектрометре с детектором из сверхчистого германия GEM150. Минимальная измеряемая активность: ^{137}Cs – 0,08 Бк/м^3, ^{60}Co – 0,03 Бк/м^3. По результатам измерения, известному объему пробы, коэффициенту извлечения и количеству взвеси рассчитываются удельные активности радионуклидов в растворенной форме и на взвеси.

В апреле 2011 г. в Уссурийском заливе в связи с событиями в Японии было отобрано 3 пробы воды. Результаты измерения показали отсутствие ^{134}Cs, максимальное содержание ^{137}Cs – 3,5 Бк/м^3 зарегистрировано в открытой части залива. Севернее на траверзе пролива Босфор и б. Б. Камень содержание ^{137}Cs 1,9 Бк/м^3, что не превышает уровней содержания этого изотопа в пробах 2009, отобранных в этом регионе. В январе 2012 г. на судне «Гагарнский» был совершен рейс в акватории залива Петра Великого, в результате этой экспедиции было отмечено снижение концентраций ^{137}Cs (максимум – 0,91 Бк/ м^3). Но были обнаружены значительные концентрации ^{134}Cs относительно прошлого года (максимум – 3,0 Бк/ м^3), вероятнее всего это связано с выпадением атмосферных осадков с изотопами, выброшенными в результате взрыва на АЭС Фукусима-1. ^{60}Co в этих пробах был обнаружен в низких концентрациях, не превышающие значения исследований прошлых лет (максимум – < 0,9 Бк/ м^3).

Литература:

1. Горячев В.А., Сергеев А.Ф., Сойфер В.Н. Локальные источники радиоактивного загрязнения морской среды в прибрежной зоне залива Петра Великого // Состояние морских экосистем находящихся под влиянием речного стока. 2005. С. 246-258.

2. Сивинцев Ю.В., Высоцкий В.Л., Данилян В.А. Радиоэкологические последствия радиационной аварии на атомной подводной лодке в бухте Чажма // Атомная энергия, 1994. Т. 76. Вып. 2. С. 158-160.

3. *http://www.tepco.co.jp/en/index-e.html*

ИЗУЧЕНИЯ ВЛИЯНИЯ СТРОИТЕЛЬНО-МОНТАЖНЫХ РАБОТ НА БИОТУ АМУРСКОГО ЗАЛИВА В РАЙОНЕ МОСТОВОГО ПЕРЕХОДА П-ОВА ДЕ-ФРИЗА-СЕДАНКА В 2011 Г.

Ю.В. Федорец, А.А. Шарова

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва, г. Владивосток, e-mail: zavertanova@poi.dvo.ru

Основной целью является определение влияния строительно-монтажных работ на биоту Амурского залива. В рамках НИР планировался отбор проб планктона (фито-, зоо- и ихтиопланктона) и дночерпательного бентоса,

а также определение содержания и концентрации хлорофилла в воде на трех станциях. В собранных пробах необходимо было определить видовой состав и биомассу организмов, сделать анализ качественных и количественных характеристик, сравнить их предыдущими результатами и дать оценку качества вод по общей плотности и составу доминирующих видов.

Так как научные исследования морской биоты в районе мостового перехода были сильно ограничены как по частоте отбора проб (разовый сбор в 2010 г. и в текущем году), так и по их количеству (3 станции и по 3 пробы), а также не охватывают весь район воздействия строительства, то при проведении настоящих НИР, был осуществлен дополнительный сбор материала (зоопланктона, ихтиопланктона и бентоса) вблизи опор моста и во внутренней прибрежной части у отсыпки со стороны ст. Седанка.

Пробы собирали с борта моторной лодки в северной части Амурского залива 14 сентября 2011 г. (фито- и зоопланктона, включая меропланктон и ихтиопланктон), на трех основных станциях (рис.). Все станции располагались на глубинах до 5 м, температура на поверхности воды была в пределах 20 °С.

В водах в северной части Амурского залива 14 сентября 2011 г. обнаружено 20 видов микроводорослей, относящихся к 4 отделам. По числу видов преобладают диатомовые (Bacillariophyta) и динофитовые (Dinophyta) водоросли (10 и 8 видов соответственно), которые в сумме составляли 50% от общего числа видов. Анализ количественных характеристик фитопланктона показал, что плотность фитопланктона изменялась от 15 тыс. кл./л до 35 тыс. кл./л, а биомасса от 271,4 мг/м^3 до 455,6 мг/м^3 Максимум плотности и биомассы микроводорослей был отмечен на станции 3. Комплекс доминирующих видов, установленный в результате исследования, является характерным для осеннего планктона Амурского залива. За период исследования в северной части Амурского залива найдены потенциально токсичных вид диатомовых водорослей – *Pseudo-nitschia pungens*. Виды рода *Pseudo-nitzschia* привлекают особое внимание исследователей как продуценты нейротоксичной домоевой кислоты (Subba Rao et al., 1988; Bates et al., 1989; Martin et al., 1990). Виды рода *Pseudo-nitschia* известны как типичные компоненты фитопланктона Японского моря, вызывающие «цветение» воды в летне-осенний период (Стоник и др., 2001). Плотность потенциально-опасного вида *P. pungens* 14 сентября 2011 г. была немногочисленна – до 15 кл./л Он был встречен на станции 1 и в период исследования его плотность не превышала предельно допустимую концентрацию, установленную в странах Европы для вылова моллюсков в хозяйствах марикультуры – 500×10^3 кл./л (Andersen, 1996).

В зоопланктоне северной части Амурского залива 14 сентября 2011 г. были обнаружены 4 таксономические группы голопланктона: Copepoda, Cladocera, Chaetognatha, Mysidacea, личиночные формы донных беспозвоночных Polychaeta, Decapoda и Bivalvia. Общая биомасса зоопланктона ко-

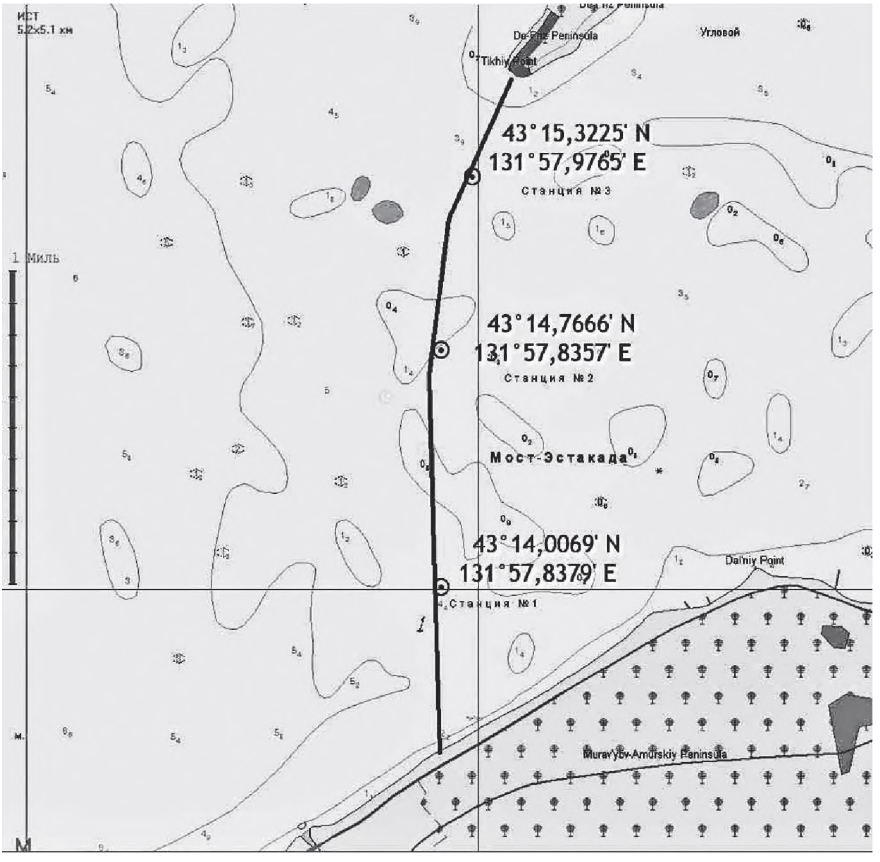


Рис. *Карта-схема станций сбора проб биоты вдоль низководного моста 14 сентября 2011 г.*

лебалась на разных станциях в пределах 10,0-12,10 мг/м^3. Биомасса зоопланктона доминировала на станции 2 и составила 12,10 мг/м^3 и численность составила 2602 экз./м^3. Среди Copepoda обильными здесь были *Acartia omorii* (от 80 экз./м^3 до 345 экз./м^3), *A. pacifica* (от 123 экз./м^3 до 350 экз./м^3), *Oithona similis* (от 450 экз./м^3 до 780 экз./м^3) и *O. brevicornis* (от 160 экз./м^3 до 235 экз./м^3). Увеличение плотности *Pleopis polyphemoides* – был встречен на всех станциях от 170 экз./м^3 до 450 экз./м^3 индикатора значительного загрязнения вод присутствие его в планктоне указывает на высокую интенсивность антропогенной эвтрофикации прибрежных вод северной части Амурского залива.

Видовой состав ихтиопланктона оказался относительно скудным для сентября 2011 г. Это связанно с тем, что многие виды рыб подходили концу нереста. Был встречен теплолюбивый мигрант японский анчоус на всех

станциях. Икра анчоуса была встречена как живая, так и мертвая. Сачком у берега были пойманы мальки японского анчоуса и бычок Державина в небольшом количестве.

По результатам исследования в северо-восточной части Амурского залива 14 сентября 2011 г. обнаружено 15 видов макробентоса. Из них 2 вида макрофитов, 7 видов животных из дночерпательных проб, и 4 вида обрастателей гидротехнических сооружений и 2 вида бентосных беспозвоночных, обнаруженных в дополнительных ихтиопланктонных пробах. Наибольшей биомассы, как и по результатам предыдущей съемки, макробентос достигает на станции 3, высокие плотности поселения животных отмечены в районе станции 1 (Седанка) за счет присутствия в пробах многощетинковых червей. Видовой состав флоры и фауны в исследуемой части акватории Амурского залива примерно одинаков. Илистые грунты северо-восточной части Амурского залива населены очень бедно, общая биомасса макробентоса едва достигает 86,3 г/м^2, плотность поселения составляет 800 экз./м^2.

ОПТИЧЕСКИЕ ХЕМОСЕНСОРЫ НА ОСНОВЕ СОЕДИНЕНИЙ ЛАНТАНИДОВ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

А.С. Шишов[1,2]

[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
[2]Институт химии ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: termator@yandex.ru

Одной из важных проблем современной науки является создание химических сенсоров – соединений, способных избирательно взаимодействовать с исследуемыми субстратами (ионы, атомы, молекулы), селективно изменяя при этом свои физические параметры. Актуальным является детектирование экологически вредных паров летучих соединений (аммиак, бензол, ксилол, толуол, бензпирен). Для разработки оптических хемосенсоров перспективными могут являться комплексные соединения лантанидов.

Сложные оптические свойства ионов трехвалентных лантанидов обусловлены электронной конфигурацией [Xe] 4f^n. Эти конфигурации создают большое разнообразие электронных уровней, количество которых определяется формулой [14!/!n(14-n)!], что составляет, к примеру, 3003 для Eu (III) и Tb (III).

Электронные конфигурации характеризуются тремя квантовыми числами, S, L и J, в рамках схемы спин-орбитального взаимодействия Рассел-Сондерса. Энергии этих уровней чётко выражены из-за экранирования 4f-орбиталей заполненными оболочками 5s^{2}5p^6, и поэтому они малочувствительны к химическому окружению лантанид иона. Вследствие этого линии 4f-4f-переходов, проявляющиеся как в видимом, так и в ближнем инфракрасном диапазонах, узкие и легко идентифицируются. [1]

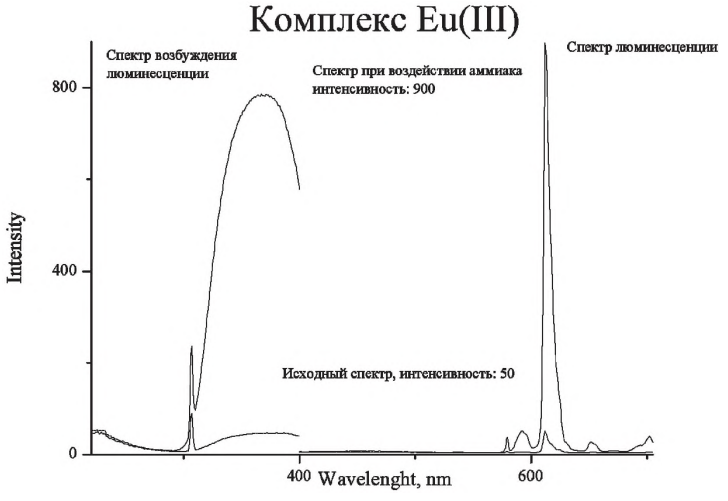
Особый интерес представляют β-дикетонаты лантанидов. Это люминесцентные координационные соединения перспективны не только из-за дос-

тупности разнообразных 1,3-дикетонов, относительной легкости их модификации и вариабельности получаемых модификантов, но и из-за их великолепных люминесцентных свойств [2].

Амао с сотр. в 2000 году разработали оптический датчик, основанный на тушении люминесценции комплекса $[Eu(tta)_3(phen)]$ в зависимости от концентрации кислорода в газовой фазе. Соотношение I0/I100 для $[Eu(tta)_3(phen)]$ было 2,40. Таким образом, показана возможность создания оптических хемосенсоров на основе комплексов лантанидов [3].

В 2002 Паркер с коллегами разработали оптический датчик на основе комплекса Tb(III) для определения концентрации кислорода растворенного в воде. Воздействие водного раствора, содержащего растворенный кислород на плёнку, привело к частичному тушению люминесценции Tb(III) [4].

В Институте химии ДВО РАН проводятся исследования по разработке оптических хемосенсоров для люминесцентного детектирования экологически вредных летучих веществ (аммиак, бензол, толуол) [5]. Использовались комплексы Eu(III) на целлюлозной матрице. Обнаружено, что при воздействии паров аммиака на подложку, допированную люминофором, интенсивность люминесценции комплекса Eu(III) значительно возрастает (рис.).



Литература:

1. Jean-Claude G. Bьnzli, Lanthanide Luminescence for Biomedical Analyses and Imaging, Chcm. Rcv., 2010. 110. P. 2729-2755.

2. Koen Binnemans, Lanthanide-Based Luminescent Hybrid Materials, Chem. Rev., 2009. 109. P. 4283-4374.

3. Amao Y.; Okura I.; Miyashita T. Chem. Lett., 2000. 1286.

4. Blair S.; Kataky R.; Parker D. New J. Chem., 2002. 26. 530.

5. Сажников В.А., Аристархов В.П., Мирочник А.Г., Федоренко Е.В., Алфимов М.В. Тушение флуоресценции дибензоилметаната дифторида бора парами полярных растворителей. Доклады Академии наук, 2011. Т. 437. № 2. С. 201-204.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГОРОДСКОЙ СРЕДЫ

Л.П. Шумилова, Н.Г. Куимова

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: Shumilova.85@mail.ru

Геохимия городской среды определяется как природными условиями, так и техногенными источниками загрязнения. Приоритетными загрязнителями городской среды являются тяжелые металлы (ТМ), которые поступают в окружающую среду с выбросами от промышленных предприятий, автотранспорта и предприятий топливно-энергетического комплекса. В городе Благовещенск (Амурская область) основным источником выбросов токсикантов в атмосферу является ТЭЦ. При этом выбросы рассеиваются в направлении господствующих ветров с северо-запада на юго-восток (по розе ветров) на жилые кварталы города и тем самым определяют химический состав техногенных потоков загрязнения. Большой вклад в загрязнение городской среды вносят котельные, а также частный сектор, которые отапливаются углем низкого качества. Одним из самых современных методов, используемых для оценки аэротехногенного загрязнения городской территории, является мониторинг снежного покрова. При таянии снега ТМ поступают в почву, которая является депонирующей средой и накапливает токсиканты, поэтому при выполнении эколого-геохимических исследований необходимо проводить мониторинг основных депонирующих сред. Цель исследований – эколого-геохимическая оценка состояния снежного и почвенного покровов г. Благовещенска.

Методы исследования. Точки постоянного наблюдения были заложены по радиальной сетке от основного источника выбросов – ТЭЦ на территории основных функциональных зон г. Благовещенска. Промышленная зона: ТЭЦ (т. 1); Астрахановка (т. 12), где сосредоточено большое количество частных предприятий и котельные. Селитебно-транспортная зона – АмГУ (т. 2); кольцевая автомагистраль (т. 3); перекресток ул. Б. Хмельницкого-Рабочая (т. 4); перекресток ул. Октябрьская-Калинина (т. 5); городской роддом (т. 6); авторынок (т. 7); перекресток ул. Гражданская-50 лет Октября (т. 8); перекресток ул. Конная-Шимановского (т. 9); автовокзал (т. 10); судоверфь (т. 13). Рекреационная зона: Городской (т. 11) и Первомайский (т. 14) парки; Ботанический сад (т. 15). В качестве условно фоновой почвы выбраны аллювиальные серогумусовые почвы в 60 км к северо-западу от города, вблизи села Сергеевка.

Содержание тяжелых металлов (Pb, Cd, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Mn) определя-

ли атомно-абсорбционным методом на спектрофотометре фирмы «Hitachi». Оценку санитарно-гигиенического состояния городских почв выполняли относительно утвержденных нормативов ПДК (ОДК) [1, 2]. Для определения степени загрязнения компонентов городской среды ТМ рассчитывали коэффициенты концентрации ($К_с$) элементов относительно фоновых содержаний и показатель суммарного загрязнения (Zc), полученные данные сопоставлены с утвержденной шкалой экологической опасности [3, 4].

Результаты исследования. На основании валовых содержаний ТМ в составе твердого осадка снега рассчитаны Кс и составлен геохимический ряд приоритетных элементов-загрязнителей в составе пылевых выбросов: $Cd_{3,7} > Zn_{2,8} = Cu_{2,8} = Co_{2,8} > Cr_{2,45} > Pb_{2,1} > Ni_{2,0}$. Максимальный коэффициент концентрирования в снежном покрове города показан для кадмия**.** Остальные компоненты аэротехногенного загрязнения г. Благовещенска имеют Кс 2,0-2,8. Превышение содержания ТМ в снежном покрове относительно фона достигало: для Cd – в 4 раза; Zn, Cu – в 3 раза. Для меди и цинка выделены две зоны загрязнения – это почвы промышленной зоны (ТЭЦ, Астрахановка). Обширная зона рассеяния цинка и меди формируется на территории селитебно-транспортной зоны в центре города, захватывая Городской парк. Техногенные аномалии для кадмия выявлены в зоне влияния ТЭЦ и в месте слияния рек Амур и Зея, охватывая частично селитебно-транспортную (т. 9, 10) и парковую зоны (т. 11, 14). Объяснением техногенного загрязнения снежного покрова парковой зоны могут быть следующие факторы: географическое положение города, рельеф, роза ветров. Реки выступают в роли аэродинамической трубы, втягивающей загрязненные воздушные массы, которые в виде турбулентного потока устремляются вниз по течению, захватывая прибрежную полосу. Максимальное значение Zc снежного покрова установлено в промышленной зоне (Zc 20), что по шкале оценки экологической опасности соответствует допустимому, низкому уровню аэротехногенного загрязнения. Таким образом, на основании изучения снежного покрова, как индикатора аэротехногенного загрязнения, сделан вывод о низком содержании ТМ в воздушной среде г. Благовещенска.

В почвах города установлено превышение ПДК для подвижных форм двух элементов: Pb – в 2,0-5,7 раза, Zn – в 1,3 раза в почвах промышленной зоны; Zn – в 2,3 раза в почвах селитебно-транспортной зоны в центре города. На основании расчета Кс установлено увеличение подвижности следующих элементов в почвах города: Zn (2-21 раза), Pb (11-34 раза), Cu (2 раза). На основании средних значений Кс составлен геохимический ряд, который показывает преобладающий состав элементов подвижной фазы в почвах города: $Zn_{8,7}$ Pb_{7} Cu_{2}. Ввиду низких значений подвижных форм кадмия, никеля, кобальта, Кс для них не рассчитывали.

Для валовых содержаний ТМ в почвах г. Благовещенска установлено превышение только для одного элемента – свинца в 1,3-2,5 раза в почвах промышленной зоны.

Рассчитаны Кс для почв во всех точках наблюдения и составлены ранжированные ряды Кс по убыванию:

пром. зона: **Pb** (37-60)>**Cd** (2,9-11,6)>**Zn** (3-10)>Co (2-5)>Cu (3)>Cr (2) = = Mn (2)>Ni (1,3);

селит.-тр.: **Pb** (7-14)>**Cd** (1,7-15,5)>**Zn** (3-8)>Co (3-7)>Cu (3-4)>Cr (2-4)> >Mn (2-3)>Ni (0,5-2);

рекреационная: **Pb** (5-8)>**Cd** (3-7,4)>**Zn** (3-5)>Co (1-6)>Mn (3-4)>Cu (2-3)> >Cr (2-3)>Ni (1-1,6).

Распределение элементов в почвах всех функциональных зон города практически совпадает, уменьшаются только коэффициенты концентрации по зонам. На основании преобладающих элементов можно сделать вывод о преимущественно цинк-кадмий-свинцовом загрязнении почвенного покрова г. Благовещенска.

Оценка полиэлементного техногенного загрязнения почв г. Благовещенска выполнена на основании показателей суммарного загрязнения по шкале оценки экологической опасности. Большая часть почв г. Благовещенска имеет средний, умеренно опасный уровень загрязнения (Zc 16-32) – это почвы основной части селитебно-транспортной зоны и парков города. Высокий, опасный уровень загрязнения выявлен в почвах промышленной зоны (Zc 32-128), и в трех точках наблюдения в центре города (5, 9, 10), где происходит наложение выбросов ТЭЦ, автотранспорта и частного жилого сектора. Допустимый, низкий уровень загрязнения (Zc < 16) выявлен в почвах, расположенных в северо-западной части города (Ботанический сад, АмГУ).

Таким образом, аэротехногенное состояние г. Благовещенска соответствует допустимому, низкому уровню загрязнения тяжелыми металлами. Основными элементами, загрязняющими воздушную среду города, являются цинк, медь, кадмий. Установлено цинк-кадмий-свинцовое загрязнение почвенного покрова г. Благовещенска, выявлены основные зоны загрязнения. Установлено превышение ПДК подвижных (2-6 раз) и валовых (2,5 раза) форм Pb в почвах промышленной зоны, а также подвижных форм Zn (2,3 раза) – в почвах селитебно-транспортной зоны.

Литература:

1. ГН 2.1.7.2041-06. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве. Зарегистрировано в Минюсте РФ от 07.02.2006 г. № 7470.

2. ГН 2.1.7.2042-06. Почва, очистка населенных мест, отходы производства и потребления, санитарная охрана почв. Ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве.

3. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: «Астрея-2000», 1999. 768 с.

4. Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

Секция 7
Водные ресурсы Дальнего Востока России:
гидрогеология и гидрохимия поверхностных и подземных вод
Руководитель: к.г.-м.н. Г.А. Челноков (ДВГИ ДВО РАН)

ПУТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ МИГРАЦИИ КОМПОНЕНТОВ В ВОДАХ РЕЗЕРВУАРОВ ОЗ. БАЙКАЛ

О.Ю. Астраханцева, К.В. Чудненко, О.М. Глазунов

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия, e-mail: astra@igc.irk.ru, р.т. 42-55-12

Важнейшая теоретическая проблема геохимии состоит в исследовании миграции химических элементов в поверхностных природных водах. Изучение химической эволюции резервуаров озера Байкал, формирования их солевой массы, путей концентрации и рассеяния элементов в воде и донных отложениях является одной из теоретических основ решения проблем техногенеза.

Расчет химических балансов резервуаров и потоков мегасистемы «Оз. Байкал – потоки» позволил установить пространственную миграцию компонентов в водах Южного, Селенгинского, Среднего, Ушканьеостровского, Северного резервуаров (табл., рис. 1-3).

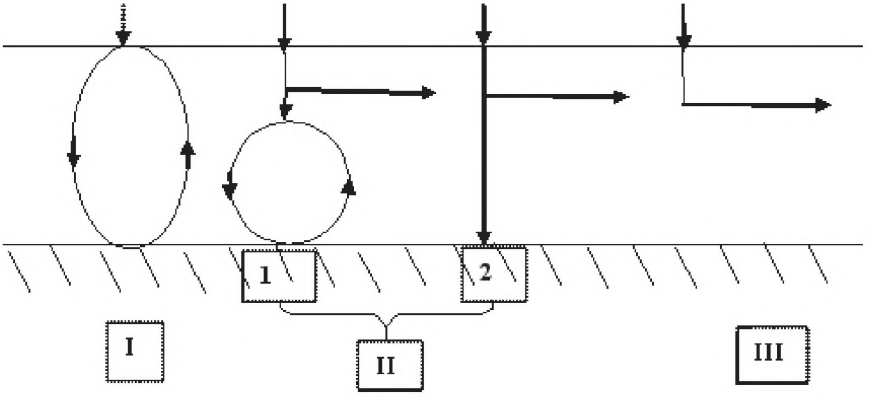


Рис. 1. *Пространственная миграция компонентов в водах Южного, Среднего, Ушканьеостровского резервуаров: I – слабоподвижные компоненты, вертикальная миграция, накапливаются в донных отложениях и в водах, участвуют в химических круговоротах; II – умеренно подвижные, частично выносятся со стоком озерных вод из резервуара (горизонтальная миграция), частично накапливаются: 1 – в донных отложениях и в водах, участвуют в химических круговоротах, вертикальная миграция, 2 – в донных отложениях, миграция на дно и захоронение; III – легкоподвижные, выносятся со стоком озерных вод из резервуара, горизонтальная миграция.*

Таблица.

Группировка компонентов по скорости водной миграции в резервуарах оз. Байкал.

Группа элементов		Южный резервуар	Селенгинский	Средний	Ушканье отровский	Северный
I	Слабоподвижные связываются:					
	миграция вертикальная – «вниз-вверх», накапливаются в водах и донных отложениях резервуара	Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}, As, Cr, Cu, Pb, Co, V, Rb, $P_{орг}$, Ti		Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}, As, Cr, Cu, Cd, Co, U, V, Rb, Ti	Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}, As, Cr, Cu, Pb, Co, V, Rb, Ti, $P_{орг}$	K^+, Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, NO_3^-, PO_4^{3-}, As, Cr, Cu, Cd, Pb, Zn, Co, U, V, Br, Rb, $P_{орг}$, Ti
	миграция в донные отложения резервуара и захоронение и вертикальная миграция внутри резервуара		Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, PO_4^{3-}, As, Co, V, Rb, Ti			
	миграция в донные отложения резервуара и захоронение		NO_3^-, Al, Si, Cr			
II	Умеренно-подвижные, частично выносятся из резервуара, частично связываются, локализация:					
	в водах и донных отложениях резервуара	Mg^{2+}, Cd, Br, Zn, U, $N_{орг}$	K^+, B, Cd, U, Mo, $P_{орг}$	K^+, Na^+, Mg^2, B, Br, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $S_{орг}$	K^+, Na^+, Mg^{2+}, Cd, Zn, U, Br, Mo, $N_{орг}$	Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cd, Mo, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $S_{орг}$
	в донных отложениях резервуара	K^+, Na^+, $C_{орг}$, $S_{орг}$	Na^+, Mg^{2+}, Br, Pb, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $S_{орг}$	Ca^{2+}, Mo	$C_{орг}$, $S_{орг}$	
III	Легкоподвижные. Выносятся из резервуара со стоком озерных вод в другие резервуары	Ca^{2+}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, B, Hg, Sr, Mo	Ca^{2+}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Cu, Hg, Sr, Zn, B	HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Hg, Sr, Zn	Ca^{2+}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, B, Hg, Sr	HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Hg, Sr

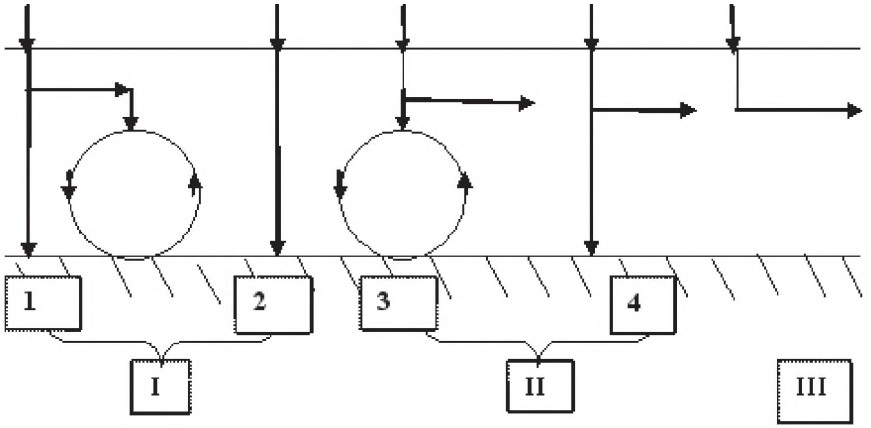


Рис. 2. *Пространственная миграция компонентов в водах Селенгинского резервуара: I – слабоподвижные компоненты, находящиеся в водах резервуара в основном в виде взвеси, накапливаются: 1 – в донных отложениях и в водах, часть вещества переходит из твердой фазы в раствор (находится в водах резервуара в виде взвеси и в виде растворенного вещества) и участвует в химических круговоротах; 2 – в донных отложениях; II – умеренно подвижные, находятся в твердой и растворенной формах, частично выносятся со стоком озерных вод из резервуара, частично накапливаются: 3 – в водах и донных отложениях, участвуют в химических круговоротах; 4 – в донных отложениях; III – легкоподвижные выносятся со стоком озерных вод из резервуара, в резервуаре находятся в растворенной форме.*

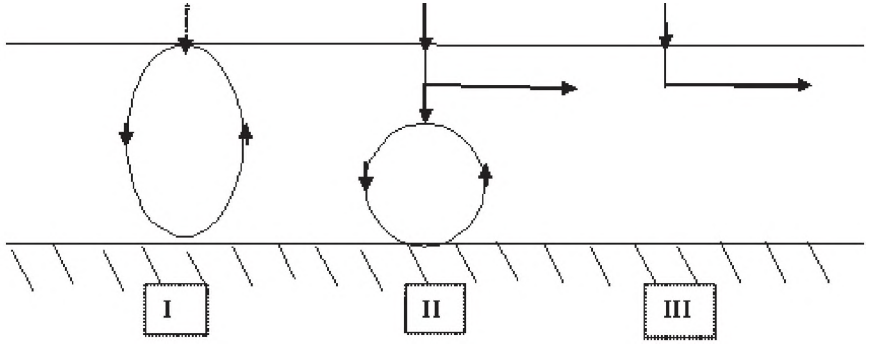


Рис. 3. *Пространственная миграция компонентов в водах Северного резервуара: I – слабоподвижные компоненты, находятся в твердой и растворенной формах, передвижение «вниз – вверх» в пределах резервуара, связываются и накапливаются в донных отложениях и в водах. участвуют в химических круговоротах; II – умеренно подвижные, находятся в твердой и растворенной формах, частично выносятся со стоком озерных вод из резервуара (частичная горизонтальная миграция), остальная часть связывается и накапливается в донных отложениях и в водах, участвует в химических круговоротах (передвижение «вниз – вверх»); III – легкоподвижные, в резервуаре находятся в растворенной форме, выносятся со стоком озерных вод из резервуара, горизонтальная миграция.*

Выявлено среднее значение постоянной времени обмена вод для каждого резервуара: в Северном резервуаре – около 386 лет; в Ушкуаньеостровском – около 129 лет; в Среднем – около 287 лет; в Селенгиском – около 25 лет; в Южном – около 96 лет [1].

Водообмен – неотъемлимый фактор формирования химического состава воды, который определяет время взаимодействия воды с горными породами и органическим веществом и контролирует направленность взаимодействия в системах "воды резервуаров оз. Байкал – потоки". Особенность морфологии озера Байкал – сложный рельеф дна – определяет существование стационарных зон – резервуаров со стабильными индивидуальными физико-химическими характеристиками и характером геохимической среды [2]. Рельеф дна определяет так же интенсивность водообмена и обуславливает ее различие в резервуарах и, следовательно, является определяющим фактором в формировании химического состава вод и донных отложений в резервуарах. Чем больше значение времени обмена вод в резервуарах, тем большее количество компонентов, поступающих в резервуар и вступающих во взаимодействие с веществом вод резервуара связывается – вступает в реакции комплексообразования, переходит из растворенной в твердую фазу и остается в резервуаре. Самое большое количество рассеивающихся компонентов (мигрирующих только одним способом – в растворенных формах) и легко выносящихся из резервуара – в Селенгинском резервуаре, и, наоборот, в Северном резервуаре количество связанных компонентов, перемещающихся в растворенной и твердой фазе, наибольшее.

Литература:

1. Астраханцева О.Ю., Глазунов О.М. Водный баланс мегасистемы «Озеро Байкал» // Вестник ИрГТУ, 2008. № 3(35). С. 148-154.

2. Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М. Выделение полуавтономных систем в озере Байкал // Вестник ИрГТУ, 2010. № 4(44). С. 6-16.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ И ВОДАХ АБРАМОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

Е.А. Вах, Н.А. Харитонова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: Adasea@mail.ru

Ураганные содержания РЗЭ установлены на Абрамовском рудопроявлении, расположенном на периферии Вознесенского рудного района (Ханкайский массив, Приморье). РЗЭ-руды обнаружены здесь в 1997 г. в стенках и днищах карьера (глубина до 40 м), заложенного вблизи Павловского бурогугольного месторождения для добычи камня, который использовался для отсыпки дорого в угольных разрезах. В настоящее время основная часть днища карьера, ниже отметок 87 м затоплена дождевыми и грунтовыми вода-

ми, представляя собой довольно крупной закрытый искусственный водоем.

Вплоть до 2005 г. изучение Абрамовского месторождения проводилось ИГЕМ РАН. Начиная с 2006 г. эти исследования осуществлялись совместно с геологами ИМГРЭ и ОАО «Приморгеология». В результате проведения горных и буровых работ удалось получить дополнительную информацию о геологическом строении и рудоносности Абрамовского рудопроявления и обнаружить руды с ураганными концентрациями РЗЭ и иттрия [2].

Нами приведены новые уникальные данные, о концентрации редкоземельных элементов в воде на Абрамовском месторождении. Также изучены водовмещающие породы месторождения. На основе полученных результатов, выявлены новые особенности накопления и миграции редкоземельных элементов в воде и в породе на месторождении.

Основная цель – это определение содержания и распределения РЗЭ в водах и в породах на Абрамовском месторождении, а также выявление характера фракционирования РЗЭ в процессе взаимодействия воды с водовмещающими породами.

Абрамовского проявление залегает в нижнекембрийских отложениях лузановской свиты ($Є_1 \ell z_1$). Рудная минерализация на Абрамовском проявлении приурочена к горизонту шунгитовых сланцев и прорывающих их аргиллизированных базальтах дайкового комплекса. Основные руды месторождения представлены преимущественно карбонатами иттрия (кимураит и локкаит) и глинами со сложными сорбированными формами редкоземельных элементов, для которых характерно обогащение их средними и тяжелыми лантаноидов. Значительно менее распространены Nd-лантаноидные руды, максимально обогощенные легкими и средними формами лантанаоидов [1].

На Абрамовском рудопроявлении и прилегающем к нему территории было отобрано 40 проб из поверхностных водных источников, а также образцы наиболее основных разновидностей руд обогащенных редкими элементами. Основная часть водных проб была отобрана их различных участков карьера. Также пробы отбирались из озера Барабаш.

Наши данные показывают, что содержание редкоземельных элементов в водах месторождения на несколько порядков ниже, чем в породах, что обусловлено временем циркуляции вод и характером взаимодействия вода-порода. Но если сравнивать концентрации РЗЭ в водах на месторождении и в водах озера Барабаш, то видны аномально высокие концентрации РЗЭ в воде на месторождении. Воды и водовмещающие породы обогащены тяжелыми РЗЭ. Были выявлены Ce- и Eu- аномалии (рис.). Показано, что профиль распределения редкоземельных элементов в воде, в основном, соответствует профилю распределения этих элементов в водовмещающей породе.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВОРАН №12-3--В-08-152.

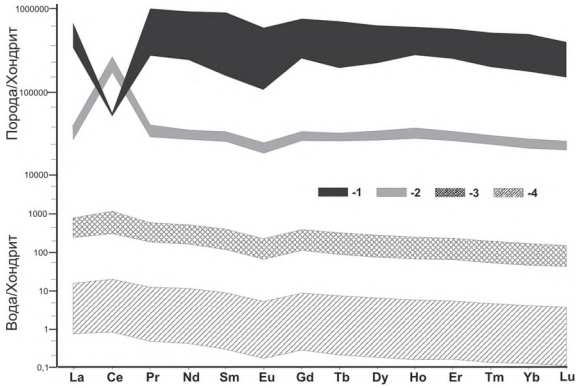


Рис. 1. *Распределение РЗЭ в воде и водовмещающей породе Абрамовского месторождения. 1-2 – водовмещающие породы, 3 – рудничные воды, 4 – поверхностные воды из близлежащих водоемов.*

Литература:

1. Отчет партии прогнозов за 2006-2008 гг. Поисковые работы на редкоземельные металлы на Павловской площади (Ханкайский массив). Владивосток, 2008. В 3-х томах.. 266 с.

2. Середин В.В., Кременецкий А.А., Трач Г.Н., и др. Новые данные об иттриевоземельных гидротермальных рудах с ураганными концентрациями РЗЭ. ДАН, 2009. Т. 425. № 3. С. 378-383.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В БУХТЕ ВОЕВОДА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ, АМУРСКИЙ ЗАЛИВ) В ЗИМНИЙ СЕЗОН

Ю.А. Барабанщиков, П.Ю. Сёмкин, Т.А. Михайлик, П.Я. Тищенко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Владивосток, e-mail:biw90@mail.ru

В связи с возросшими темпами освоения прибрежной зоны дестабилизация экосистем морского шельфа в настоящее время носит глобальный характер. Последствия антропогенного воздействия на прибрежные акватории проявляются не только во внешних изменениях побережья, но и в существенных изменениях прибрежных экосистем.

Проблемы мощного антропогенного воздействия на экосистемы морского шельфа коснулись залива Петра Великого. Развитие хозяйственной деятельности в течение последних трех десятилетий на побережье и акватории залива вызвало ухудшение экологической ситуации в отдельных его районах (Огородникова и др., 1997). Для обеспечения устойчивого развития экосистем морского шельфа уже сейчас возникает острая необходимость детального научного исследования сложившейся ситуации, ее анализа и выработки стратегии рационального природопользования в прибрежной зоне. В бухте Воевода ранее не проводилось комплексных гидролого-гидрохимических

исследований. Во многом это связано с тем, что до недавнего времени о. Русский был закрыт для гражданского населения. Известно так же что на месте санатория Белый Лебедь ранее размещался дисциплинарный батальон.

Бухта Воевода располагается в восточной части мористого района Амурского залива, глубоко вдаваясь в западное побережье острова Русский. В северный берег бухты Воевода вдаются бухты Круглая и Мелководная.

Целью данной работы было изучение гидролого – гидрохимических условий бухты Воевода в зимний сезон на основании натурных данных полученных в ходе зимних экспедиционных работ в январе 2012 г. Съемка в зимний сезон выполнялась четыре дня, в период 6 по 9 января. Образцы воды отбирались с двух горизонтов – с приповерхностного и с придонного. Для отбора проб использовали пятилитровый батометр Niskin. Определялись следующие параметры: кислород, соленость, pH, щелочность, главные биогенные элементы (фосфаты, силикаты, нитраты, нитриты, аммоний), хлорофилл «а». На каждой станции производилось зондирование профилографом RBR XRX–620 с датчиками температуры, электропроводности, давления, флуоресценции хлорофилла, освещённости и мутности.

Существует ряд факторов оказывающих влияние на гидрохимическое состояние вод бухты Воевода в зимний сезон. Безусловно, наиболее значимым фактором является наличие сплошного ледяного покрова на всей акватории бухты. Именно состояние ледяного покрова будет определяющим фактором для прохождения фотосинтетически активной радиации к водной среде, что в свою очередь будет во многом определять биогеохимические процессы подо льдом. Вертикальное перемешивание вод в результате зимней конвекции является также значимым фактором в формировании гидрохимических условий. Интенсивность обмена вод бухты с Амурским заливом, а также локальная система циркуляции определяет степень застоя вод.

Одним из наиболее важных результатов всей проведенной работы является обнаружение повышенных концентраций кислорода в придонном слое по отношению к концентрациям поверхностного слоя практически на всей исследуемой акватории. На основной части акватории исследуемого полигона в поверхностном слое значения концентрации растворенного O_2 находились в пределах 8,8-8,9 мл/л. В придонном слое максимальные концентрации O_2 достигали 10,66 мл/л (район северо-западного побережья бухты Мелководная). Также повышенные значения концентрации O_2 были зафиксированы в придонных горизонтах бухты Круглая (10,3 мл/л). Важным является при этом тот факт, что в областях придонных вод с максимальными значениями кислорода, наблюдались минимальные величины парциального давления углекислого газа (на уровне 190 мкатм), и максимальные значения pH (8,32). Данная тенденция изменения гидрохимических параметров явно указывает на доминирование процессов продукции органического вещества в придонном слое над процессами деструкции. В поверхностном слое

на большей части исследуемой акватории тенденция изменения данных параметров была обратной.

В результате анализа полученных результатов были сделаны следующие выводы:

1) Биохимическая направленность процессов в водах акватории бухты Воевода в зимний сезон, прежде всего, зависит от состояния ледяного покрова. Состоянием ледяного покрова определяется количество фотосинтетически активной радиации прошедшей к водной толщи.

2) В свою очередь гидрохимические условия бухты Воевода определяются балансом образования и разложения вещества синтезируемого двумя источниками: Первый и наиболее значимый источник – это заросли Зостеры морской; Второй – диатомовые водоросли.

3) На основании имеющихся гидролого-гидрохимических результатов в бухте Воевода можно выделить следующие характерные районы: Район западной части бухты Воевода – наиболее подверженный обмену вод с акваторией Амурского залива (глубины до 10 метров), Зостера морская оказывает наименьший вклад в процессы первичного продуцирования органического вещества и в распределение гидрохимических характеристик. Промежуточный район – акватория бухты с глубинами от 10 метров и менее, за исключением бухты Круглая и кутовой части бухты Мелководная. Район бухты Круглая, где произрастает большое количество Зостеры морской, в результате чего формируется специфическая структура вод по гидрохимическим параметрам. И район кутовой части бухты Воевода, отделенный в поверхностном слое горизонтальным соленосным фронтом, расположенным перпендикулярно оси бухты Мелководная, где заросли Зостеры оказывают наибольший эффект на гидрохимические условия вод подо льдом.

Литература:

1. Лазарюк А.Ю., Буров Б.А., Лобанов В.Б., Пономарев В.А. Эволюция структуры вод Амурского залива подо льдом. // Труды ДВНИГМИ, 2012.

2. Огородникова А.А. Эколого-экономическая оценка воздействия береговых источников загрязнения на природную среду и биоресурсы залива Петра Великого. Владивосток: ТИНРО–центр, 2001. 194 с.

ГИДРОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУСЕЛ НА РЕКАХ БАССЕЙНА АМУРА (РОССИЙСКАЯ ЧАСТЬ)

Е.В. Борщенко

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: ev_borshchenko@mail.ru

В настоящее время гидролого-морфологический анализ находит широкое применение для решения вопросов исследования условий формирования русла того или иного морфодинамического типа. С решения этих

задач в большинстве случаев начинается изучение русловых процессов на реках. При этом во внимание принимаются и оцениваются на качественном уровне водность реки, ее гидрологический режим, сток наносов, геолого-геоморфологическое строение речной долины; применение же таких показателей как руслоформирующий расход воды и устойчивость русла позволяют показать их количественные соотношения с изменениями форм русла и форм руслового рельефа [4].

В первую очередь применяются так называемые QI–диаграммы, по координатным осям которых нанесены значения расхода воды и уклона дна долины. Ранее считалось, что точки в поле диаграммы данного вида дифференцируются по типам русла согласно одним и тем же закономерностям. Но последующие исследования доказали исключительно региональный характер графиков [1, 2, 3, 5].

В данной работе проводился анализ условий формирования типов русел рек Амурского бассейна (российской части). На рисунке представлена QI – диаграмма для изучаемого региона, на которой типы русла объединены в три основные группы – относительно прямолинейные неразветвленные, меандрирующие и разветвленные.

Физический смысл QI–диаграмм заключается в анализе величин мощности потока (произведения расхода воды и уклона дна долины), необходимому для формирования русел того или иного морфодинамического типа [4]. Отмечаются некоторые закономерности, характерные для руслоформи-

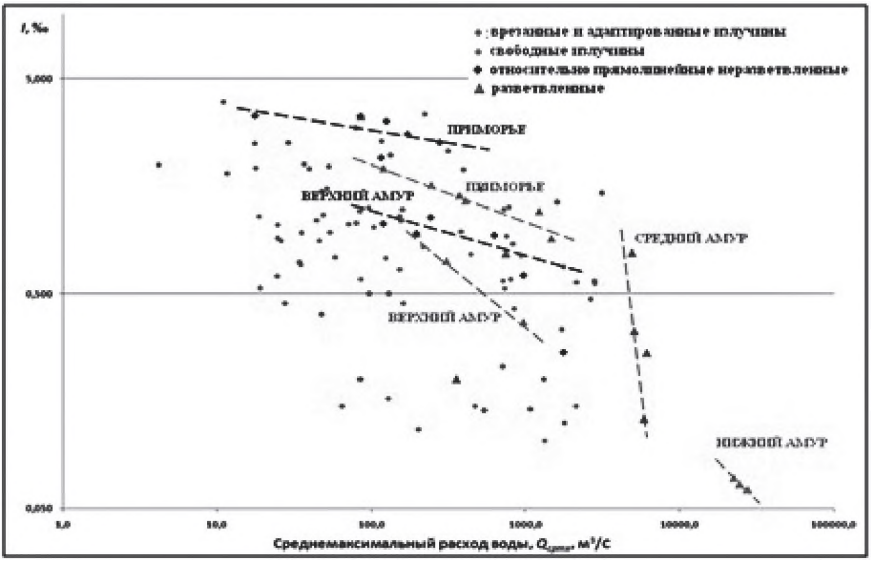


Рис. *QI – диаграмма для русел рек бассейна Амура (российская часть).*

рования рек других регионов: например, такие как расположение точек, соответствующих разветвленным руслам – правая часть диаграммы и верхняя ее часть. Что касается анализа основных трендов взаимного расположения точек, соответствующих различным морфодинамическим типам русла, то это возможно лишь при дифференциации точек по региональному признаку: реки бассейнов Верхнего, Среднего и Нижнего Амура и Приморья. Точки, соответствующие меандрирующим руслам занимают почти все поле графика, лишь можно отделить свободные излучины о адаптированных и врезанных. Дальнейшая их дифференциации проводилась на региональных QI–диаграммах для каждого выделенного участка бассейна.

Также в рамках гидролого-морфологического анализа были построены графики зависимости различных морфологических параметров русел от выбранного показателя величины стока воды (в данном случае – среднемаксимального расхода воды) отдельно для меандрирующих и разветвленных участков.

Для меандрирующих русел в качестве морфологических показателей были взяты величины шага излучин и радиуса кривизны. Для свободных меандров отмечаются линейные зависимости выбранных параметров. Определено, что зависимости такого типа также имеют ярко выраженный региональный характер – точки, соответствующие различным видам излучин хорошо дифференцируются по выбранным ранее частям бассейна.

На реках бассейна Амура (российская часть) представлено большое разнообразие различных типов разветвлений. В качестве морфологических параметров были выбраны значения ширин русла, островов, соотношений между ними и количества островов на 1 км. Как показал анализ, для различных частей бассейна Амура условия формирования разветвлений различаются, соответственно различиям во взаимном расположении точек в поле диаграмм, в виду сложного сочетания климатических и геолого-геоморфологических факторов рассматриваемой территории. Неизменной остается закономерность увеличения количества островов и усложнения самого разветвления по мере роста величины среднемаксимального расхода воды.

Таким образом, особенности физико-географических условий в бассейне Амура определяют большое разнообразие представленных морфодинамических типов русел и сложные многофакторные условия их формирования. Проведенный гидролого-морфологический анализ позволил определить регионы бассейна со схожими чертами руслового режима и охарактеризовать общие тенденции и закономерности внутри них.

Литература:

1. Антроповский В.И. Связь типов руслового процесса с определяющими факторами // Труды ГГИ, 1970. Вып. 190. С. 70-80.

2. Ромашин В.В. Типы руслового процесса в связи с определяющими факторами // Труды ГГИ, 1968. Вып. 155. С. 56-63.

3. Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: ГЕОС, 1998. 288 с.

4. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география и практика // Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. Т. 1. 608 с.

5. Leopold L.B., Wolman M.G. River-channel patterns: braided, meandering and straight // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1957. N 282-B. P. 1-85.

КОНЦЕНТРАЦИИ УРАНА И ВЕЛИЧИНЫ ЕГО ИЗОТОПНОГО ОТНОШЕНИЯ ($^{234}U/^{238}U$) В ВОДЕ ОЗЕР С РАЗНЫМ ТИПОМ ПИТАНИЯ И СПОСОБОМ ФОРМИРОВАНИЯ КОТЛОВИН. БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН

Ю.С. Восель

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: vosel@yandex.ru

Основным фактором, определяющими геохимические особенности озерных вод считаются состав питающих и подземных вод, литологический состав водосборного бассейна, климатические и ландшафтные условия региона, размеры и биологическая активность водоема [1].

Цель данной работы – проследить изменение концентраций урана и величин изотопного отношения в водах малых озер с разным типом формирования котловин, находящихся в Байкальском регионе.

Для этой работы были выбраны малые озера, находящиеся в Байкальском регионе с разной минерализацией воды и разными способами питания водоемов. Всего было изучено семь озер, четыре из которых расположены в Приольхонье. Это засушливый регион с аридным климатом (средний уровень осадков 200 мм/г) [3]. Данные озера (Намши-Нур, Цаган-Тырм, Холбо-Нур, Озеро (229)) имеют тектоническое происхождение котловин и приурочены структуре растяжения пулл-апарт разрыв, дренирующие глубокие горизонты циркуляции подземных вод [2]. Два озера (Сказка, Очковое) ультрапресные, расположены в юго-восточной части побережья Байкала на западном склоне Хамар-Дабанского хребта. Климат этой местности гумидный, с очень высоким уровнем осадков до 1000 мм/г. Озера не проточные, питающиеся главным образом благодаря атмосферным осадкам. Последнее озеро – Аляты находится в пределах Иркутско-Черемховской впадины. Оно является пресным, слабопроточным, питается как грунтовыми, так и поверхностными водами и имеет речное происхождение.

Отбор водных проб осуществлялся по стандартным методикам в летние месяцы. Непосредственно на месте измерялись неустойчивые физико-химические параметры воды (pH, Eh). В пробах воды определяли основные анионы методом титрования и фотометрии, катионы методом атомной абсорбции (спектрофотометр SOLAAR серии M6). Для определения вало-

вых концентраций урана, и его изотопов использовалась полупроводниковая α-спектрометрия (α-спектрометр 7184 фирмы Eurisys Mesures).

Как видно из таблицы соленые озера Ольхонского региона имеют повышенные абсолютные содержания урана. Предыдущие исследователи показали, что разный минеральный состав вод озер находящихся на небольшой территории объясняется разным типом питающих подземных вод [1]. Надо отметить, что положительной корреляции содержания урана и общей минерализации воды не наблюдается. Помимо общего содержания урана обращает на себя внимание разница в отношении активностей изотопов урана. Эти два факта так же говорят о разных источниках поступления природных вод. Кроме того в данном районе имеют место вторичные процессы концентрирования вод по средствам испарения в летние месяцы и криогенеза в зимние месяцы [4].

Таблица.

Общая минерализация, содержание урана и отношение активностей его изотопов изучаемых озер.

	HCO_3^- мг/л	SO_4^{2-} мг/л	Cl^- мг/л	Mg^{2+} мг/л	Ca^{2+} мг/л	Na^+ мг/л	K^+ мг/л	Сумм мг/л	U $*10^6$(г/л)	$^{234}U/^{238}U$
Намши-Нур	408	670	284	183	15	375	76	2000	35	1,8
Цаган-тырм	616	5154	7100	815	43	4650	751	19000	25	2,4
Холбо-Нур*	453	2350	318	409	78	624	50	4280	13,8	2,2
Озеро(229)	1504	4163	674	338	18	2747	369	9800	89,8	2,2
Сказка	4,9	1,2	0,2	0,1	0,4	0,3	0,1	7,0	<0,2	–
Очковое	3,4	0,9	0,2	0,2	0,6	0,2	0,1	5,6	<0,2	–
Аляты	170	24	17	17	31	10	8	280	1,3	1,6

Ультрапресные озера юго-восточного побережья озера Байкал, питающиеся главным образом за счет высокого уровня атмосферных осадков имеют очень низкие содержания урана (ниже уровня обнаружения прибора) в своих водах. Это легко объяснимо, поскольку атмосферные осадки отличаются низкой концентрацией урана. Слабопроточное озеро Аляты, которое питается за счет атмосферных осадков только частично, а главным образом за счет впадающей в него реки и грунтовых вод имеет уже заметные содержания урана в воде. Уран в данном случае попадает в озеро за счет растворения речными водами подстилающих горных пород, а так же грунтовыми водами вмещающих горных пород. О поверхностном происхождении вод свидетельствует так же не высокое отношение активностей изотопов урана в этом озере (табл.).

На основании всего вышесказанного можно сделать следующие выводы:

Валовые концентрации урана в озерных водах зависят главным образом

от происхождения питающих озеро вод. В случае глубинного происхождения наблюдается повышенное значения, как абсолютных концентраций урана, так и отношения активностей его изотопов. В случае с поверхностным происхождением питающих озеро вод оно отличается низкими абсолютными концентрациями урана с не высоким отношением активностей изотопов.

Литература:

1. Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С., Санина Н.Б. Минеральные озера Приольхонья: вопросы генезиса и эволюции // География и природные ресурсы, 2004. № 4. С. 44-49.

2. Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-тырм (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2010. № 3. С. 303-328.

3. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Многолетние данные. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. Сер. 3. Кн. 1. Ч. 1-6. Вып. 23. 550 с.

4. Chabaux F., Granet M., Larquer P., Riotte J., Skliarov E.V., Skliarova O., Alexeieva L., Risacher F. Geochemical and isotopic (Sr, U) variations of lake waters in the Ol'khon Region, Siberia, Russia: Origin and paleoenvironmental implications // Comptes Rendus Geoscience, 2011. 343. P. 462-470.

ГИДРОХИМИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ОСТРОВА КУНАШИР

Р.В. Жарков

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, e-mail: raf@imgg.ru

На острове Кунашир (Курильские острова, Россия) расположено четыре активных вулкана, три из которых находятся на сольфатарно-гидротермальной стадии активности: вулканы Руруй (1485 м), Менделеева (889 м) и Головнина (541 м).

На вулкане Руруй (северная часть острова) термальная и сольфатарная активность сосредоточена на западном склоне на площади около 1,5 км^2, сольфатарные поля и термальные источники образуют Нескученскую группу термальных источников. Температура вод термальных источников Нескученской группы варьирует от 40 °С в долинах ручьев до 90-100 °С на сольфатарных полях и на побережье. По химическому составу исследованные нами воды Нескученских термальных источников можно разделить на три группы, имеюшие разный анионный состав: сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные. В группу сульфатных терм входят кислые термы источников сольфатарного поля, нейтральные и слабошелочные сульфатно-гидрокарбонатные источники расположены ниже по склону и в прибрежной части. На плоской первой морской террасе выходят гидрокарбонатно-сульфатные термы. Катионный состав термаль-

ных источников, не зависимо от значений pH, температуры и высоты выхода, практически одинаков. Изотопный состав водорода и кислорода термальных вод Нескученских источников, по данным А.Л. Чешко [4], соответствует метеорным водам. Это говорит о том, что в питании термальных вод участвуют, преимущественно, воды атмосферного происхождения, которые нагреваются на глубине и затем поднимаются к поверхности.

Вулкан Менделеева (центральная часть острова) является сложным стратовулканом, на вершине которого имеется экструзивный купол дацитового состава. По кольцевым разломам на периферии экструзивного купола образовались воронки взрыва, представляющие в настоящее время потухшие и действующие сольфатарные поля. Выходы сольфатарных газов и гидротерм сосредоточены на четырех активных сольфатарных полях вулкана: Юго-Восточном, Восточном, Северо-Восточном, Северо-Западном. В долинах рек и ручьев, берущих начало с сольфатарных полей и со склонов вулкана расположены группы термальных источников различного химического состава. Термальные источники находятся в верховьях ручьев Четверикова, Лечебного, в долине ручья Кислого, в верховьях реки Лесной, в верхнем и нижнем течении ручья Докторского, в нижнем течении ручьев Валентины, Третьякова и Змеиного, а также на побережье Тихого Океана в районе мыса Горячего. Для гидротермальных систем сложных стратовулканов, таких как вулкан Менделеева, выявляется определенная закономерность изменения химического и газового состава термальных вод с высотой, в зависимости от удаления от экструзии. Эту закономерность выделяли многие исследователи [2, 6], подтверждается она и нашими данными. На сольфатарных полях и в верховьях ручьев, помимо сольфатарных газов с температурой 100-108 °С, выходят кислые, углекислые, сульфатные натриево-кальциево-магниевые гидротермы с повышенным содержанием Al^{3+}, Fe^{2+}, H^{+} и минерализацией до 1 г/л. Ниже, в долинах ручьев, выходят кислые гидротермы хлоридно-сульфатного натриевого состава с минерализацией 2-4 г/л (Нижняя группа источников ручья Кислого и Докторские источники). У подножия вулкана расположены выходы субнейтральных источников преимущественно хлоридного натриевого состава, с минерализацией от 0,6 г/л до 15 г/л (Приустьевая группа источников Кислого ручья, источники Столбовские, Третьяковские и гидротермальные выходы Горячего Пляжа). Изотопный состав водорода, кислорода, аргона, гелия и неона в гидротермах вулкана Менделеева [1, 4, 5, 6] соответствует местным метеорным водам, что указывает на преобладающее их участие в формировании гидротерм.

Современная сольфатарно-гидротермальная активность вулкана Головнина (южная часть острова) проявляется в виде выходов сольфатарных газов и гидротерм внутри кальдеры и на охотоморском подножии вулкана. Внутри кальдеры находятся ряд молодых экструзивных андезито-дацитовых куполов, шесть сольфатарных полей и два озера, формирующихся, в основ-

ном, за счет термальных вод. На побережье, у северного подножия вулкана, гидротермальные выходы образуют Северо-Алехинскую и Южно-Алехинскую группы источников, формирование этих термальных вод связано с Внешним экструзивным куполом [2]. Для вулканов-кальдер, к которым относится вулкан Головнина, характерны несколько иные, чем для стратовулканов, особенности распространения типов гидротерм. В центре кальдеры вулкана Головнина находятся два экструзивных купола, на периферии которых в результате гидротермально-фреатических извержений образовались озера и сольфатарные поля. На сольфатарных полях имеются выходы газов с температурой до 101 °С и выходы кислых, углекислых, сульфатных со сложным катионным составом гидротерм. Примечательно, что на берегу Кипящего озера соседствуют кислые углекислые сульфатные источники и субнейтральные углекислые сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые термальные источники. На периферии вулкана, в районе Внешнего экструзивного купола, выходят, преимущественно, кислые, углекислые, сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые Алехинские источники с температурой до 55 °С. Основная часть Южно-Алехинских источников и выходов пара с температурой до 110 °С расположена среди галечников на нешироких пляжах. За пределами Внешнего купола выходят субнейтральные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые термы с температурой до 53 °С. Изотопный состав водорода, кислорода, аргона, гелия и неона внутрикальдерных и Алехинских термальных источников [1, 4, 5] также соответствует местным метеорным водам.

Таким образом, на острове Кунашир встречаются практически все известные в областях активного вулканизма типы термальных вод. На разных морфогенетических типах вулканов («кустовые» стратовулканы Руруй и Менделеева, кальдерный вулкан Головнина) наблюдаются своеобразные закономерности смены гидрохимических типов термальных вод от центра к периферии вулканов. Не смотря на различия в истории формирования и составе вулканических построек, гидрохимические особенности термальных вод на вулканах Кунашира сходны.

Литература:

1. Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Земли. Л.: Недра, 1989. 243 с.

2. Зотов А.В., Сорокин В.И., Никитина И.Б. Некоторые особенности современной гидротермальной деятельности в кальдере вулк. Головнина (о-в Кунашир) // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 54-69.

3. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.

4. Чешко А.Л. Формирование основных типов термальных вод Курило-Камчатского региона по данным изотопных исследований // Геохимия, 1994. № 7. С. 988-1000.

5. Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 203 с.

6. Чудаев О.В., Чудаева В.А. Основные черты геохимии термальных вод Курильских островов // Труды Международной конференции «Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии». Томск, 2004. С. 194-198.

ОСОБЕННОСТИ МИКРОБИОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ПРИМОРЬЯ

Е.Г. Калитина, Н.А. Харитонова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: microbiol@mail.ru, tchenat@mail.ru

Термальные воды Приморья принадлежат к провинции азотных термальных вод молодых тектонических движений, распространенных в пределах гранитных массивов. Тектонический фактор контролирует, прежде всего, расположение позднемеловых гранитных массивов, циркуляция вод в которых осуществляется по нарушениям сколового и трещинного характера. Термальные воды локализованы в Приморье на двух участках. Исследования геохимического состава термальных источников проводились Приморской гидрогеологической экспедицией с 50-х годов. Первые обширные региональные химические исследования вод были проведены Е.П. Юшакиным (1968) [6] и затем дополнялись другими исследователями [1]. Первая крупная работа, посвященная геохимии термальных вод Сихотэ-Алиня была выполнена О.В. Чудаевым с сотрудниками [5]. Однако, до настоящего времени не изучен микробиологический состав термальных вод Приморского края. По литературным данным известно, что на формирование состава термальных вод существенное влияние оказывает микрофлора [2, 3]. В связи с этим целью работы было исследовать распространение микроорганизмов основных геохимических циклов в термальных водах Приморья и изучить условия их обитания.

Объектом исследования были выбраны термальные воды Чистоводненской группы (нижняя и верхняя), расположенные в районе поселка Чистоводное. Нижняя группа, непосредственно примыкающая к курорту, включает неглубокую скважину, около 4 м в аллювии реки на месте естественного термального источника с дебитом около 0,1 л/сек; и еще несколько самоизливающих скважин с дебитом 0,3-0,4 л/сек глубиной 201 м и с дебитом 0,2-0,3/сек и глубиной около 80 метров. Верхняя группа, расположенная выше по реке, включает самоизливающую скважину глубиной 76 м с дебитом 0,12-0,3 л/сек и группу источников, объединенных одним водосборником с сумарным дебитом до 1л/сек.

Пробы воды для микробиологического анализа отбирали в стерильных условиях в стерильные пластиковые шприцы объемом 20 мл и анализировали сразу же после доставки их в лабораторию. Численность микроорга-

низмов различных эколого-трофических групп определяли с использованием методов предельных разведений, чашечного метода Коха [4]. Основные гидрохимические параметры источников были определены на месте отбора проб, некоторые из них в аналитическом центре ДВГИ.

Результаты гидрохимических исследований показали, что характерной особенностью всех групп Чистоводненских источников являлись значения pH выше 7,7 и относительно низкая минерализация. Среди основных катионов в источнике преобладал Na, составляющий подавляющую часть в сумме содержания Na+K, а в составе анионов – гидрокарбонат ион. Чистоводненские термальные источники являются типичными содовыми водами с резким преобладанием гидрокарбонат иона и натрия. Температура воды в источниках варьировала от 19 до 30 °С. Максимальная температура отмечалась в источниках нижней группы.

В результате проведенных микробиологических исследований были выявлены микроорганизмы, участвующие в геохимических циклах углерода, азота, серы, железа и марганца, а также определена их численность. Показано, что наибольшее количество бактерий всех исследуемых геохимических циклов отмечено в нижней группе Чистоводных источников, что совпадало с более высокой температурой в этих водах (30 °С). Во всех изученных термальных водах наибольшее развитие получили микроорганизмы циклов углерода (гетеротрофы) и азота (аммонификторы, нитрификаторы, денитрификаторы), что согласуется с высоким содержанием азота (до 99%) в газовом составе Чистоводненских источников. Распространение бактерий, участвующих в цикле азота в щелочных термальных водах Приморья определялось химическим составом воды, содержанием органического вещества и минеральных форм азота. В то же время такие факторы, как температура и pH, не оказывали ингибирующего влияния на жизнедеятельность бактерий. В результате работы выделены накопительные и чистые культуры азотфиксаторов, аммонификаторов, нитрификаторов, денитрификаторов, сульфатредукторов, тионововых бактерий, железо и марганец окисляющих бактерий, способных расти в щелочных условиях среды (pH 8,0-9,0) при высоких температурах (28-30 °С). Выделенные культуры представляют интерес для биотехнологии как активные продуценты протеаз, устойчивых к высоким значениям температуры и pH.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН № 12-III--13-08-057.

Литература:

1. Авдеева А.Б. Основные типы минеральных вод юга Дальнего Востока (Приморский, Хабаровский края) и их ресурсы // Вопросы изучения лечебных минеральных вод, грязей и климата.Тр. ЦНИИ курортологии и физиотерапии. М.: 1976. Т. 31. С. 19-30.

2. Данилова Э.В., Бархутова Д.Д., Брянская и др. Влияние экологических

условий на распределение функциональных групп микроорганизмов в минеральных источниках Хойто-Гол (Восточные Саяны) // Сибирский экологический журнал, 2009. № 1. С. 45-53.

3. Кузякина Т.И., Латкин А.С. и др. Термофильные синезеленые водоросли (цианобактерии) Паратунского геотермального месторождения. Способы культивирования и использование в биотехнологии // Современные проблемы науки и образования, 2007. № 6. С. 121-126.

4. Нетрусова А.И., Егорова М.А., Захарчук Л.М. Практикум по микробиологии: учеб. пособие. М.: Академия, 2005. 608 с.

5. Чудаев О.В., Чудаева В.А. Углекислые воды Сихотэ-Алиня. Состав и происхождение // Бальнеоресурсы Дальнего Востока. Владивосток, 2001. С. 44-54.

6. Юшакин Е.П. Отчет об обследовании минеральных источников Приморского края // Рукопись Приморского геологического управления. Владивосток, 1968. 298 с.

ПОТОКИ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ, ПОСТАВЛЯЕМЫХ РЕКАМИ В УССУРИЙСКИЙ ЗАЛИВ

Т.А. Михайлик, П.Ю. Сёмкин, П.П. Тищенко, М.Г. Швецова, Н.Д. Ходоренко, В.И. Степанова, П.Я. Тищенко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: Tatyana_libra@mail.ru

Хозяйственная деятельность человека на суше, главным образом, определяет экологическое состояние рек. От состояния рек зависят интенсивность и направленность биогеохимических процессов в прибрежных и эстуарных акваториях. Развитие сельского хозяйства, лесные пожары и уменьшение растительного покрова суши приводят к эвтрофированию речных вод и приемных бассейнов (эстуариев). Эвтрофирование прибрежных акваторий приводит к росту первичной продукции и, соответственно, рыбных запасов. Однако те же процессы (эвтрофирование и рост первичной продукции), но более интенсивные, могут приводить к таким негативным явлениям, как гипоксии прибрежных акваторий.

В 2011 году сотрудниками лаборатории гидрохимии ТОИ ДВО РАН были проведены экспедиционные исследования на р. Артемовка, р. Кневичанка и р. Шкотовка. Схема станций представлена на рис. Исследована сезонная изменчивость биогенных веществ (нитратов, нитритов, аммония, фосфатов, силикатов) и Сорг. Рассчитаны годовые и ежедневные потоки биогенных веществ и Сорг, поставляемых реками в Уссурийский залив (таблица 1, 2). Метод расчета подробно описан в работе [1].

По результатам проведенных исследований были сделаны следующие выводы:

1. Наибольший вклад в потоки биогенных веществ (P, N) оказывают воды

р. Кневичанка.

2. Сделано предположение, о том, что обнаруженная лабораторией гидрохимии гипоксия придонных вод Уссурийского залива летом 2008 г. [2] обусловлена, главным образом, паводками на р. Кневичанка, создающими благоприятные условия для цветения вод Уссурийского залива в летний сезон. Биомасса умершего фитопланктона, подвергаясь микробиологическому разложению, создает гипоксию придонных вод залива.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (№ 11-05-00241-а и № 11-05-98543-р_восток-а).

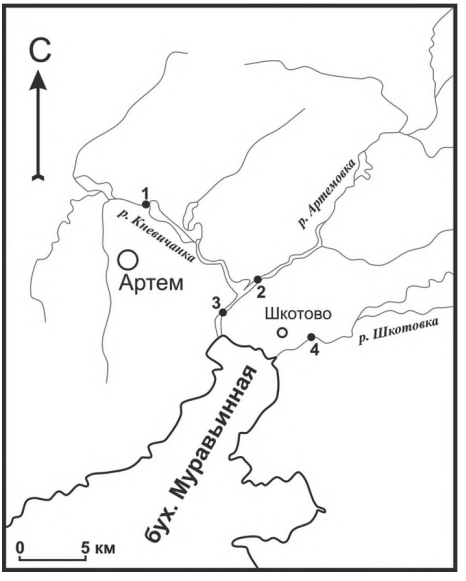


Рис. *Схема расположения гидрохимических станций.*

Таблица 1.

Суммарные суточные потоки (т/сут) неорганических форм биогенных веществ (P, Si, N) и растворенного органического вещества (Сорг) в Уссурийский зал., поставляемые реками Кневичанка, Артемовка и Шкотовка в 2011г. (данные о расходе воды предоставлены ПУГМС).

Месяц	День	P	Si	N	Сорг
Март	1	0,10	0,99	0,11	1,33
Май	4	0,14	11,54	3,24	11,21
Июль	18	0,03	8,94	1,66	9,71
Сентябрь	21	0,04	15,46	0,55	10,08

Таблица 2.

Годовые потоки (т/год) биогенных веществ и органического углерода, поступающие в Уссурийский зал. со стоками р. Кневичанка, р. Артемовка и р. Шкотовка (для P и N в числителе – неорганические, в знаменателе – органические формы веществ соответственно).

P	Si	N	Сорг
$\frac{18}{56}$	2385	$\frac{402}{403}$	2291

Литература:

1. Михайлик Т.А., Тищенко П.Я., Колтунов А.М., Тищенко П.П. Влияние реки Раздольной на экологическое состояние вод Амурского залива (Японское море) // Водные ресурсы, 2011. Т. 38. № 4. С. 474-484.

2. Сёмкин П.Ю., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Тищенко П.П., Колтунов А.М., Сагалаев С.Г., Чичкин Р.В., Швецова М.Г., Павлова Г.Ю. Особенности распределения гидрохимических параметров Уссурийского залива (Японское море) в летний период // Изв. ТИНРО, 2012. Т. 168. С. 146-162.

ГИДРОГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ АУТИГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА)

Д.А. Новиков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: NovikovDA@ipgg.nsc.ru

Применительно к осадочным бассейнам наиболее острой является проблема выявления природы и механизмов диагенетического и катагенетического преобразования погружающихся осадков. Долгое время эта проблема решалась чисто литологическими методами, но физико-химический механизм таких преобразований так и остался не раскрытым, поскольку эти исследования проводились в отрыве от состава подземных вод.

Эволюция состава подземных вод начинается с момента их попадания в осадочно-породный бассейн и протекает в тесной связи с вмещающими горными породами и рассеянным органическим веществом. Каждая осадочная порода представляет собой совокупность парагенетической ассоциации минеральных и (или) органических компонентов и жидкостно-флюидной фазы. Система «вода – алюмосиликатные минералы» относится к наиболее сложным гетерогенным системам с межфазовыми взаимодействиями [1]. При взаимодействии алюмосиликатов с водой происходит образование вторичных продуктов, растворимость которых ниже исходных. Это крайне важное обстоятельство определяет постоянную ненасыщенность воды относительно исходных минералов, которые поэтому могут растворяться в течение всего времени их взаимодействия с подземными водами [2].

Равновесно-неравновесное состояние системы вода-порода отражает ее внутренне противоречивый характер, определяющий ее способность к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых вторичных минералов и геохимических типов воды, которые в совокупности следует именовать гидрогенно-минеральными комплексами [3-5].

В рамках настоящей работы изучено равновесие подземных вод нефтегазоносных отложений с минералами вмещающих пород в арктических

районах Западно-Сибирского мегабассейна и выявлены гидрогеохимические и термодинамические условия процессов аутигенного минералообразования. Установлено, что, несмотря на невысокую соленость исследуемых вод (до 67 г/дм^3) и очень длительное взаимодействие их с горными породами (десятки, а возможно и сотни миллионов лет), равновесия с первичными (эндогенными) минералами альбитом, анортитом, микроклином практически не наблюдается. В то же время подземные воды равновесны с такими минералами как парагонит, маргарит, иллит, мусковит, Ca-, Na- и Mg-монтмориллониты, реже с каолинитом и Mg-хлоритом. Для нанесения данных по составу подземных вод нами использовались диаграммы из работ Х. Хельгесона, М. Бин Баккара, Б. Фрица и других [7-10].

В пределах изученных структур установлены воды разного генезиса преимущественно хлоридного натриевого и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава и характеризуются минерализацией от 5 до 67 г/дм^3. Детальный анализ имеющихся литологических исследований установил постдиагенетические изменения минералов и пород (пелитизация ПШ, карбонатизация обломков пород и др.).

Наиболее сильно эпигенетическими процессами затронуты юрские отложения, что проявляется в широком распространении в них структур приспособления и внедрения.Количество базального и порового цемента заметно снижается с глубиной (единичные случаи присутствия в юрских отложениях), а увеличивается количество порово-плёночного, плёночно-порового и плёночного типов. Состав цемента широко представлен глинистыми и карбонатными разновидностями.

Результаты рентгено-структурного анализа осадочных пород свидетельствуют о качественных и количественных минералогических изменениях в глинах/аргиллитах и в составе глинистого цемента песчаников/алевролитов. В песчаниках/алевролитах и глинах/аргиллитах с глубиной увеличивается доля гидрослюд и смешанно-слойных образований, содержания хлорита в целом также увеличиваются, но наибольшее количество хлорита в составе цемента характерно для пород неокомского комплекса. Распределение и количественные расчёты по составу глинистой составляющей как в песчаниках/алевролитах, так и в глинах/аргиллитах свидетельствуют о процессах стадиального изменения пород.

Интенсивность преобразования минералов увеличивается с глубиной и в тех и в других породах, но в глинах/аргиллитах на любой стадии количественные масштабы преобразования минералов выше. Однако, преобразование глинистых минералов в зернистых породах идёт иным путём, нежели в глинах – путём синтеза, т.е. осаждением из раствора.

Анализ термодинамических диаграмм с нанесением точек активностей компонентов состава подземных вод показал, что данные точки локализуются в основном в полях устойчивости слюдистых (мусковит, парагонит,

маргарит) и глинистых (каолинит, иллит, монтмориллонит) минералов. Ограниченное число точек попадает в поля устойчивости полевых шпатов, за исключением анортита. На диаграммах стабильности магниевых минералов наблюдается плотное, практически линейное расположение точек в поле Mg-хлорита, Mg-монтмориллонита и в меньшей степени каолинита. Все воды насыщены относительно карбонатных минералов (кальцита и доломита). Воды современных морей и океанов равновесны со слюдистыми минералами различного состава, изученные седиментогенные воды частично унаследуют это, а частично находятся в равновесии с глинистыми минералами: в системах Si–Al–Na, Si–Al–Ca – с каолинитом и монтмориллонитами соответствующего состава, а в системе Si–Al–K – с иллитом. Причем в системах Si–Al–Na и Si–Al–K отчетливо наблюдается смещение точек состава вод более погруженных горизонтов в поле полевых шпатов (альбита и микроклина). Такая направленность процесса подтверждается и литологическими наблюдениями: с глубиной возрастает встречаемость и количество новообразованного альбита и иллита в песчано-алевритовых породах изучаемых отложений. Каолинит же, не являясь устойчивым минералом, в ходе позднего катагенеза и особенно метагенеза в конечном итоге преобразуется в другие глинистые и слюдистые минералы и практически не встречается в породах метаморфических фаций.

В результате физико-химических расчётов выявлены различия в составе подземных вод зоны катагенеза, равновесных с различными вторичными (каолинит, иллит, Mg-, Ca- и Na-монтмориллонит, Mg-хлорит, маргарит, парагонит, мусковит) и значительно реже с первичными алюмосиликатными минералами (альбит и мусковит). При этом не установлено подземных вод насыщенных по отношению к анортиту, что является закономерным для нефтегазоносной системы Западно-Сибирского мегабассейна.

Установлено, что основными контролирующими факторами при эволюционном развитии системы является pH среды и концентрация в растворе кремнезёма. На пути установления равновесия подземных вод с первичными алюмосиликатными минералами всегда выступает карбонатный барьер. Анализ изменения значений pH и содержаний H_4SiO_4 в подземных водах, равновесных с последовательно расположенными минералами от глинистых к эндогенным алюмосиликатам, свидетельствуют о закономерном возрастании величин этих показателей и в общем виде подчиняется схеме эволюции системы вода-порода в зоне гипергенеза[6]. Выявлено, что формирование широко распространённого каолинитового цемента протекает в около нейтральной среде (в среднем pH = 7,2) при концентрации кремнезема в растворе 15-20 мг/дм^3, а образование аутигенного иллита (гидрослюдизация) начинает проявляться при концентрациях кремнезема в растворе 25-40 мг/дм^3 и pH среды около 7,3-7,4. Различные содержания катионов (K^+, Na^+ и Mg^{2+}) в составе подземных вод, равновесных с алюмосиликатными минералами

являются следствием количественных и качественных вариаций их вхождения в кристаллическую структуру глинистых и слюдистых минералов, а также ионно-обменными свойствами глин.

Таким образом, различия в составах подземных вод, равновесных с определёнными алюмосиликатами и карбонатами свидетельствуют о том, что минеральные новообразования формируются из раствора строго определённого химического состава в соответствующей геохимической среде. Решающее влияние на результат гидролиза силикатов оказывает содержание в пластовых водах соединений кремния. Более низкие концентрации H_4SiO_4 приводят к образованию иллита, более высокие к образованию хлоритов и проявления процессов вторичной альбитизации.

Неравновесность системы вода – первичные алюмосиликаты приводит к непрерывному геологически длительному процессу их растворения с образованием все новых и новых разнообразных вторичных минералов. При этом в воде концентрируются те химические элементы, которые не связываются минеральными фазами (хлор, натрий, иногда кальций, фтор и др.). Все это определяет целенаправленное изменение состава подземных вод. Численные физико-химические расчеты равновесий в системе вода – горная порода по обширному массиву данных по основным гидрогеологическим комплексам арктических районов Западно-Сибирского мегабассейна позволили выявить общие тенденции по насыщению подземных вод нефтегазоносных отложений относительно алюмосиликатных минералов с глубиной.

Таким образом, термодинамический анализ вместе с детальными исследованиями геохимии подземных вод и литологии вмещающих их отложений показал, что взаимоотношения в системе алюмосиликаты – подземные воды являются довольно сложными и носят равновесно-неравновесный характер. Установлены равновесные составы вод, которые, при строго определенной pH среды и концентрации кремнезема служат источником для образования равновесных минеральных фаз.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05--00442).

Литература:

1. Шварцев С.Л. О соотношении составов подземных вод и горных пород // Геология и геофизика, 1992. № 8. С. 16-50.

2. Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика, 1991. № 12. С.16-50.

3. Шварцев С.Л. К проблеме самоорганизации геологической системы вода–порода // Геология и геофизика, 1995. № 4. С. 22-29.

4. Шварцев С.Л. Прогрессивная самоорганизация в системе вода–порода // Известия секции наук о Земле РАЕН, 2005. № 13. С. 139-152.

5. Шварцев С.Л. Взаимодействие в системе вода-порода как новая база для развития гидрогеологии // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 6. С. 5-16.

6. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. 2-е изд., исправл. и доп. М.: Недра, 1998. 366 с.

7. Aagaard P., Helgeson H.C. Thermodinamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutrons I. Theoretical considerathion // Am. J. Sci., 1982. V. 282. P. 237-285.

8. Ben Baccar M., Fritz B. Digenetic albitization of K-feldspar and plagioclase in sandstone reservoirs: thermodynamic and kinetic modeling. // Journal of sedimentary Petrology, 1993. V. 63. N 6. November. P. 1100-1109.

9. Garrels R.M. Montmorillonite / illite stability diagrams // Clays Clay Min., 1984. V. 32. N 3. P. 161-166.

10. Helgeson H.C. Thermodinamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. // Amer. J. Sci., 1969. V. 267. N 7. P. 729-804.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГАЗОНОСНОСТИ БИКИНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.К. Окулов

Учреждение Российской академии наук
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail:aokulov07@mail.ru

Бикинское буроугольное месторождение расположено в северо-западной части Приморского края. На месторождении находится два действущих разреза – Лучегорский-1 и Лучегорский-2 включающих в себя рабочие участки – № 1, 2, 10 и 7, 8 соответственно.

Цель исследований – изучение газового состава подземных вод в районе месторождения.

Методика исследований состоит в отборе проб водорастворенного газа в местах выхода подземных вод на поверхность и изливающихся наблюдательных гидрогеологических скважин. Отбор проб «свободного» газа выполнялся в основном из водозборников и скважин. Анализ газа выполнялся в лаборатории газогеохимии на газовом хроматографе Кристаллюкс-4000М.

В гидрогеологической схеме на месторождении выделены надугольный, угольный и подугольный водоносные горизонты.

Надугольный водоносный комплекс включает горизонты, залегающие в верхней части вскрышной толщи выше кровли угленосных отложений и содержит, преимущественно, пластово-поровые воды. Мощность песчано-галечниковых отложений надугольного водоносного комплекса изменяется от 1-6 до 40 м. В кровле водоносного комплекса залегают полигенетические четвертичные бурые суглинки и глины, образующие верхний региональный водоупор. Мощность водоупора изменяется от 0,5-2,0 м в пойме до 5-10 м на террасе и до 44 м в конусах выноса вдоль западного борта впадины. Уровни подземных вод залегают обычно на 1-8 м ниже поверхности Земли, но, иногда, до 1 м выше. Воды имеют небольшой напор. Питание

подземных вод происходит за счет атмосферных осадков, а также перетока из смежных водоносных горизонтов, из отложений фундамента в краевых частях депрессии и на выходах угольных пластов; разгрузка осуществляется в реки и ручьи. Горизонт характеризуется низким содержанием метана (около 1%) и газов углеводородной группы. Содержание O_2 изменяется от 1-2 до 15-17%, N_2 – 65-80%, CO_2–1-3%. По химическому составу воды комплекса гидрокарбонатно-кальциевые, с минерализацией около 0,03 г/дм^3, pH – 6,4; с повышенным содержанием железа [1].

Угольный водоносный комплекс объединяет водоносные горизонты продуктивных отложений, приуроченные, преимущественно, к угольным пластам, и содержит как пластово-трещинные, так и пластово-поровые воды. Комплекс распространен на всей площади Бикинского угольного месторождения и является основным. Для комплекса характерно трехчленное строение.

В нижней его части лежит водоносный горизонт нижней угленосной свиты с пластами угля 16-18 групп. Состав газа изучен по скважинам расположенным в северо-западной части месторождения. Горизонт характеризуется высоким содержанием CO_2 до 30 мл/л, не высоким содержанием CH_4 – 5 мл/л. Высокое содержание CO_2, возможно связано с зонами дробления распложенными в северо-западной части месторождения. Высокое содержание CO_2 установлено так же в зоне алчанского разлома в центральной части месторождения, возможно глубинного происхождения.

В средней части – водоупорная глинистая безугольная лучегорская свита. Свита является покрышкой и препятствует поступлению газа из нижних горизонтов.

В верхней – водоносный горизонт верхней угленосной свиты, наиболее мощной и угленасыщенной с пластами угля 1-15 групп. В связи с изолированностью песчаных линз и наличием тектонических нарушений, являющихся слабопроницаемыми экранами, наблюдается большое различие в напорах. Группы угольных пластов представляют собой сложнослоистые водоносные горизонты. Состав газа данного горизонта является наиболее исследованным. Горизонт характеризуется высоким содержанием CH_4 до 46,4 мл/л в водорастворенном и до 91% в свободном состоянии. Содержание CO_2 изменяется от 10 до 30 мл/л в водорастворенном и не более 3% в свободном состоянии. Источником газа являются угольные пласты. Выход газа происходит по песчано-гравийным отложениям не перекрытых глинами. В составе горизонта установлены микрозалежи газа, часть из которых рекомендованы для промышленной добычи [2].

Подугольный водоносный комплекс приурочен к коре выветривания и тектоническим нарушениям фундамента и содержит пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. Состав газа данного горизонта является наименее изученным. Горизонт изучен по нескольким скважинам, расположенным в северо-западной части месторождения. Содержание CH_4 изменяется от 0,001 до 0,01 мл/л, CO_2 – 0,5-1,5 мл/л.

Аномальные явления характеризуются наличием выходов ювенильных вод в виде минеральных источников, приуроченных к зонам разломов. Так, вода минерального источника «Ласточка», расположенного на юго-западной окраине Бикинской впадины, образует купол растекания размером 200 на 800 м, перекрытый четвертичными глинами. По химическому составу минеральные воды относятся к Na-HCO_3 типу, pH 6,74. Воды характеризуются высоким содержанием растворенного железа и обогащены Li, Sr, Ba и Rb. Содержание CO_2 – 99,8%, N_2 – 0,15%, O_2 – 0,5%. Происхождение углекислого газа по данным изотопного анализа $\delta^{13}C‰$(PDB) -6,22 отнесено к мантийному [3].

Таким образом, можно сделать вывод: 1. Основное количество «свободного» и водорастворенного метана сосредоточено в верхней части угольного водоносного комплекса. 2. Лучегорская безугольная свита является региональным водоупором и покрышкой для дегазации нижней части угольного комплекса и пород фундамента. 3. Высокие содержания CO_2 приурочены к зонам тектонических нарушений, возможно имеют глубинное происхождение.

Литература:

1. Кадырова Т.М. Отчет по научно-техническому сопровождению проекта осушения разреза «Лучегорский-1», «Лучегорский-2» филиала «Лучегорский угольный разрез» ОАО «ДГК». ОАО «ДальвостНИИпроектуголь», 2011.

2. Гресов А.И., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока России и перспективы ее промышленного освоения. Т. I. Углеметановые бассейны Приморья, Сахалина и Хабаровского края. Владивосток: Дальнаука, 2009. 247 с.

3. Челноков Г.А., Чепкая Н.А., Карабцов А.А., Киселев В.И., Зыкин Н.А., Горячев В.А. Геохимия углекислых минеральных вод и вмещающих пород месторождения Ласточка. Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3. С. 88-97.

ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ В ОХОТСКОМ МОРЕ

Н.Л. Пестрикова

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: natap81@mail.ru

В настоящее время в Охотском море известны два района, где в донных отложениях присутствуют газогидраты: восточный сахалинский склон и Припарамуширский район Курильских островов [1-7]. Скопления газогидратов обнаружены в донных осадках в районе очагов газовой разгрузки, контролируются такими флюидопроводниками, как зоны разломов, диапиры и, возможно, грязевые вулканы. В этих структурах развит мощный осадочный чехол, характеризующийся достаточно высоким потенциалом

генерации углеводородов.

К 2009 г. в районе северо-восточного сахалинского склона выявлены около 400 выходов природного газа (преимущественно метанового состава) из донных отложений в воду и 11 структур, где отобраны газовые гидраты. Газогидраты зафиксированы в приповерхностных слоях донных осадков в результате грунтового пробоотбора в разнообразных формах, но главным образом, в виде линз, слоев, прослоев, их фрагментов, в том числе секущих осадок слоев по направлению движения потока газа.

Изучение газовой составляющей осадков Охотского моря показало, что в осадках, не содержащих газовые гидраты, концентрации метана обычно возрастают с 200 см до 400-500 см и достигают 0,1-1,0 мл/л. В интервале 0-200 см они, как правило, не превышают 0,005-0,01 мл/л. Начиная с глубин 600-1000 см, концентрации метана увеличиваются в 10 раз по сравнению с вышележащим интервалом. В гидратсодержащих отложениях эта закономерность нарушается, так как гидратоносные горизонты содержат достаточно большой объем метана и могут встречаться на различной поддонной глубине. В газогидратсодержащем керне независимо от интервала концентрация метана увеличивается до 500 мл/л и более, достигая порой 3000 мл/л.

В водной толще северо-западного сектора Охотского моря концентрации метана резко возрастают, когда его источниками в осадочных отложениях являются газогидраты, пространственно расположенные вдоль активных разломных зон. Пузыри газа, поступающие из донных отложений в районе очагов газовой разгрузки, устремляются вверх и создают аномалии с максимальными значениями концентрации метана 20000-200000 нл/л у дна и 500-1000 нл/л по мере приближения к поверхности моря. В то время как в районе нефтегазоносных структур концентрации метана в придонной воде составляют 2500 нл/л при фоновых значениях в районе на 1-4 порядка ниже указанных величин.

В 2009 г. [7] был изучен новый район подводной газовой разгрузки в Охотском море, расположенный южнее ранее открытых площадей газогидратопроявления и выходов природного газа из донных отложений в воду в пределах северо-западного сектора акватории. Обнаружено около 200 газовых выходов. Выявлены аномалии метана в придонном слое воды порядка 1000-2000 нл/л. Исследованы осадочные донные отложения. Выявлены участки в пределах нового южного района перспективные на газогидратоносность (повышенные значения метана в осадке, наличие творожистой структуры при визуальном обследовании поднятого материала и пр.). Однако, в отличие от уже известной площади признаки присутствия газогидратов здесь тяготеют к более глубоким горизонтам отложений, проявления метана по величине меньше, чем в северной части. Возможно, это связано с более глубинным нахождением самих газогидратов в новом районе.

В 2010 г. [6] в пределах нового обширного района распространения газо-

вых выходов, открытого в 2009 г. и расположенного южнее известной северной площади, обнаружены газогидратсодержащие отложения (на трёх станциях). Также зафиксировано около 200 выходов пузырей метана из донных отложений в воду. В донных осадках, отобранных в районе газовых выходов, обнаружена аномальная концентрация метана (200 мл/л), которая в 1000-10000 раз превышает фон. В придонном слое воды в районе газовых потоков отмечена концентрация метана 2000-4000 нл/л, что превышает фон в 100 раз и более. Выявленные в донных осадках слои газогидратов обнаружены на глубине около 2 м от дна. Мощность газогидратсодержащей толщи составляла почти 1 м. Мощность слоев газогидратов – от 2,0 до 0,5 см. Общее количество газогидратов в толще не превышало 20%. Состав газа газогидратов: CH_4 = 94,9%, C_2H_6 = 0,0046%, C_3H_8 = 0,00015% и CO_2 = 0,145%. Кроме того, геофизической съемкой выделены структуры с потоками газа и изменением поверхности дна с образованием неровностей, сформированных, вероятно, газо-флюидными потоками, поднимающимися из глубоких слоев осадочного чехла.

Также особенности районов газогидратопроявления в пределах исследуемой акватории проявляются в наличии морфонеровностей морского дна (холмы, воронки) и в воздействии газовых выходов (потоков метана) на биоту, проявляющемся в формировании своеобразных оазисов жизни (бурное развитие бактериальных матов, концентрирование живых моллюсков Calyptogena и/или Conchocele по мере приближения к центральным частям газовых выходов), не характерных для территорий с фоновыми концентрациями метана.

Литература:

1. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.

2. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: заключит. отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «CHAOS-2» в 36 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 21 мая–10 июня 2005 г. / ТОИ ДВО РАН. Рук. Обжиров А.И.; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2005. 123 с.

3. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «CHAOS-3» в 39 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 24 мая–19 июня 2006 г. / ТОИ ДВО РАН. Рук. Обжиров А.И.; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2006. 62 с.

4. Biebow N., Kulinich R. and Baranov B. (Eds.). Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment (KOMEX II). Cruise Report: RV Akademik Lavrentyev, cruise 29. Leg 1-2. Kiel, Germany, 2002. 190 p.

5. Dullo W.-Chr., Biebow N. and Georgeleit K. (Eds.). SO178-KOMEX Cruise Report: RV SONNE. Mass exchange processes and balances in the Okhotsk Sea. Kiel, Germany, 2004. 125 p.

6. Jin Y.K., Shoji H., Obzhirov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2010, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 50. Published by Korea Polar Research Institute. Korea, January, 2011. P. 34-37.

7. Shoji H., Jin Y.K., Obzhirov A. and Baranov B. (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2009, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 47. Published by the New Energy Resources Research Center Kitami Institute of Technology. Kitami, Japan, February, 2010. 136 p.

МЕТОДИКА ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЮРСКОГО ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ)

Я.В. Садыкова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: SadykovaYV@ipgg.nsc.ru

В настоящее время большинством исследователей признается, что седиментационные воды играют ведущую роль в процессах образования месторождений нефти и газа. В связи с этим для оценки нефтегазоносности перспективных областей необходимо проведение палеодинамических реконструкций. Они применяются для выяснения основных закономерностей движения подземных вод отдельных комплексов и всей водонапорной системы в целом. Полученные данные используются для выявления основных путей миграции подземных вод и водорастворенного органического вещества, условий генерации, аккумуляции и деградации залежей углеводородов.

Методы восстановления палеогидродинамических условий на элизионных этапах развития бассейнов разработаны Г.И. Алексеевым, М.С. Бурштаром, И.К. Гавич, А.А. Карцевым, В.В. Колодием, Ю.В. Мухиным, А.Д. Назаровым, И.И. Нестеровым, Б.П. Ставицким, Я.А. Ходжакулиевым, Г.П. Якобсоном и многими другими [1-6].

На элизионных этапах гидрогеологической истории движение подземных вод обусловлено в основном уплотнением осадков. В результате повышения геостатической нагрузки за счет увеличения мощности вышезалегающих отложений глины уплотняются и выжимаемые из них воды поступают в вышележащие и подстилающие песчаные пласты. Дальнейшее движение отжатых из глин вод в водоносных комплексах и направленность этого движения зависит от разности геостатических нагрузок в зонах с различны-

ми мощностями пород (прогибов и поднятий), перекрывающих водоносную толщу [4, 5].

По мере погружения наибольшее количество осадков накапливается в пределах отрицательных тектонических элементов, где геостатические нагрузки максимальны. В пределах положительных тектонических элементов они значительно ниже. Поэтому прогибы рассматриваются как зоны пьезомаксимумов, или зоны создания напоров, а поднятия, где геостатические нагрузки ниже как зоны пьезоминимумов. Разность геостатических нагрузок обуславливает движение вод из прогибов к разделяющим их поднятиям, где происходит скрытая разгрузка подземных вод [3]. Региональные закономерности распределения нефтегазовых скоплений в терригенных отложениях в значительной мере обусловлены расположением и развитием в историческом аспекте благоприятных для их формирования гидродинамических зон [6].

Объектом исследования были выбраны подземные воды верхнеюрского комплекса южных районов Обь-Иртышского междуречья. Они образовались за счет заполнения коллекторов седиментогенными водами в течении элизионных этапов и метеогенными во время инфильтрационных этапов развития водонапорной системы. Затем они постепенно смешивались с отжимаемыми элизионными водами из глин подстилающих и перекрывающих водоупорных горизонтов. Химический состав подземных вод определялся соленостью седиментогенных вод и дальнейшими процессами метаморфизации и взаимодействия в системе «вода–порода–газ–органическое вещество» на стадиях диагенеза и катагенеза вмещающих пород.

Современные мощности осадочных пород залегающих на больших глубинах существенно отличаются от палеомощностей. Под действием геостатических нагрузок одновременно с отжатием вод происходит уменьшение толщин глинистых пластов. При проведении расчетов по восстановлению первоначальных мощностей использовалась методика Г.И. Алексеева с соавторами [1]. Восстановление первоначальных мощностей водоносного и водоупорных горизонтов верхнеюрского гидрогеологического комплекса южных районов Обь-Иртышского междуречья по 577 скважинам позволило построить серию серия карт палеотолщин, разуплотненных на момент формирования кровли баженовской свиты. Они отражают особенности строения водонапорной системы, существовавшей на территории исследований в конце волжского века.

На полученных картах выделены зоны внутреннего питания (палеопьезомаксимумы) и скрытой разгрузки (палеопьезоминимумы) подземных вод и показаны основные направления движения флюидов. На основе полученных материалов составлено восемь палеодинамических разрезов, на которых установлены основные пути миграции и участки аккумуляции флюидов в пределах территории исследований.

Зонами внутреннего питания подземных вод верхнеюрского комплекса являлись наиболее погруженные части Колтогорско-Нюрольского желоба, Муромцевско-Сидельниковского прогиба, Кыштовского наклонного мезопрогиба, Межовского структурного мегамыса, центральной и восточной частей Барабинско-Пихтовой мегамоноклизы, Бакчарской мезовпадины и Парабельского наклонного мегавала. Зонами скрытой разгрузки – поднятия и их борта, расположенные в пределах Верхневасюганской антеклизы, Игольско-Талового куполовидного поднятия, Пудинского куполовидного мезоподнятия, западной части Барабинско-Пихтовой мегамоноклизы и зоны сочленения Северо-Межовской мегамоноклинали с Межовским структурным мегамысом. Основные потоки элизионных вод были направлены от внутренних зон питания к зонам скрытой разгрузки.

Комплексный анализ палеодинамических разрезов позволил выявить основные закономерности взаимодействия верхнеюрских водоносных и водоупорных горизонтов в пространстве. Анализ субширотных профилей выявил, что в восточном направлении происходит постепенное уменьшение палеотолщин нижневасюганского водоупорного горизонта до полного его выклинивания в восточной части исследуемой территории. Для георгиевского водоупорного горизонта наблюдается обратная тенденция, его палеомощности возрастают в восточном направлении.

Построение субмеридиональных палеодинамических профилей выявило выдержанность по мощности глинистых отложений нижневасюганского водоупорного горизонта в центральной части исследуемой территории. На ряде площадей (Межовская, Верхтарская и др.) наблюдается выклинивание верхнеюрских осадков на бортах останцов палеозойского фундамента. В восточном и юго-западном направлениях водоупор полностью замещается песчаными отложениями верхневасюганского водоносного горизонта (наунакская и татарская свиты). На всех субмеридиональных профилях прослеживается уменьшение палеотолщин георгиевского водоупорного горизонта в северном направлении.

Таким образом, анализ представленных палеодинамических разрезов и карт разуплотненных мощностей позволил выявить закономерности пространственного взаимодействия верхнеюрских водоносных и водоупорных горизонтов между собой и откартировать основные зоны питания и разгрузки подземных вод.

Литература:

1. Алексеев Г.И., Андреев В.Н., Горелов А.А., Казьмин Л.Л. Методика изучения уплотнения терригенных пород при палеогеологических реконструкциях. М.: Наука, 1982. 144 с.

2. Бурштар М.С., Назаров А.Д. Методика построения региональных схематических карт палеогидродинамической обстановки // Советская геология, 1970. № 9. С. 19-33.

3. Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 152 с.
4. Любомиров Б.Н. Палеогидрогеологические условия формирования нефтяных и газовых залежей Тимано-Печорской провинции // Советская геология, 1963. № 11. С. 89-99.
5. Ходжакулиев Я.А., Абукова Л.А. Палеогидрогеологические исследования при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1985. 209 с.
6. Якобсон Г.П. Палеогидрогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений. М.: Недра, 1973. 268 с.

ГИПОКСИЯ УССУРИЙСКОГО ЗАЛИВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

П.Ю. Сёмкин, П.П. Тищенко, Т.А. Михайлик, П.Я. Тищенко, С.Г. Сагалаев, Е.М. Шкирникова, М.Г. Швецова

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: pahno@poi.dvo.ru

Уссурийский залив с прилегающими акваториями является важнейшим промысловым районом залива Петра Великого, освоение ресурсов которого началось еще в начале прошлого столетия. Ихтиофауна здесь наиболее разнообразна, а плотность рыбных скоплений выше, чем в среднем по заливу Петра Великого [1]. В связи с большой значимостью данного района с точки зрения прибрежного промысла и марикультуры в литературе имеется большое количество информации, нацеленной на изучение физических, биологических, экологических и других аспектов Уссурийского залива. Однако в большинстве случаев в литературе представлены результаты разовых съемок выполненных в отдельных районах акватории залива и ограниченных по объему данных. Представленные в работах результаты не отражают экологическое состояние вод Уссурийского залива в целом, а главное не учитывают состояние экосистемы залива в период паводков наиболее крупных рек впадающих в залив. Хотя, как известно, в соседней с Уссурийским заливом акватории – Амурском заливе, именно в послепаводковый период, в результате залповой эвтрофикации, формируется сезонная гипоксия [4]. Следует отметить, что районы гипоксии (содержание кислорода от 63 мкмоль/кг до 89 мкмоль/кг) рассматриваются в ряде работ, как «мертвые зоны» [5, 6].

В недавней работе авторов [2] по результатам съемок в 2008 и 2009 гг. было показано, что в летний период в придонном слое Уссурийского залива в районе подводной котловины в результате комплекса условий может формироваться область гипоксии. Однако в данной работе не рассмотрена достаточно обширная акватория залива, в связи с недостатком натурных данных, на тот момент.

Целью данной работы было выявление пространственных и временных масштабов гипоксии в водах Уссурийского залива, а также выяснение причин формирования данной аномалии. Гидрохимические условия рассматриваются на основании натурных данных, полученных авторами, при проведении подробной съемки в летний период 2011 г. Попутно привлекаются данные полученные для акватории Уссурийского залива, а также его приемных бассейнов (эстуариев) в другие сезоны этого же года.

Исследование залива в весенний и летний период производилось с борта НИС «Малахит». Летом в период с 7 по 12 августа была выполнена наиболее подробная, в сравнении с другими сезонами, гидролого-гидрохимическая съемка, включающая 68 станций. Весенняя съемка была проведена в период с 16 по 22 мая (63 станции). В осенний период работы выполнялись на НИС «Профессор Гагаринский» (30 станций).

Отбор проб воды производился пятилитровым батометром Нискина с двух горизонтов: поверхностного (глубина 0,5-1 м) и придонного (0,5-1,5 м от дна). Определялись следующие параметры: кислород, соленость, pH, щелочность, главные биогенные элементы (фосфаты, силикаты, нитраты, нитриты, аммоний), хлорофилл «а». На каждой станции производилось зондирование профилографом SeaBird SBE-19 plus с датчиками температуры, электропроводности, давления, флуоресценции хлорофилла и мутности. Образцы воды в день отбора доставлялись в лабораторию, где проводился их анализ.

Уровень концентрации кислорода в акватории Уссурийского залива имеет широкий диапазон пространственно-временной изменчивости. Максимальные концентрации кислорода (430 мкмоль/кг) характерны для поверхностных вод в зимний сезон. При этом тенденция пространственного распределения кислорода во многом схожа с тенденцией распределения температуры. Для весеннего сезона характерны также повышенные концентрации кислорода как в придонном, так и в поверхностном слое.

Минимальные концентрации кислорода (90 мкмоль/кг) были зафиксированы в придонных водах в летний сезон. Столь низкие концентрации кислорода в литературе квалифицируются как гипоксия. Область с низкой концентрацией кислорода в придонном слое охватывала обширный район в северо-западной части Уссурийского залива с глубинами около 30 м. При этом в районе с пониженными значениями кислорода наблюдались минимальные значения величины pH, на уровне 7,45 и максимальные значения парциального давления углекислого газа (pCO_2), около 1500 мкатм. Так же в области гипоксии наблюдались повышенные концентрации фосфатов (1,4-1,6 мкмоль/л), силикатов (60-75 мкмоль/л) и ионов аммония (11-13,5 мкмоль/л). Сочетание тенденции изменения данных гидрохимических параметров в придонном слое явно указывает на доминирование процессов деструкции органического вещества (ОВ) над процессами продукции ОВ в области указанной аномалии. Также следует отметить, что в поверх-

ностном слое данного района тенденция изменения указанных гидрохимических параметров имела обратный характер (наблюдались максимальные значения O_2, pH и минимальные pCO_2), что указывает на цветение фитопланктона в поверхностном слое данного района.

Интенсивное развитие диатомей в поверхностных водах северо-западной части Уссурийского залива на наш взгляд является результатом залпового выноса биогенных элементов со стоками наиболее крупных рек впадающих в исследуемую акваторию. Так, съемка, выполненная в эстуарии реки Артемовка (кутовая часть Уссурийского залива), после выпадения большого количества осадков в июле 2011 г., показала, что концентрация биогенных элементов поступающих с сельскохозяйственных полей в водах Артёмовки находилась на аномально высоком уровне [3].

Мы полагаем, что основная причина формирования гипоксии в придонных водах Уссурийского залива в летний сезон – залповая эвтрофикация акватории в результате выноса биогенных веществ реками в паводковый период. В свою очередь избыточная масса фитопланктона, не съеденного зоопланктоном, опускается на дно залива, где подвергается микробиологическому окислению. В условиях слабой динамики придонных вод в летний сезон концентрация кислорода падает до условий трактующихся, как гипоксия, при этом экосистема залива находится в состоянии деградации.

В осенний сезон, с усилением апвеллинга придонные воды Уссурийского залива замещаются промежуточной Япономорской водной массой. При этом происходит резкое увеличение концентрации кислорода и разрушение гипоксии.

Литература:

1. Измятинский Д.В. Ихтиофауна верхней сублиторали залива Петра Великого (Японское море): Автореф. дис. канд. биол. наук. Владивосток, 2003. 24 с.

2. Сёмкин П.Ю., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б. и др. Особенности распределения гидрохимических параметров Уссурийского залива (Японское море) в летний период // Изв. ТИНРО, 2012. Т. 168. С. 146-162.

3. Сёмкин П.Ю., Тищенко П.Я., Тищенко П.П. и др. Гидрохимические условия в эстуариях рек Артемовка, Шкотовка (Уссурийский залив) летом 2011 г. // Труды Первой региональной научной конференции «Океанография залива Петра Великого»: мат–лы докл., Владивосток, 2-3 апреля 2012. Владивосток: ДВНИГМИ, 2012. С. 97-102.

4. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Звалинский В.И. и др. Сезонная гипоксия Амурского залива (Японское море) // Изв. ТИНРО, 2011. Т. 165. С. 108-129.

5. Diaz R.J. Overview of hypoxia around the World // J. Environ. Qual. 2001. V. 30. P. 275-281.

6. Diaz R.J., Rosenberg R. Spreading Dead Zones and Consequences for Marine Ecosystems // Science, 2008. V. 321. P. 926-929.

РАСТВОРЕННЫЙ ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД В РЕКАХ БАССЕЙНА УССУРИЙСКОГО ЗАЛИВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

В.И. Степанова, Н.Д. Ходоренко, П.Ю. Сёмкин, П.Я. Тищенко

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: v55@list.ru

Поступление растворенных органических веществ (РОВ) в природные воды происходит в ходе многих, различных по своей природе и скорости процессов: атмосферные осадки, поверхностный сток с водосборов (преимущественно из болот), хозяйственно-бытовые сточные воды, а также продукты жизнедеятельности и посмертного разложения живых организмов. В состав органического вещества (ОВ) вод и донных отложений пресноводных и морских бассейнов входят гуминовые вещества (ГВ) – особый класс органических геополимеров. ГВ представляют собой сложные органические матрицы продуктов жизнедеятельности и распада живых организмов и составляют один из самых больших запасов органического углерода.

Значительный интерес представляют процессы, происходящие в эстуариях, на геохимическом барьере «река–море». Здесь наблюдается резкое изменение гидрологических и многих гидрохимических параметров: солености, температуры, ионной силы, pH и т.д. В эстуариях проходят мощные биогеохимические процессы, миграция и седиментация взвешенных веществ, флоккуляция, коагуляция коллоидных частиц, конденсация и деструкция различных органических соединений. На границе раздела вод с различной соленостью (в диапазоне 2-6‰) происходит интенсивное осаждение органоминеральных частиц.

Изучены эстуарии наиболее крупных рек бассейна Уссурийского залива (Японское море) – р. Артемовка и р. Шкотовка. Здесь реки являются основными поставщиками РОВ и ГВ. Их русла сложены озерно-болотными фациями и в их низовьях расположены топкие поймы с озерами-старицами; кроме того, они протекают через ряд крупных населенных пунктов, которые не имеют очистных сооружений и сбрасывают сточные воды без какой-либо очистки.

В ходе комплексных исследований рек Уссурийского залива (Японское море), выполненных весной, летом и осенью 2011 года, проведена оценка содержания РОВ и ГВ в нижнем течении рек Артемовки и Шкотовки и в зонах их смешения с морскими водами. На разрезе река-эстуарий-море, протяженностью около 10 км, изучено поведение РОВ и ГВ на геохимическом барьере «река–море». Отобрано и проанализировано около 200 проб на соленость, органический углерод и содержание ГВ. Соленость морской воды измеряли солемером Guildline Portasal 8410. Содержание общего углерода и неорганического углерода определяли на анализаторе Shimadzu TOC-V_{CPN}. Концентрации ГВ измеряли спектрофотометрическим методом на спектрофотометре Shimadzu UV-1650PC.

На ранних стадиях смешения вод в эстуариях, в диапазоне солености 0-5‰, наблюдается уменьшение РОВ и ГВ [4]. При увеличении солености в эстуарии Артемовки, содержание РОВ уменьшалось с 7,7 мгС/л до 3,4 мгС/л; в эстуарии Шкотовки – с 4,8 мгС/л до 3,4 мгС/л. Гуминовая составляющая в эстуарии Артемовки уменьшалась с 3,6 мгС/л до 0,3 мгС/л. В эстуарии Шкотовки содержание гуминов снижалось с 2,8 мгС/л до 0,3 мгС/л. Концентрации РОВ, полученные нами для р. Артемовка почти в 1,5 раза выше, чем для р. Шкотовка (табл. 1).

Таблица 1.

Содержание растворенного органического вещества (мгС/л) в нижнем течении исследованных рек бассейна Уссурийского залива (Японское море).

Сезон / Бассейн	р. Артемовка	р. Шкотовка
Весна	5,7 ± 0,3	4,4 ± 0,1
Лето	6,9 ± 0,3	4,8 ± 0,01
Осень	5,3 ± 0,1	4,5 ± 0,03

Выявленные различия объясняются тем что, во-первых: со сточными водами г. Артема в Уссурийский залив выносится значительное количество органических поллютантов и биогенных элементов (значения нитритов NO_2 – 4,88 мкмоль/л, и нитратов NO_3 – 35,03 мкмоль/л и аммония NH_4 – 54,27 мкмоль/л). Так, объем сточных вод, сбрасываемых ежегодно береговыми источниками в реки, составил: для Артемовки – 442 тыс. $м^3$, Шкотовки – 33 тыс. $м^3$ [1]. Во-вторых, площадь водосбора р. Артемовка значительно больше р. Шкотовка. Аналогичные распределения анализируемых параметров наблюдались как для весеннего, так и осеннего сезона.

Концентрации негуминовой составляющей возрастают в процессе смешения речных и морских вод с максимальным значением в диапазоне солености 15-20‰. Причина роста содержания негуминового вещества в интервале солености 0-20‰ связана с благоприятными условиями для развития фитопланктона. При этом концентрация хлорофилла «а» достигала 160 мкг/л.

Для ГВ, на примере р. Артемовка, была рассчитана степень гумификации – доля гуминовой составляющей в общем РОВ (табл. 2). Степень гумификации РОВ для исследуемого района заметно снижается при увеличении солености в зоне смешения. ГВ являются высокомолекулярными геополимерами. При увеличении солености (0-5‰) усиливается флоккуляция, и гумины извлекаются из состава РОВ переходя в коллоидные частицы взвешенного вещества.

По нашим подсчетам, зона смешения и, соответственно, седиментации взвешенного ОВ протянулась примерно на 10 км по разрезу «река–море». Наблюдаемые изменения концентраций хорошо согласуются с исследовани-

Таблица 2.

Соленость, (‰), ГВ, (мгС/л), Сорг., (мгС/л), степень гумификации Сорг., %.

поверхность				дно			
Соленость, ‰	ГВ, мгС/л	Сорг., мгС/л	степ. гум.,%	Соленость, ‰	ГВ, мгС/л	Сорг., мгС/л	степ. гум.,%
0,12	3,7	7,9	46,6	0,12	3,6	7,6	47,4
0,23	3,2	7,2	44,9	0,48	2,9	6,6	43,8
2,17	2,6	7,2	36,5	2,64	2,5	6,9	35,9
6,54	2,3	7,0	32,3	5,98	2,3	6,6	34,8
5,49	2,4	6,9	35,0	24,87	1,4	4,6	29,6
8,52	2,2	6,9	32,1	29,29	0,5	4,9	10,7
17,08	1,6	6,3	25,9				
17,53	0,8	6,2	13,5				

ями, проводимыми ранее, в которых авторы показывают, что в зонах смешения речных и морских вод, при увеличении солености в растворенной фазе происходит уменьшение РОВ и ГВ [2, 3].

Литература:

1. Важова А.С., Нигматулина Л.В., Лукьянова О.Н. Поступление загрязняющих веществ со сточными водами через эстуарии в Залив Петра Великого // Известия ТИНРО, 2011. Т. 167. С. 128-134.

2. Лапин И.А., Красюков В.Н. Влияние гуминовых кислот на поведение тяжелых металлов в эстуарных водах // Океанология, 1986. Т. 26(4). С. 621-627.

3. Лапин И.А., Аникиев В.В., Винников Ю.Я., Тамбиева Н.С., Шумилин Е.Н.. Биогеохимические аспекты поведения растворенного органического вещества в эстуарии р. Раздольная-Амурский залив Японского моря // Океанология, 1990. Т. 30. Вып. 2. С. 234-240.

4. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология, 1994. Т. 34. Вып. 5. С. 735-747.

НОВЫЕ РАСЧЕТЫ ПОЛЕЙ УСТОЙЧИВОСТИ ДЛЯ СИСТЕМЫ «ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ–АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ» НА ПРИМЕРЕ ИСТОЧНИКОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

О.Г. Токаренко

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, e-mail: tog@tpu.ru

Азотные термы Байкальской рифтовой зоны, как явление совершенно уникальное, давно привлекают внимание исследователей и достаточно хорошо изучены [2-6], но многие вопросы до сих пор носят дискуссионный характер. Одним из таких вопросов является формирование состава этих терм, который не представляется возможным решить без изучения системы взаи-

модействия вода–порода [1, 7] в условиях высоких температур.

Основной целью настоящей работы является построение полей устойчивости минералов для температуры 100° Си оценка степени насыщенности термальных источников территории Забайкальского края к алюмосиликатным минералам с использованием этих полей.

Особенности химического состава терм по 45 термальным источникам подробно рассмотрены в работе [4]. Стоит лишь сказать, что отличительной чертой этих вод является их низкая общая минерализация, которая часто составляет менее 0,5 г/дм^3 при одновременно высокой их щелочности (pH до 10,2), температуре (T до 83 °C) и высоким содержанием F^- (до 50 мг/дм^3) [3]. По составутермы являются в основном HCO_3–Na, реже HCO_3–SO_4–Na. Термы с более высокой соленостью (более 0,6 г/дм^3) являютсяSO_4–HCO_3–Na или SO_4–HCO_3–Na. Эти воды имеют атмосферное питание, но проникают на значительную глубину – не менее 3-4 км [5].

Расчет активностей отдельных компонентов химического состава термальных растворовпроводился при помощи программного комплекса гидрогеохимического моделирования HydroGeo (М.Б. Букаты, 2009). Термодинамические расчеты констант реакции образования алюмосиликатных минералов проведены с учетом свободных энергий образования веществдля условий насыщенного пара по данным Б.Н. Рыженко [1].

Равновесие изученных азотных терм с алюмосиликатными минералами показано на рис. 1, из которого видно,что подавляющая часть точек располагается в поле равновесия с альбитом, меньшая – с Na-монтмориллонитом и частично с каолинитом (рис. 1*а*). Значительная часть этих вод равновесна с кальцитом и флюоритом (рис. 2). Неравновесность части точек с эти-

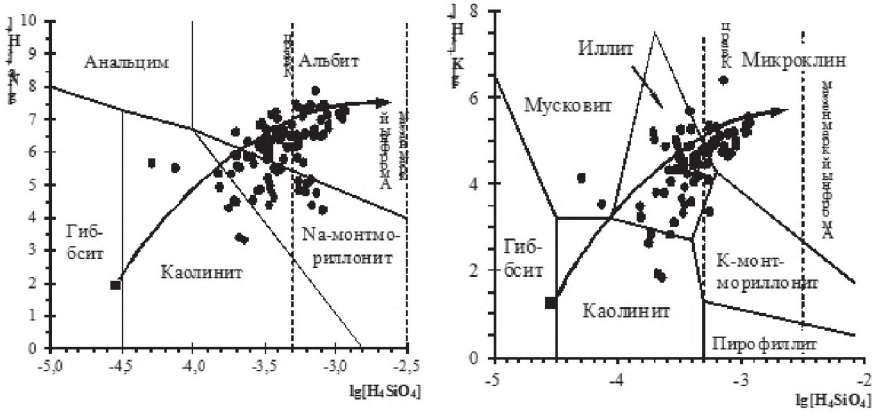


Рис. 1. *Равновесие азотных терм Забайкалья с алюмосиликатными минералами: а – система SiO_2–Al_2O_3–K_2O–CO_2-H_2O при 100 °С; б – система HCl–H_2O–Al_2O_3––Na_2O–SiO_2 при 100 °С (квадратом обозначены атмосферные осадки).*

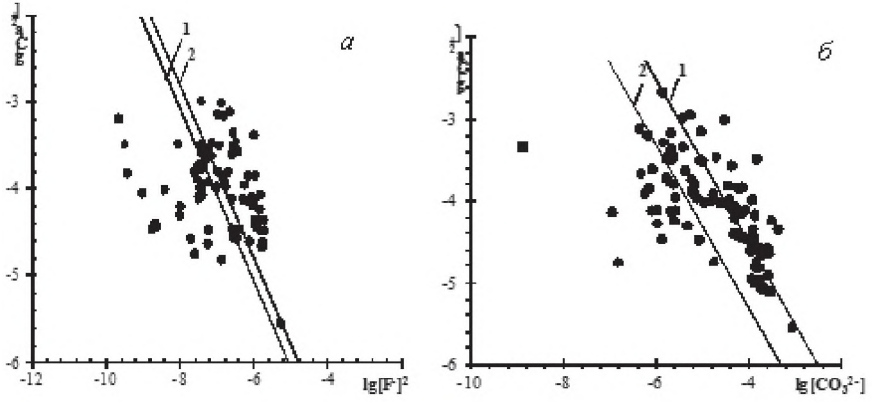


Рис. 2. *Равновесие азотных терм с флюоритом (а) и кальцитом (б) для 25 °С (1) и 100 °С (2).*

ми минералами обусловлена разбавлением их более концентрированных разностей при выходе на дневную поверхность и смешением с грунтовыми водами. Следовательно, на определенном этапе поступления воды в недра достигается ее равновесие с альбитом, после чего этот минерал не растворяется, а уже образуется. Азотные термы равновесны не только с уже названными вторичными минералами, но и многими другими, в частности, минералами калия (рис. 1*б*).

Непрерывное растворение неравновесных с водой минералов и как следствие накопление в растворе химических элементов приводит к последовательному его насыщению серией вторичных минералов и их образованию. Наиболее типичными представителями терм, сформированных за счет гидролиза алюмосиликатов, являются HCO_3–Na их разности. Поэтому средние, а может и максимальные содержания элементов в этом типе вод, можно считать заимствованными из алюмосиликатных минералов. Следовательно, следующие содержания элементов заимствованы из горных пород (мг/л): Cl^- 15–40; SO_4^{2-} 25–60; Na^+ 100–150; SiO_2 90–120; F^- 15–50.

Таким образом, расчеты показали, что основная масса растворенных компонентов азотных трем формируется за счет гидролиза алюмосиликатных минералов. Продуктами такого гидролиза является некоторая часть всех химических элементов в термах. Неодинаковое относительно вмещающих горных пород соотношение элементов в термах связано со значительным осаждением Ca^{2+} и Mg^{2+} в виде карбонатных или алюмосиликатных минералов. Вторичными минераламискорее всего связываются и другие элементы: Si, Na^+ и K^+ – глинистыми и каркасными минералами, F – флюоритом, Fe – сидеритом и т.д., но в значительно меньшей степени.Поэтому доля Na^+, Si и F^- в термах значительно выше, чем Ca^{2+}, Mg^{2+} и Fe. Тем самым формируется специфический геохимический облик этих терм.

Работа выполнена в рамках Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы» (№16.740.11.0627)и Государственного задания«Наука» (№ 5.4573.2011).

Литература:

1. Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., Шварцев С.Л., Зверев В.П., Букаты М.Б., Мироненко М.В., Чарыкова М.В., Чудаев О.В. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода–порода. Т. 1. Система вода–порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2005. 244 с.

2. Замана Л.В. Кальциевые минеральные равновесия азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия, 2000. № 11. С. 1159-1164.

3. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.

4. Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Химический состав и соленость азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Томск: Изд-во НТЛ, 2010. С. 108-119.

5. Плюснин А.М., Гунин В.И. Природные гидрогеологические системы, формирование химического состава и реакция на техногенное воздействие (на примере Забайкалья). Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2001. 137 с.

6. Плюснин А.М., Суздальницкий А.П., Адушинов А.А., Миронов А.Г. Особенности формирования травертинов из углекислых и азотных термальных вод в зоне Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 4. С. 564-570.

7. Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами. Обзор // Геология и геофизика, 1991. № 12. С. 16-50.

ОЦЕНКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ Г. УССУРИЙСКА ПРИ ПЛАНИРОВАНИИ ЕГО РАЗВИТИЯ

В.В. Шестернина[1], С.В. Квашук[2]

[1]Приморский институт железнодорожного транспорта- филиал ДВГУПС, г. Уссурийск, e-mail: Shesternina_V@mail.ru

[2]Дальневосточный Государственный университет путей сообщения, г. Хабаровск

Подземные воды города Уссурийска приурочены практически ко всем литологическим разностям пород различного возраста. Исходя из геологического строения в пределах территории города, выделяются два типа гидрогеологических структур: гидрогеологические массивы и артезианские бассейны. Основные запасы подземных вод приурочены к массовым отложениям кайнозойских депрессий. Воды, как правило, безнапорные, редко слабонапорные.

С артезианскими бассейнами, совпадающими с межгорными впадинами (Воздвиженская, Раковская, Пушкинская, Глуховская и др.) связаны пластовые воды, приуроченные к отложениям кайнозоя, достигающими мощности 1000-1200 м [1] Здесь выделяется несколько водоносных горизонтов:

1. Водоносный горизонт современных – верхнечетвертичных отложений ($\mathbf{Q}_{III-IV}$). Водовмещающими являются гравийно-галечные, песчаные и супесчаные разности грунтов мощностью 8-10 м, редко более. Глубина залегания вод 1,0-4,0 м. Воды грунтового типа, безнапорные или слабонапорные. Водообильность неравномерная. Дебиты скважин изменяются от долей л/сек до 5,0-6,0 л/сек. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциево-натриевые с минерализацией до 0,3 г/л. Отмечается повышенное содержание железа.

2. Водоносный комплекс миоценовых отложений (усть-давыдовская свита – $\mathbf{N}_{ud}$). Водовмещающие породы – гравийно-галечные отложения, разделенные линзами и прослоями водоупорных пород. Суммарная мощность отложений достигает 350 м. Скважины вскрывают несколько водоносных горизонтов, связанных между собой. Дебиты скважин изменяются от 2 до 46 л/сек при понижениях от 12 до 30 м, удельный дебит скважин колеблется от 0,01 л/с до 2-2,5 л/с. Воды напорные, многие скважины самоизливаются. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциево-натриевые с минерализацией до 0,5 г/л. Воды защищены от поверхностного загрязнения.

3. Водоносный комплекс олигоценовых отложений (надеждинская свита – $\mathbf{P}_{nd}$). Водоносные породы – алевролиты, аргиллиты и слабо сцементированные песчаники. Мощность водовмещающих пород до 150 м. Воды напорные. Водообильность пород в целом слабая. Производительность скважин колеблется от 0,1 до 2,0 л/с, редко более при понижении до 50 м. Воды по химическому составу гидрокарбонатно-кальциево-натриевые с минерализацией 0,16-0,4 г/л. По бактериологическим показателям воды чистые, соответствуют ГОСТу. Воды защищены от поверхностного загрязнения.

4. Водоносный комплекс эоцен-олигоценовых отложений (угловская свита – $\mathbf{P}_{2ug}$) приурочен к песчаникам и конгломератам, залегающим в виде линз и прослоев в водоупорных отложениях. Глубина залегания водоносного горизонта до 500 м. Воды напорные. Скважины, как правило, дают самоизлив на 4-5 м над поверхностью земли. Производительность скважин изменяется от 1,1 до 6,2 л/с при понижении до 3,9 м, удельный дебит скважин 0,028-0,16 л/сек. Минерализация вод 0,14-0,27 г/л, по химсоставу воды гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевые.

Подземные воды связаны с отложениями усть-суйфунской и усть-давыдовской свит миоцена, представленными песками, галечниками и валунно-галечными отложениями. Мощность водоносного комплекса достигает 100-150 м. Глубина скважин изменяется от 60 до 200 м, что обусловлено сложным геологическим строением – невыдержанностью отдельных литологических слоев как по площади, так и по разрезу [2].

Воды пресные, с минерализацией 0,3-0,4 г/л, гидрокарбонатно-кальциево-натриевые по химическому составу. Отмечается повышенное содержание железа и марганца и пониженное содержание фтора.

Подземные воды широко используются для целей водоснабжения, как г. Уссурийска, так и практически всех населенных пунктов района.

Подтопление является одним из наиболее распространенных негативных инженерно-геологических процессов. В г. Уссурийске грунтовая вода на большей части территории находится на глубине мене 2 м от поверхности земли. Развитее процесса подтопления наблюдается также в районах новой застройки. При выявлении причин подтопления городской территории можно выделить естественные и техногенные факторы (Аузина, 1997; Шенькман и др., 1998; Рыбченко дис.).

Естественными факторами, способствующими подтоплению территории при их хозяйственном освоении г. Уссурийска, относятся геологические и геоморфологические. Во-первых, близкое залегание от поверхности земли водоупора (твердые и полутвердые глины и суглинки). Во-вторых, рельеф местности характеризуется равнинностью и в ряде случаев имеет место обратный уклон поверхности.

Поймы и первые надпойменные террасы рек Раздольной, Славянки, Комаровки, Раковки, имеющие ширину от десятков метров до 3-5 км и более затапливаются паводками высокой обеспеченности. Подтопление тесно связано с затоплением тех или иных территорий во время паводков на реках, так как уровенный режим грунтовых вод в пределах низких террас гидравлически связан с поверхностными водами, при этом амплитуда колебания уровней достигает 0,3-0,5 м и более [1].

На отдельных участках (в пределах городской территории Уссурийска, вдоль трассы водопровода из Раковского водохранилища и др.) процессы подтопления связаны с утечками воды из водонесущих систем промпредприятий и инженерных коммуникаций – сетей водоснабжения, канализации, теплоснабжения. Утечки воды нередко приобретают значительные масштабы, при этом происходит не только увлажнение грунтов, но в отдельных случаях и образование нового антропогенного горизонта грунтовых вод. Утечки из инженерных коммуникаций составляют порядка 10% от общего количества воды, поступающей в сети.

Литература:

1. Крамчанин А.Ф., Курносов В.Б. Геологическое строение и полезные ископаемые окрестностей г. Уссурийска. Отчет Уссурийской партии за 1965-1966 гг. Владивосток: ФГУ «Приморский территориальный фонд геологической информации», 1967.

2. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Вл.: Дальнаука, 1995.

СЕКЦИЯ 8
Геоинформационные системы и методы компьютерного моделирования в геологии

Руководитель: д.т.н. А.Н. Четырбоцкий (ДВГИ ДВО РАН)

РАВНОВЕСНЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД РЕЗЕРВУАРОВ ОЗ. БАЙКАЛ

О.Ю. Астраханцева, К.В. Чудненко

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия, e-mail: astra@igc.irk.ru, р.т. 42-55-12

Проблема построения физико-химических моделей стабильных стационарных мегасистем относится к числу фундаментальных теоретических проблем современных геохимии и петрологии. Вопрос о реальных формах существования элементов в природных водах является важнейшим в решении геохимических и экологических задач. Оценка равновесного распределения компонентов в слабоминерализованных водах оз. Байкал позволяет глубже понять многие малоизученные химические процессы, протекающие в многокомпонентных растворах.

Методами равновесной термодинамики исследованы формы существования элементов в прибрежных водах оз. Байкал и проведено их сравнение в системах пяти резервуаров оз. Байкал. Для этого использованы составы изученных независимых компонентов систем «Прибрежные воды» пяти резервуаров озера Байкал – исходные векторы мольных количеств [1, 2] (табл. 1, 2). Все термодинамические свойства газов, зависимых компонентов водного раствора и минералов, параметры состояния HKF [3, 5] взяты из базы данных SPRONS [3].

Расчеты проводились с помощью программного комплекса (ПК) Селектор-С [4]. Физико-химическое моделирование глубинных вод резервуаров оз. Байкал представляло расчет химического равновесного состояния систем. Использовано 32 независимых компонента – Na, K, Ca, Mg, Al, Si, Mn, Fe, S, C, Cl, N, P, H, O, As, B, Cr, Cu, Cd, Hg, Pb, Sr, Zn, Co, U, V, Br, Rb, Mo, Ti, e, где e обозначает электрон (электрозарядность компонента). C, N, P, S представлены суммарным количеством минеральной и органической форм. Для всех систем использовался одинаковый набор зависимых компонентов из термодинамических баз данных: a_sprons98.DB (водные компоненты), g_sprons98.DB (газы), s_sprons98.DB (твердые фазы). Общее число зависимых (вероятных) компонентов 246, включая H_2O как растворитель. Газовая фаза включает 6 компонентов. Твердые фазы представлены списком тех минералов, которые потенциально могут присутствовать в равновесии: карбонаты, сульфаты, оксиды и гидрооксиды. Моделирование проводилось при среднегодовых температурах каждой системы. Озеро Байкал – открытая система, обменивающаяся с атмосферой веществом и энергией. Учет в мо-

Таблица 1.

Исходный химический состав (вектор «b») систем «Прибрежные воды» резервуаров озера Байкал, среднемноголетние содержания.

Независимый компонент	Прибрежные воды, (моль/кг)				
	Южный резервуар	Селенг. резервуар	Средний резервуар	Ушканье-остр. резервуар	Северный резервуар
K	$2{,}48\times10^{-5}$	$3{,}43\times10^{-5}$	$3{,}16\times10^{-5}$	$2{,}91\times10^{-5}$	$2{,}51\times10^{-5}$
Na	$1{,}26\times10^{-4}$	$1{,}75\times10^{-4}$	$1{,}61\times10^{-4}$	$1{,}49\times10^{-4}$	$1{,}28\times10^{-4}$
Ca	$3{,}98\times10^{-4}$	$4{,}82\times10^{-4}$	$4{,}07\times10^{-4}$	$3{,}88\times10^{-4}$	$3{,}23\times10^{-4}$
Mg	$1{,}37\times10^{-4}$	$1{,}75\times10^{-4}$	$1{,}20\times10^{-4}$	$1{,}39\times10^{-4}$	$5{,}23\times10^{-5}$
Al	$2{,}19\times10^{-6}$	$1{,}81\times10^{-6}$	$2{,}65\times10^{-6}$	$3{,}39\times10^{-6}$	$1{,}91\times10^{-6}$
Si	$4{,}02\times10^{-5}$	$7{,}91\times10^{-5}$	$3{,}41\times10^{-5}$	$4{,}45\times10^{-5}$	$4{,}41\times10^{-5}$
Mn	$7{,}89\times10^{-9}$	$4{,}56\times10^{-8}$	$8{,}63\times10^{-8}$	$2{,}13\times10^{-8}$	$2{,}08\times10^{-8}$
Fe	$5{,}60\times10^{-7}$	$8{,}56\times10^{-7}$	$8{,}12\times10^{-7}$	$6{,}05\times10^{-7}$	$7{,}04\times10^{-7}$
S	$5{,}07\times10^{-5}$	$8{,}99\times10^{-5}$	$6{,}35\times10^{-5}$	$5{,}61\times10^{-5}$	$5{,}74\times10^{-5}$
C	$1{,}18\times10^{-3}$	$1{,}35\times10^{-3}$	$1{,}18\times10^{-3}$	$1{,}14\times10^{-3}$	$1{,}02\times10^{-3}$
Cl	$1{,}58\times10^{-5}$	$4{,}21\times10^{-5}$	$2{,}09\times10^{-5}$	$2{,}76\times10^{-5}$	$2{,}27\times10^{-5}$
N	$6{,}41\times10^{-7}$	$4{,}96\times10^{-7}$	$8{,}46\times10^{-7}$	$1{,}00\times10^{-6}$	$9{,}33\times10^{-7}$
P	$2{,}47\times10^{-7}$	$1{,}05\times10^{-7}$	$1{,}02\times10^{-7}$	$1{,}10\times10^{-7}$	$6{,}09\times10^{-7}$
H	$1{,}13\times10^{-3}$	$1{,}24\times10^{-3}$	$1{,}18\times10^{-3}$	$1{,}06\times10^{-3}$	$9{,}69\times10^{-4}$
O	$8{,}10\times10^{-3}$	$4{,}91\times10^{-3}$	$4{,}48\times10^{-3}$	$4{,}05\times10^{-3}$	$3{,}73\times10^{-3}$
As	$3{,}92\times10^{-9}$	$3{,}92\times10^{-9}$	$3{,}92\times10^{-9}$	$3{,}92\times10^{-9}$	$4{,}03\times10^{-9}$
B	$8{,}69\times10^{-7}$	$8{,}69\times10^{-7}$	$8{,}69\times10^{-7}$	$8{,}69\times10^{-7}$	$8{,}69\times10^{-7}$
Cr	$8{,}05\times10^{-9}$	$7{,}93\times10^{-9}$	$1{,}15\times10^{-8}$	$1{,}03\times10^{-8}$	$1{,}07\times10^{-8}$
Cu	$1{,}55\times10^{-8}$	$2{,}74\times10^{-8}$	$1{,}59\times10^{-8}$	$5{,}39\times10^{-8}$	$2{,}35\times10^{-8}$
Cd	$1{,}61\times10^{-10}$	$2{,}25\times10^{-10}$	$2{,}06\times10^{-10}$	$2{,}35\times10^{-10}$	$3{,}41\times10^{-10}$
Hg	$1{,}26\times10^{-9}$	$1{,}16\times10^{-9}$	$1{,}91\times10^{-9}$	$1{,}56\times10^{-9}$	$4{,}02\times10^{-10}$
Pb	$5{,}35\times10^{-9}$	$1{,}77\times10^{-9}$	$5{,}35\times10^{-9}$	$2{,}17\times10^{-9}$	$1{,}31\times10^{-9}$
Sr	$2{,}99\times10^{-6}$	$2{,}25\times10^{-6}$	$2{,}99\times10^{-6}$	$3{,}06\times10^{-6}$	$3{,}15\times10^{-6}$
Zn	$1{,}54\times10^{-7}$	$9{,}51\times10^{-8}$	$1{,}14\times10^{-7}$	$9{,}28\times10^{-8}$	$7{,}40\times10^{-8}$
Co	$6{,}33\times10^{-10}$	$7{,}55\times10^{-10}$	$7{,}36\times10^{-10}$	$6{,}98\times10^{-10}$	$5{,}13\times10^{-10}$
U	$1{,}69\times10^{-9}$	$9{,}24\times10^{-10}$	$1{,}69\times10^{-9}$	$1{,}89\times10^{-9}$	$1{,}95\times10^{-9}$
V	$1{,}80\times10^{-8}$	$1{,}03\times10^{-8}$	$2{,}18\times10^{-8}$	$8{,}84\times10^{-9}$	$1{,}27\times10^{-8}$
Br	$2{,}78\times10^{-9}$	$3{,}04\times10^{-9}$	$5{,}05\times10^{-9}$	$2{,}69\times10^{-7}$	$2{,}40\times10^{-9}$
Rb	$8{,}26\times10^{-9}$	$8{,}50\times10^{-9}$	$3{,}78\times10^{-9}$	$4{,}40\times10^{-9}$	$4{,}60\times10^{-9}$
Mo	$9{,}78\times10^{-9}$	$7{,}57\times10^{-9}$	$1{,}16\times10^{-8}$	$7{,}25\times10^{-9}$	$6{,}83\times10^{-9}$
$C_{орг}$	$8{,}55\times10^{-5}$	$3{,}23\times10^{-4}$	$1{,}82\times10^{-4}$	$9{,}70\times10^{-5}$	$1{,}66\times10^{-4}$
$N_{орг}$	$5{,}28\times10^{-6}$	$1{,}99\times10^{-5}$	$1{,}12\times10^{-5}$	$9{,}79\times10^{-6}$	$1{,}02\times10^{-5}$
$P_{орг}$	$1{,}20\times10^{-7}$	$4{,}54\times10^{-7}$	$2{,}55\times10^{-7}$	$2{,}47\times10^{-7}$	$2{,}33\times10^{-7}$
$S_{орг}$	$4{,}40\times10^{-7}$	$1{,}66\times10^{-6}$	$9{,}34\times10^{-7}$	$4{,}96\times10^{-7}$	$8{,}54\times10^{-7}$
H	111,02	111,02	111,02	111,02	111,02
O	55,51	55,51	55,51	55,51	55,51

Таблица 2.

Концентрации компонентов в системах пяти резервуаров озера Байкал, рассчитанных методом минимизации свободной энергии Гиббса.

Компонент	воды / Резервуары	Прибрежные моль/кг	Прибрежные мг/кг	Компонент	воды / Резервуары	Прибрежные моль/кг	Прибрежные мг/кг	Компонент	воды / Резервуары	Прибрежные моль/кг	Прибрежные мг/кг
K	Южный	2.476×10^{-5}	0.968	Cl	Южный	1.58×10^{-5}	0.5603	Sr	Южный	2.993×10^{-6}	0.2622
	Селенг.	3.428×10^{-5}	1.34		Селенг.	4.209×10^{-5}	1.492		Селенг.	2.251×10^{-6}	0.1973
	Средний	3.16×10^{-5}	1.235		Средний	2.091×10^{-5}	0.7413		Средний	2.993×10^{-6}	0.2622
	Ушкан.	2.91×10^{-5}	1.138		Ушкан.	2.762×10^{-5}	0.9791		Ушкан.	3.062×10^{-6}	0.2683
	Север.	2.514×10^{-5}	0.983		Север.	2.275×10^{-5}	0.8064		Север.	3.152×10^{-6}	0.2762
Na	Южный	1.263×10^{-4}	2.905	N	Южный	5.919×10^{-6}	0.0829	Zn	Южный	1.543×10^{-7}	0.01009
	Селенг.	1.749×10^{-4}	4.021		Селенг.	2.045×10^{-5}	0.2864		Селенг.	9.516×10^{-8}	6.223×10^{-3}
	Средний	1.612×10^{-4}	3.706		Средний	1.205×10^{-5}	0.1688		Средний	1.141×10^{-7}	7.464×10^{-3}
	Ушкан.	1.485×10^{-4}	3.415		Ушкан.	1.079×10^{-5}	0.1511		Ушкан.	9.285×10^{-8}	6.071×10^{-3}
	Север.	1.282×10^{-4}	2.948		Север.	1.118×10^{-5}	0.1566		Север.	7.4×10^{-8}	4.839×10^{-3}
Ca	Южный	3.976×10^{-4}	15.93	P	Южный	3.675×10^{-7}	0.0114	Co	Южный	6.33×10^{-10}	3.732×10^{-5}
	Селенг.	4.821×10^{-4}	19.32		Селенг.	5.598×10^{-7}	0.0173		Селенг.	7.55×10^{-10}	4.451×10^{-5}
	Средний	4.068×10^{-4}	16.3		Средний	3.569×10^{-7}	0.0111		Средний	7.36×10^{-10}	4.337×10^{-5}
	Ушкан.	3.884×10^{-4}	15.57		Ушкан.	3.566×10^{-7}	0.0110		Ушкан.	6.98×10^{-10}	4.112×10^{-5}
	Север.	3.231×10^{-4}	12.95		Север.	8.422×10^{-7}	0.0261		Север.	5.13×10^{-10}	3.024×10^{-5}
Mg	Южный	1.369×10^{-4}	3.328	As	Южный	3.921×10^{-9}	2.937×10^{-4}	U	Южный	1.695×10^{-9}	4.034×10^{-4}
	Селенг.	1.748×10^{-4}	4.249		Селенг.	3.921×10^{-9}	2.937×10^{-4}		Селенг.	9.24×10^{-10}	0.00022
	Средний	1.203×10^{-4}	2.925		Средний	3.921×10^{-9}	2.937×10^{-4}		Средний	1.695×10^{-9}	4.034×10^{-4}
	Ушкан.	1.39×10^{-4}	3.378		Ушкан.	3.921×10^{-9}	2.937×10^{-4}		Ушкан.	1.892×10^{-9}	4.504×10^{-4}
	Север.	5.236×10^{-5}	1.273		Север.	4.036×10^{-9}	3.024×10^{-4}		Север.	1.948×10^{-9}	4.637×10^{-4}
Al	Южный	2.187×10^{-6}	0.059	B	Южный	8.102×10^{-7}	8.759×10^{-3}	V	Южный	1.802×10^{-8}	9.178×10^{-4}
	Селенг.	1.812×10^{-6}	0.049		Селенг.	8.686×10^{-7}	9.391×10^{-3}		Селенг.	1.033×10^{-8}	5.261×10^{-4}
	Средний	2.654×10^{-6}	0.072		Средний	8.686×10^{-7}	9.391×10^{-3}		Средний	2.178×10^{-8}	1.109×10^{-3}
	Ушкан.	3.393×10^{-6}	0.0916		Ушкан.	8.686×10^{-7}	9.391×10^{-3}		Ушкан.	8.841×10^{-9}	4.504×10^{-4}
	Север.	1.905×10^{-6}	0.0514		Север.	8.686×10^{-7}	9.391×10^{-3}		Север.	1.266×10^{-8}	6.451×10^{-4}

Таблица 2 (окончание).

Si	Южный	$4.022x10^{-5}$	1.13	Cr	Южный	$8.05x10^{-9}$	$4.186x10^{-4}$	Br	Южный	$2.777x10^{-9}$	$2.219x10^{-4}$
	Селенг.	$7.301x10^{-5}$	2.051		Селенг.	$7.928x10^{-9}$	$4.122x10^{-4}$		Селенг.	$3.039x10^{-9}$	$2.428x10^{-4}$
	Средний	$3.411x10^{-5}$	0.9581		Средний	$1.154x10^{-8}$	$6.001x10^{-4}$		Средний	$5.049x10^{-9}$	$4.034x10^{-4}$
	Ушкан.	$4.448x10^{-5}$	1.249		Ушкан.	$1.036x10^{-8}$	$5.385x10^{-4}$		Ушкан.	$2.696x10^{-7}$	0.02154
	Север.	$4.415x10^{-5}$	1.24		Север.	$1.066x10^{-8}$	$5.544x10^{-4}$		Север.	$2.397x10^{-9}$	$1.915x10^{-4}$
Mn	Южный	$7.894x10^{-9}$	0.0043	Cu	Южный	$1.547x10^{-8}$	$9.834x10^{-4}$	Rb	Южный	$8.26x10^{-9}$	$7.06x10^{-4}$
	Селенг.	$4.558x10^{-8}$	0.0025		Селенг.	$2.737x10^{-8}$	$1.739x10^{-3}$		Селенг.	$8.493x10^{-9}$	$7.259x10^{-4}$
	Средний	$8.628x10^{-8}$	0.0047		Средний	$1.587x10^{-8}$	$1.009x10^{-3}$		Средний	$3.776x10^{-9}$	$3.227x10^{-4}$
	Ушкан.	$2.139x10^{-8}$	0.0012		Ушкан.	$5.393x10^{-8}$	$3.427x10^{-3}$		Ушкан.	$4.393x10^{-9}$	$3.755x10^{-4}$
	Север.	$2.078x10^{-8}$	$1.142x10^{-3}$		Север.	$2.348x10^{-8}$	$1.492x10^{-3}$		Север.	$4.6x10^{-9}$	$3.931x10^{-4}$
Fe	Южный	$5.598x10^{-7}$	0.0313	Cd	Южный	$1.62x10^{-10}$	$1.815x10^{-5}$	Mo	Южный	$9.777x10^{-9}$	$9.38x10^{-4}$
	Селенг.	$8.559x10^{-7}$	0.0478		Селенг.	$2.25x10^{-10}$	$2.529x10^{-5}$		Селенг.	$7.566x10^{-9}$	$7.259x10^{-4}$
	Средний	$8.126x10^{-7}$	0.0454		Средний	$2.06x10^{-10}$	$2.32x10^{-5}$		Средний	$1.156x10^{-8}$	$1.109x10^{-3}$
	Ушкан.	$6.049x10^{-7}$	0.0338		Ушкан.	$2.35x10^{-10}$	$2.64x10^{-5}$		Ушкан.	$7.246x10^{-9}$	$6.952x10^{-4}$
	Север.	$7.039x10^{-7}$	0.039		Север.	$3.41x10^{-10}$	$3.83x10^{-5}$		Север.	$6.829x10^{-9}$	$6.552x10^{-4}$
S	Южный	$5.119x10^{-5}$	1.641	Hg	Южный	$1.257x10^{-9}$	$2.521x10^{-4}$	H	Южный	$1.109x10^{-3}$	1.118
	Селенг.	$9.155x10^{-5}$	2.936		Селенг.	$1.16x10^{-9}$	$2.327x10^{-4}$		Селенг.	$1.515x10^{-3}$	1.527
	Средний	$6.445x10^{-5}$	2.067		Средний	$1.911x10^{-9}$	$3.832x10^{-4}$		Средний	$1.102x10^{-3}$	1.11
	Ушкан.	$5.656x10^{-5}$	1.814		Ушкан.	$1.562x10^{-9}$	$3.133x10^{-4}$		Ушкан.	$1.098x10^{-3}$	1.106
	Север.	$5.826x10^{-5}$	1.868		Север.	$4.02x10^{-10}$	$8.064x10^{-5}$		Север.	$7.71x10^{-4}$	0.7772
C	Южный	$1.263x10^{-3}$	15.17	Pb	Южный	$5.354x10^{-9}$	$1.109x10^{-3}$	O	Южный	$4.403x10^{-3}$	70.44
	Селенг.	$1.673x10^{-3}$	20.1		Селенг.	$1.77x10^{-9}$	$3.667x10^{-4}$		Селенг.	$5.039x10^{-3}$	80.61
	Средний	$1.361x10^{-3}$	16.35		Средний	$5.354x10^{-9}$	$1.109x10^{-3}$		Средний	$4.441x10^{-3}$	71.05
	Ушкан.	$1.242x10^{-3}$	14.92		Ушкан.	$2.174x10^{-9}$	$4.504x10^{-4}$		Ушкан.	$4.071x10^{-3}$	65.14
	Север.	$1.191x10^{-3}$	14.3		Север.	$1.314x10^{-9}$	$2.722x10^{-4}$		Север.	$3.629x10^{-3}$	58.06

дели газов, растворенных в байкальской воде, производится исходя из следующих предположений. Кислород и углекислый газ участвуют в геологическом и биологическом круговоротах вещества. Следовательно, необходимо знать их количественные характеристики в водах оз. Байкал (аналитические данные) и использовать для построения имитационных моделей термодинамических систем. Газообразный азот важен, прежде всего, тем, что он фиксируется цианобактериями в водах озера и вступает в биологический круговорот. В наших базах данных он представлен как $N_{орг}$ и NO_3^-. Благородные газы Ne и Ar – химически инертны, в геологическом и биологическом круговоротах вещества не участвуют. Рассчитан полный компонентный состав, включая ионы, сложные нейтральные и заряженные ассоциаты прибрежных вод пяти резервуаров оз. Байкал при среднемноголетних, присущих каждой системе температурах (табл. 3). Модели систем оз. Байкал показали, что характеристики кислотно-основных и окислительно-восстановительных состояний геохимических систем, определяемых соответственно величинами pH и Eh, для систем оз. Байкал различаются, также как и их общая минерализация. Установлено, в виде каких химических соединений независимые компоненты присутствуют в водных системах: все зависимые компоненты образуют ионные пары, причем в нескольких формах, только макрокомпоненты на 99% представлены в виде свободных незакомплексованных ионов. Доминирующая форма серы – SO_4^{2-}, углерода – HCO_3^-. Хлор присутствует в виде иона Cl^-. У всех биогенных компонентов и микроэлементов, кроме Br, основные формы нахождения в водах Байкала – ионные комплексы. Причем у таких компонентов, как Al, Cu, Cr, Fe, As, P, Hg, U, V доминирующие формы нахождения в разных системах различаются.

Несмотря на то, что Байкал – ультрапресное озеро, оно имеет большой диапазон содержаний химических компонентов, и этот диапазон индивидуален для каждого резервуара и систем в этих резервуарах (поверхностные, прибрежные, глубинные, придонные воды, донные отложения). Рассчитанные химические равновесные модели прибрежных вод пяти резервуаров оз. Байкал показали, что характеристики геохимических сред – общая минерализация, характеристики кислотно-основных и окислительно-восстановительных состояний, а так же концентрации форм нахождения компонентов – в этих водах являются индивидуальными для каждого резервуара.

Литература:

1. Астраханцева О.Ю. Принципы создания модели «Мегасистема «Оз. Байкал»», база данных // Проблемы земной цивилизации. Сборник статей «Поиск решения проблем выживания и безопасности Земной цивилизации». Вып. 6. Ч. 1. Иркутск: ASPrint, 2002. С. 72-121.

3. Астраханцева О.Ю. База данных химического состава вод и потоков оз. Байкал // Экосистемы и природные ресурсы горных стран. Материалы Первого Междунар. симпоз. «Байкал. Современное состояние поверхност-

Таблица 3.

Содержания форм компонентов в прибрежных водах пяти резервуаров оз. Байкал, рассчитанные методом минимизации свободной энергии Гиббса.

Резервуар / Компонент	Прибрежные воды									
	Южный		Селенгинский		Средний		Ушканьеостровский		Северный	
	моль/кг	мг/кг	моль/кг	мг/кг	моль/кг	мг/кг	моль/кг	мг/кг	моль/кг	мг/кг
Водный раствор										
$Al(OH)_2^+$	$1.95x10^{-8}$	$1.19x10^{-3}$	$3.62x10^{-8}$	$2.21x10^{-3}$	$4.56x10^{-8}$	$2.78x10^{-3}$	$2.76x10^{-8}$	$1.68x10^{-3}$	$8.97x10^{-8}$	$5.47x10^{-3}$
$Al(OH)_3^0$	$9.81x10^{-7}$	$7.65x10^{-2}$	$1.06x10^{-6}$	$8.26x10^{-2}$	$1.48x10^{-6}$	0.115	$1.52x10^{-6}$	0.118	$1.29x10^{-6}$	0.1
$Al(OH)_4^-$	$1.08x10^{-6}$	0.102	$5.83x10^{-7}$	$5.54x10^{-2}$	$9.53x10^{-7}$	$9.06x10^{-2}$	$1.67x10^{-6}$	0.158	$3.67x10^{-7}$	$3.48x10^{-2}$
$B(OH)_4^-$	$4.52x10^{-8}$	$3.56x10^{-3}$	$2.45x10^{-8}$	$1.93x10^{-3}$	$2.88x10^{-8}$	$2.27x10^{-3}$	$4.78x10^{-8}$	$3.77x10^{-3}$	$1.3x10^{-8}$	$1.03x10^{-3}$
BO_2^-	$5.38x10^{-9}$	$2.3x10^{-4}$	$3.12x10^{-9}$	$1.33x10^{-4}$	$3.57x10^{-9}$	$1.53x10^{-4}$	$5.91x10^{-9}$	$2.53x10^{-4}$	$1.61x10^{-9}$	$6.87x10^{-5}$
$Al(OH)^{+2}$	$3x10^{-10}$	$1.32x10^{-5}$	$9.77x10^{-10}$	$4.3x10^{-5}$	$1.1x10^{-9}$	$4.83x10^{-5}$	$3.92x10^{-10}$	$1.72x10^{-5}$	$4.81x10^{-9}$	$2.12x10^{-4}$
Al^{+3}	$7.84x10^{-12}$	$2.11x10^{-7}$	$4.37x10^{-11}$	$1.18x10^{-6}$	$4.39x10^{-11}$	$1.19x10^{-6}$	$9.26x10^{-12}$	$2.5x10^{-7}$	$4.24x10^{-10}$	$1.14x10^{-5}$
$AlOH_2^+$	$3x10^{-10}$	$1.32x10^{-5}$	$9.77x10^{-10}$	$4.3x10^{-5}$	$1.1x10^{-9}$	$4.83x10^{-5}$	$3.92x10^{-10}$	$1.72x10^{-5}$	$4.81x10^{-9}$	$2.12x10^{-4}$
$B(OH)_3^0$	$7.6x10^{-7}$	0.047	$8.41x10^{-7}$	0.052	$8.36x10^{-7}$	$5.17x10^{-2}$	$8.15x10^{-7}$	$5.04x10^{-2}$	$8.54x10^{-7}$	$5.28x10^{-2}$
Br^-	$2.78x10^{-9}$	$2.22x10^{-4}$	$3.04x10^{-9}$	$2.43x10^{-4}$	$5.05x10^{-9}$	$4.03x10^{-4}$	$2.7x10^{-7}$	$2.15x10^{-2}$	$2.4x10^{-9}$	$1.92x10^{-4}$
CO_2^0	$1.64x10^{-4}$	7.2	$3.74x10^{-4}$	16.5	$2.71x10^{-4}$	11.9	$1.59x10^{-4}$	6.98	$4.3x10^{-4}$	18.9
CO_3^{2-}	$7.2x10^{-7}$	$4.32x10^{-2}$	$4.51x10^{-7}$	$2.71x10^{-2}$	$4.32x10^{-7}$	$2.59x10^{-2}$	$7.3x10^{-7}$	$4.38x10^{-2}$	$1.31x10^{-7}$	$7.86x10^{-3}$
$CaCO_3^0$	$2.73x10^{-7}$	$2.74x10^{-2}$	$2.1x10^{-7}$	$2.11x10^{-2}$	$1.73x10^{-7}$	$1.73x10^{-2}$	$2.78x10^{-7}$	$2.78x10^{-2}$	$4.38x10^{-8}$	$4.39x10^{-3}$
$Ca(HCO_3)^+$	$4.27x10^{-6}$	0.432	$5.8x10^{-6}$	0.586	$4.25x10^{-6}$	0.43	$4.03x10^{-6}$	0.407	$2.43x10^{-6}$	0.246
Ca^{2+}	$3.91x10^{-4}$	15.7	$4.73x10^{-4}$	18.9	$4x10^{-4}$	16	$3.82x10^{-4}$	15.3	$3.19x10^{-4}$	12.8
$CaCl^+$	$2.29x10^{-9}$	$1.73x10^{-4}$	$7.29x10^{-9}$	$5.5x10^{-4}$	$3.11x10^{-9}$	$2.35x10^{-4}$	$3.92x10^{-9}$	$2.96x10^{-4}$	$2.76x10^{-9}$	$2.09x10^{-4}$
$CaCl_2^0$	$2.38x10^{-14}$	$2.64x10^{-9}$	$1.83x10^{-13}$	$2.03x10^{-8}$	$4.06x10^{-14}$	$4.51x10^{-9}$	$6.76x10^{-14}$	$7.5x10^{-9}$	$4x10^{-14}$	$4.44x10^{-9}$
$CaHSiO_3^+$	$5.14x10^{-10}$	$6.02x10^{-5}$	$5.43x10^{-10}$	$6.36x10^{-5}$	$2.58x10^{-10}$	$3.03x10^{-5}$	$5.45x10^{-10}$	$6.39x10^{-5}$	$1.21x10^{-10}$	$1.42x10^{-5}$
$CaOH^+$	$9.37x10^{-11}$	$5.35x10^{-6}$	$7.85x10^{-11}$	$4.48x10^{-6}$	$6.88x10^{-11}$	$3.92x10^{-6}$	$1.11x10^{-10}$	$6.36x10^{-6}$	$2.43x10^{-11}$	$1.39x10^{-6}$
$CaSO_4^0$	$1.59x10^{-6}$	0.217	$3.29x10^{-6}$	0.448	$2.05x10^{-6}$	0.278	$1.71x10^{-6}$	0.233	$1.56x10^{-6}$	0.212
Cd^{2+}	$1.61x10^{-10}$	$1.81x10^{-5}$	$2.24x10^{-10}$	$2.52x10^{-5}$	$2.06x10^{-10}$	$2.31x10^{-5}$	$2.34x10^{-10}$	$2.64x10^{-5}$	$3.4x10^{-10}$	$3.83x10^{-5}$
$CdCl^+$	$2.57x10^{-13}$	$3.8x10^{-8}$	$4.88x10^{-13}$	$7.21x10^{-8}$	$4.25x10^{-13}$	$6.28x10^{-8}$	$6.35x10^{-13}$	$9.4x10^{-8}$	$4.2x10^{-13}$	$6.2x10^{-8}$
$CdCl_2^0$	$2.22x10^{-17}$	$4.07x10^{-12}$	$7.21x10^{-17}$	$1.32x10^{-11}$	$4.6x10^{-17}$	$8.43x10^{-12}$	$9.18x10^{-17}$	$1.68x10^{-11}$	$3.73x10^{-17}$	$6.85x10^{-12}$
CdO^0	$8.2x10^{-18}$	$1.05x10^{-12}$	$1.74x10^{-18}$	$2.23x10^{-13}$	$4.77x10^{-18}$	$6.12x10^{-13}$	$1.57x10^{-17}$	$2.01x10^{-12}$	0	0
$CdOH^+$	$4.55x10^{-14}$	$5.89x10^{-9}$	$2.08x10^{-14}$	$2.69x10^{-9}$	$3.91x10^{-14}$	$5.06x10^{-9}$	$7.54x10^{-14}$	$9.76x10^{-9}$	$1.52x10^{-14}$	$1.97x10^{-9}$

Cl^-	$1.58x10^{-5}$	0.56	$4.21x10^{-5}$	1.49	$2.09x10^{-5}$	0.741	$2.76x10^{-5}$	0.979	$2.27x10^{-5}$	0.806
Co^{2+}	$6.33x10^{-10}$	$3.73x10^{-5}$	$7.55x10^{-10}$	$4.45x10^{-5}$	$7.36x10^{-10}$	$4.34x10^{-5}$	$6.98x10^{-10}$	$4.11x10^{-5}$	$5.13x10^{-10}$	$3.02x10^{-5}$
$CoCl^+$	$1.5x10^{-14}$	$1.41x10^{-9}$	$9.87x10^{-14}$	$9.32x10^{-9}$	$1.98x10^{-14}$	$1.87x10^{-9}$	$2.8x10^{-14}$	$2.64x10^{-9}$	$4.06x10^{-14}$	$3.83x10^{-9}$
CoO^0	$4.95x10^{-16}$	$3.71x10^{-11}$	$6.76x10^{-16}$	$5.07x10^{-11}$	$2.09x10^{-16}$	$1.57x10^{-11}$	$6.18x10^{-16}$	$4.63x10^{-11}$	$1.15x10^{-16}$	$8.6x10^{-12}$
$CoOH^+$	$8.48x10^{-14}$	$6.44x10^{-9}$	$1.36x10^{-13}$	$1.04x10^{-8}$	$5.8x10^{-14}$	$4.4x10^{-9}$	$1.02x10^{-13}$	$7.77x10^{-9}$	$4.74x10^{-14}$	$3.6x10^{-9}$
$Cr_2O_7^{2-}$	$6.82x10^{-17}$	$1.47x10^{-11}$	$2.1x10^{-16}$	$4.53x10^{-11}$	$3.5x10^{-16}$	$7.56x10^{-11}$	$1x10^{-16}$	$2.16x10^{-11}$	$9.97x10^{-16}$	$2.15x10^{-10}$
CrO_4^{2-}	$7.12x10^{-9}$	$8.26x10^{-4}$	$6.21x10^{-9}$	$7.21x10^{-4}$	$9.35x10^{-9}$	$1.08x10^{-3}$	$9.11x10^{-9}$	$1.06x10^{-3}$	$6.94x10^{-9}$	$8.04x10^{-4}$
Cr^{2+}	0	0	0	0	0	0	0	0	$2.3x10^{-8}$	$1.46x10^{-3}$
Cu^{+2}	$1.4x10^{-8}$	$8.91x10^{-4}$	$2.61x10^{-8}$	$1.66x10^{-3}$	$1.5x10^{-8}$	$9.55x10^{-4}$	$4.82x10^{-8}$	$3.06x10^{-3}$	0	0
CuO^0	$7.13x10^{-10}$	$5.67x10^{-5}$	$4.34x10^{-10}$	$3.45x10^{-5}$	$3.14x10^{-10}$	$2.5x10^{-5}$	$2.89x10^{-9}$	$2.3x10^{-4}$	$9.58x10^{-11}$	$7.62x10^{-6}$
$CuOH^+$	$7.47x10^{-10}$	$6.02x10^{-5}$	$8.21x10^{-10}$	$6.61x10^{-5}$	$5.26x10^{-10}$	$4.23x10^{-5}$	$2.84x10^{-9}$	$2.29x10^{-4}$	$3.61x10^{-10}$	$2.91x10^{-5}$
Fe^{2+}	$8.08x10^{-14}$	$4.51x10^{-9}$	$4.47x10^{-11}$	$2.49x10^{-6}$	$3.86x10^{-13}$	$2.16x10^{-8}$	$1.06x10^{-13}$	$5.94x10^{-9}$	$7.96x10^{-13}$	$4.44x10^{-8}$
Fe^{3+}	$3.72x10^{-12}$	$2.08x10^{-7}$	$2.77x10^{-11}$	$1.55x10^{-6}$	$2.03x10^{-11}$	$1.13x10^{-6}$	$2.84x10^{-12}$	$1.59x10^{-7}$	$7.75x10^{-11}$	$4.33x10^{-6}$
FeO_2^-	$4.55x10^{-7}$	0.04	$4.1x10^{-7}$	$3.61x10^{-2}$	$4.46x10^{-7}$	$3.92x10^{-2}$	$5.18x10^{-7}$	$4.55x10^{-2}$	$6.69x10^{-8}$	$5.88x10^{-3}$
$FeOH^+$	$1.49x10^{-16}$	$1.09x10^{-11}$	$4.96x10^{-14}$	$3.62x10^{-9}$	$4.72x10^{-16}$	$3.44x10^{-11}$	$2.2x10^{-16}$	$1.6x10^{-11}$	$4.34x10^{-16}$	$3.16x10^{-11}$
$FeOH_2^+$	$1.04x10^{-7}$	$7.61x10^{-3}$	$4.45x10^{-7}$	$3.24x10^{-2}$	$3.67x10^{-7}$	$2.67x10^{-2}$	$8.7x10^{-8}$	$6.34x10^{-3}$	$6.37x10^{-7}$	$4.64x10^{-2}$
$H_2PO_4^-$	$3.67x10^{-7}$	$3.56x10^{-2}$	$5.6x10^{-7}$	$5.43x10^{-2}$	$3.57x10^{-7}$	$3.46x10^{-2}$	$3.57x10^{-7}$	$3.46x10^{-2}$	$8.42x10^{-7}$	$8.17x10^{-2}$
$H_2VO_4^-$	$1.57x10^{-8}$	$1.84x10^{-3}$	$9.61x10^{-9}$	$1.12x10^{-3}$	$2x10^{-8}$	$2.34x10^{-3}$	$7.71x10^{-9}$	$9.02x10^{-4}$	$1.22x10^{-8}$	$1.43x10^{-3}$
$H_3AsO_4^0$	$7.32x10^{-15}$	$1.04x10^{-9}$	$3.23x10^{-14}$	$4.58x10^{-9}$	$2.28x10^{-14}$	$3.24x10^{-9}$	$7.96x10^{-15}$	$1.13x10^{-9}$	$1.21x10^{-13}$	$1.72x10^{-8}$
$H_3PO_4^0$	$1.96x10^{-12}$	$1.92x10^{-7}$	$6.51x10^{-12}$	$6.38x10^{-7}$	$3.41x10^{-12}$	$3.35x10^{-7}$	$2x10^{-12}$	$1.96x10^{-7}$	$1.82x10^{-11}$	$1.78x10^{-6}$
$H_3VO_4^0$	$6.38x10^{-12}$	$7.52x10^{-7}$	$7.92x10^{-12}$	$9.35x10^{-7}$	$1.41x10^{-11}$	$1.66x10^{-6}$	$3.22x10^{-12}$	$3.8x10^{-7}$	$1.95x10^{-11}$	$2.3x10^{-6}$
$HAlO_2^0$	$1.08x10^{-7}$	$6.46x10^{-3}$	$1.33x10^{-7}$	$7.96x10^{-3}$	$1.75x10^{-7}$	$1.05x10^{-2}$	$1.8x10^{-7}$	$1.08x10^{-2}$	$1.52x10^{-7}$	$9.09x10^{-3}$
$HAsO_2^0$	0	0	0	0	0	0	$3.92x10^{-9}$	$5.49x10^{-4}$	$4.04x10^{-9}$	$5.65x10^{-4}$
$HAsO_4^{2-}$	$3.92x10^{-9}$	$5.49x10^{-4}$	$3.92x10^{-9}$	$5.49x10^{-4}$	$3.92x10^{-9}$	$5.49x10^{-4}$	0	0	0	0
HCO_3^-	$1.09x10^{-3}$	66.7	$1.29x10^{-3}$	78.8	$1.08x10^{-3}$	66.1	$1.08x10^{-3}$	65.7	$7.57x10^{-4}$	46.2
$HCrO_2^0$	0	0	0	0	0	0	0	0	$3.73x10^{-9}$	$4.36x10^{-4}$
$HCoO_2^-$	0	0	0	0	0	0	0	0	$1.33x10^{-17}$	$1.29x10^{-12}$
$HCrO_4^-$	$9.31x10^{-10}$	$1.09x10^{-4}$	$1.72x10^{-9}$	$2.01x10^{-4}$	$2.19x10^{-9}$	$2.56x10^{-4}$	$1.24x10^{-9}$	$1.45x10^{-4}$	0	0
$HCuO_2^-$	$3.25x10^{-16}$	$3.14x10^{-11}$	$1.35x10^{-16}$	$1.31x10^{-11}$	$1.01x10^{-16}$	$9.74x10^{-12}$	$1.58x10^{-15}$	$1.52x10^{-10}$	0	0
$HMoO_4^-$	$9.77x10^{-12}$	$1.57x10^{-6}$	$1.56x10^{-11}$	$2.52x10^{-6}$	$2.02x10^{-11}$	$3.25x10^{-6}$	$7.39x10^{-12}$	$1.19x10^{-6}$	$2.73x10^{-11}$	$4.4x10^{-6}$
$HPbO_2^-$	$5.03x10^{-18}$	$1.21x10^{-12}$	0		$2.4x10^{-18}$	$5.78x10^{-13}$	$2.95x10^{-18}$	$7.08x10^{-13}$	0	0
HSO_4^-	$1.12x10^{-10}$	$1.09x10^{-5}$	$4.5x10^{-10}$	$4.37x10^{-5}$	$2.59x10^{-10}$	$2.52x10^{-5}$	$1.34x10^{-10}$	$1.3x10^{-5}$	$5.36x10^{-10}$	$5.21x10^{-5}$
$HSiO_3^-$	$1.5x10^{-7}$	$1.15x10^{-2}$	$1.36x10^{-7}$	$1.05x10^{-2}$	$7.45x10^{-8}$	$5.75x10^{-3}$	$1.65x10^{-7}$	$1.27x10^{-2}$	$4.26x10^{-8}$	$3.28x10^{-3}$
HVO_4^{2-}	$2.3x10^{-9}$	$2.67x10^{-4}$	$7.11x10^{-10}$	$8.25x10^{-5}$	$1.73x10^{-9}$	$2.01x10^{-4}$	$1.13x10^{-9}$	$1.31x10^{-4}$	$4.61x10^{-10}$	$5.34x10^{-5}$

$HZnO_2^-$	$4.04x10^{-15}$	$3.98x10^{-10}$	$5.01x10^{-16}$	$4.93x10^{-11}$	$8.12x10^{-16}$	$7.99x10^{-11}$	$3.18x10^{-15}$	$3.13x10^{-10}$	$4.61x10^{-17}$	$4.54x10^{-12}$
Hg^{2+}	$4.01x10^{-13}$	$8.04x10^{-8}$	$6.82x10^{-13}$	$1.37x10^{-7}$	$9.91x10^{-13}$	$1.99x10^{-7}$	$4.77x10^{-13}$	$9.56x10^{-8}$	$4.44x10^{-13}$	$8.91x10^{-8}$
$HgOH^+$	$1.26x10^{-9}$	$2.73x10^{-4}$	$1.16x10^{-9}$	$2.52x10^{-4}$	$1.91x10^{-9}$	$4.16x10^{-4}$	$1.56x10^{-9}$	$3.4x10^{-4}$	$4.02x10^{-10}$	$8.74x10^{-5}$
K^+	$2.48x10^{-5}$	0.968	$3.43x10^{-5}$	1.34	$3.16x10^{-5}$	1.24	$2.91x10^{-5}$	1.14	$2.51x10^{-5}$	0.982
KCl^0	$5.69x10^{-13}$	$4.24x10^{-8}$	$2.28x10^{-12}$	$1.7x10^{-7}$	$1.01x10^{-12}$	$7.56x10^{-8}$	$1.23x10^{-12}$	$9.19x10^{-8}$	$8.84x10^{-13}$	$6.59x10^{-8}$
$KHSO_4^0$	0	0	$2.85x10^{-18}$	$3.89x10^{-13}$	$1.48x10^{-18}$	$2.01x10^{-13}$	0	0	$2.45x10^{-18}$	$3.34x10^{-13}$
KSO_4^-	$7.73x10^{-9}$	$1.04x10^{-3}$	$1.84x10^{-8}$	$2.49x10^{-3}$	$1.23x10^{-8}$	$1.66x10^{-3}$	$9.93x10^{-9}$	$1.34x10^{-3}$	$9.12x10^{-9}$	$1.23x10^{-3}$
KOH^0	$2.37x10^{-13}$	$1.33x10^{-8}$	$2.17x10^{-13}$	$1.22x10^{-8}$	$2.1x10^{-13}$	$1.18x10^{-8}$	$3.29x10^{-13}$	$1.84x10^{-8}$	$7.35x10^{-14}$	$4.12x10^{-9}$
$MgCO_3^0$	$5.27x10^{-8}$	$4.44x10^{-3}$	$4.13x10^{-8}$	$3.48x10^{-3}$	$2.8x10^{-8}$	$2.36x10^{-3}$	$5.45x10^{-8}$	$4.6x10^{-3}$	$3.9x10^{-9}$	$3.29x10^{-4}$
$Mg(HCO_3)^+$	$1.42x10^{-6}$	0.121	$2.04x10^{-6}$	0.174	$1.22x10^{-6}$	0.104	$1.39x10^{-6}$	0.119	$3.81x10^{-7}$	$3.25x10^{-2}$
$MgHSiO_3^+$	$3.65x10^{-10}$	$3.7x10^{-5}$	$3.97x10^{-10}$	$4.02x10^{-5}$	$1.55x10^{-10}$	$1.58x10^{-5}$	$3.96x10^{-10}$	$4.02x10^{-5}$	$3.99x10^{-11}$	$4.04x10^{-6}$
$Mg,^+$	$1.35x10^{-4}$	3.29	$1.73x10^{-4}$	4.2	$1.19x10^{-4}$	2.89	$1.38x10^{-4}$	3.34	$5.2x10^{-5}$	1.26
$MgCl^+$	$1.39x10^{-9}$	$8.29x10^{-5}$	$4.5x10^{-9}$	$2.69x10^{-4}$	$1.59x10^{-9}$	$9.49x10^{-5}$	$2.42x10^{-9}$	$1.44x10^{-4}$	$7.75x10^{-10}$	$4.63x10^{-5}$
$MgOH^+$	$7.59x10^{-10}$	$3.13x10^{-5}$	$6.13x10^{-10}$	$2.53x10^{-5}$	$4.54x10^{-10}$	$1.88x10^{-5}$	$8.89x10^{-10}$	$3.67x10^{-5}$	$8.83x10^{-11}$	$3.65x10^{-6}$
Mn^{2+}	$7.88x10^{-9}$	$4.33x10^{-4}$	$4.54x10^{-8}$	$2.49x10^{-3}$	$8.6x10^{-8}$	$4.73x10^{-3}$	$2.13x10^{-8}$	$1.17x10^{-3}$	$2.07x10^{-8}$	$1.14x10^{-3}$
$MnCl^+$	$4.5x10^{-14}$	$4.07x10^{-9}$	$7.32x10^{-13}$	$6.62x10^{-8}$	$6.84x10^{-13}$	$6.19x10^{-8}$	$2.28x10^{-13}$	$2.06x10^{-8}$	$1.82x10^{-13}$	$1.65x10^{-8}$
MnO^0	$3.81x10^{-18}$	$2.71x10^{-13}$	$9.19x10^{-18}$	$6.52x10^{-13}$	$1.98x10^{-17}$	$1.41x10^{-12}$	$1.45x10^{-17}$	$1.03x10^{-12}$	0	0
MnO_4^-	$2.19x10^{-13}$	$2.61x10^{-8}$	0	0	$3.09x10^{-13}$	$3.68x10^{-8}$	$1.82x10^{-13}$	$2.17x10^{-8}$	$2.52x10^{-15}$	$3x10^{-10}$
MnO_4^{2-}	$1.26x10^{-17}$	$1.5x10^{-12}$	0	0	$1.3x10^{-17}$	$1.54x10^{-12}$	$1.5x10^{-17}$	$1.79x10^{-12}$	0	0
$MnOH^+$	$5.3x10^{-13}$	$3.81x10^{-8}$	$1.95x10^{-12}$	$1.4x10^{-7}$	$3.98x10^{-12}$	$2.86x10^{-7}$	$1.71x10^{-12}$	$1.23x10^{-7}$	$4.25x10^{-13}$	$3.06x10^{-8}$
$MnSO_4^0$	$1.73x10^{-11}$	$2.61x10^{-6}$	$1.78x10^{-10}$	$2.68x10^{-5}$	$2.46x10^{-10}$	$3.71x10^{-5}$	$5.46x10^{-11}$	$8.24x10^{-6}$	$5.61x10^{-11}$	$8.47x10^{-6}$
MoO_4^{2-}	$9.77x10^{-9}$	$1.56x10^{-3}$	$7.55x10^{-9}$	$1.21x10^{-3}$	$1.15x10^{-8}$	$1.85x10^{-3}$	$7.24x10^{-9}$	$1.16x10^{-3}$	$6.8x10^{-9}$	$1.09x10^{-3}$
N_2^0	0	0	$9.22x10^{-6}$	0.258	0	0	0	0	0	0
NO_2^-	0	0	$6.1x10^{-17}$	$2.8x10^{-12}$	0	0	0	0	0	0
NO_3^-	$5.92x10^{-6}$	0.367	$2.01x10^{-6}$	0.125	$1.21x10^{-5}$	0.747	$1.08x10^{-5}$	0.669	$1.12x10^{-5}$	0.693
Na^+	$1.26x10^{-4}$	2.9	$1.75x10^{-4}$	4.02	$1.61x10^{-4}$	3.71	$1.49x10^{-4}$	3.41	$1.28x10^{-4}$	2.95
$NaCl^0$	$2.73x10^{-10}$	$1.6x10^{-5}$	$1.01x10^{-9}$	$5.89x10^{-5}$	$4.63x10^{-10}$	$2.71x10^{-5}$	$5.64x10^{-10}$	$3.29x10^{-5}$	$4.06x10^{-10}$	$2.37x10^{-5}$
$NaHSiO_3^0$	$2.47x10^{-9}$	$2.47x10^{-4}$	$2.7x10^{-9}$	$2.7x10^{-4}$	$1.45x10^{-9}$	$1.45x10^{-4}$	$2.96x10^{-9}$	$2.96x10^{-4}$	$6.74x10^{-10}$	$6.75x10^{-5}$
$NaOH^0$	$2.68x10^{-12}$	$1.07x10^{-7}$	$2.35x10^{-12}$	$9.4x10^{-8}$	$2.32x10^{-12}$	$9.27x10^{-8}$	$3.63x10^{-12}$	$1.45x10^{-7}$	$8.12x10^{-13}$	$3.25x10^{-8}$
$NaSO_4^-$	$2.46x10^{-8}$	$2.93x10^{-3}$	$5.92x10^{-8}$	$7.05x10^{-3}$	$3.93x10^{-8}$	$4.68x10^{-3}$	$3.18x10^{-8}$	$3.79x10^{-3}$	$2.92x10^{-8}$	$3.47x10^{-3}$
O_2^0	$2.31x10^{-4}$	7.38	$2.42x10^{-12}$	$7.76x10^{-8}$	$1.26x10^{-4}$	4.04	$6.97x10^{-5}$	2.23	$5.98x10^{-5}$	1.91
$P_2O_7^{4-}$	$1.78x10^{-17}$	$3.09x10^{-12}$	$1.24x10^{-17}$	$2.16x10^{-12}$	$6.24x10^{-18}$	$1.08x10^{-12}$	$1.8x10^{-17}$	$3.13x10^{-12}$	$6.19x10^{-18}$	$1.08x10^{-12}$
PO_4^{3-}	$3.37x10^{-12}$	$3.2x10^{-7}$	$1.37x10^{-12}$	$1.3x10^{-7}$	$1.15x10^{-12}$	$1.1x10^{-7}$	$3.33x10^{-12}$	$3.16x10^{-7}$	$5.08x10^{-13}$	$4.83x10^{-8}$

Pb^{2+}	$3.75x10^{-10}$	$7.77x10^{-5}$	$2.5x10^{-10}$	$5.19x10^{-5}$	$6.39x10^{-10}$	$1.32x10^{-4}$	$1.63x10^{-10}$	$3.39x10^{-5}$	$3.01x10^{-10}$	$6.23x10^{-5}$
PbO^{0}	$8x10^{-14}$	$1.79x10^{-8}$	$1.94x10^{-14}$	$4.33x10^{-9}$	$5.96x10^{-14}$	$1.33x10^{-8}$	$4.3x10^{-14}$	$9.59x10^{-9}$	$5.39x10^{-15}$	$1.2x10^{-9}$
$PbOH^{+}$	$4.98x10^{-9}$	$1.12x10^{-3}$	$1.52x10^{-9}$	$3.41x10^{-4}$	$4.72x10^{-9}$	$1.06x10^{-3}$	$2.01x10^{-9}$	$4.51x10^{-4}$	$1.01x10^{-9}$	$2.27x10^{-4}$
Rb^{+}	$8.26x10^{-9}$	$7.06x10^{-4}$	$8.49x10^{-9}$	$7.26x10^{-4}$	$3.78x10^{-9}$	$3.23x10^{-4}$	$4.39x10^{-9}$	$3.75x10^{-4}$	$4.6x10^{-9}$	$3.93x10^{-4}$
$RbOH^{0}$	$1.3x10^{-16}$	$1.34x10^{-11}$	$8.94x10^{-17}$	$9.16x10^{-12}$	$4.17x10^{-17}$	$4.27x10^{-12}$	$8.18x10^{-17}$	$8.38x10^{-12}$	$2.23x10^{-17}$	$2.29x10^{-12}$
SO_4^{2-}	$4.96x10^{-5}$	4.76	$8.82x10^{-5}$	8.47	$6.24x10^{-5}$	5.99	$5.48x10^{-5}$	5.26	$5.67x10^{-5}$	5.44
SiO_2^{0}	$4.01x10^{-5}$	2.41	$7.28x10^{-5}$	4.38	$3.4x10^{-5}$	2.05	$4.43x10^{-5}$	2.66	$4.41x10^{-5}$	2.65
$SrHCO_3^{+}$	$2.7x10^{-8}$	$4.02x10^{-3}$	$2.52x10^{-8}$	$3.75x10^{-3}$	$2.79x10^{-8}$	$4.14x10^{-3}$	$2.83x10^{-8}$	$4.21x10^{-3}$	$2.1x10^{-8}$	$3.13x10^{-3}$
Sr^{2+}	$2.97x10^{-6}$	0.26	$2.23x10^{-6}$	0.195	$2.96x10^{-6}$	0.26	$3.03x10^{-6}$	0.266	$3.13x10^{-6}$	0.274
$SrCO_3^{0}$	$6.58x10^{-10}$	$9.72x10^{-5}$	$3.19x10^{-10}$	$4.71x10^{-5}$	$4.1x10^{-10}$	$6.05x10^{-5}$	$7.07x10^{-10}$	$1.04x10^{-4}$	$1.38x10^{-10}$	$2.03x10^{-5}$
$SrCl^{+}$	$1.89x10^{-11}$	$2.32x10^{-6}$	$3.75x10^{-11}$	$4.61x10^{-6}$	$2.51x10^{-11}$	$3.09x10^{-6}$	$3.39x10^{-11}$	$4.17x10^{-6}$	$2.96x10^{-11}$	$3.64x10^{-6}$
$SrOH^{+}$	$2.03x10^{-13}$	$2.13x10^{-8}$	$1.09x10^{-13}$	$1.14x10^{-8}$	$1.48x10^{-13}$	$1.55x10^{-8}$	$2.58x10^{-13}$	$2.7x10^{-8}$	$6.94x10^{-14}$	$7.26x10^{-9}$
UO_2^{2+}	$4.28x10^{-15}$	$1.16x10^{-7}$	$8.39x10^{-15}$	$2.27x10^{-7}$	$1.01x10^{-12}$	$2.73x10^{-7}$	$3.09x10^{-13}$	$8.33x10^{-8}$	$6.71x10^{-12}$	$1.81x10^{-6}$
UO_3^{0}	$1.69x10^{-9}$	$4.85x10^{-4}$	$9.24x10^{-10}$	$2.64x10^{-4}$	$1.69x10^{-9}$	$4.84x10^{-4}$	$1.89x10^{-9}$	$5.41x10^{-4}$	$1.94x10^{-9}$	$5.55x10^{-4}$
VO_2^{+}	$1.77x10^{-15}$	$1.47x10^{-10}$	$3.92x10^{-15}$	$3.25x10^{-10}$	$6.21x10^{-15}$	$5.15x10^{-10}$	$8.32x10^{-16}$	$6.9x10^{-11}$	$1.93x10^{-14}$	$1.6x10^{-9}$
VO_4^{3-}	$1.33x10^{-15}$	$1.53x10^{-10}$	$2.34x10^{-16}$	$2.69x10^{-11}$	$6.27x10^{-16}$	$7.21x10^{-11}$	$6.95x10^{-16}$	$7.99x10^{-11}$	$7.12x10^{-17}$	$8.19x10^{-12}$
Zn^{+2}	$1.5x10^{-7}$	$9.84x10^{-3}$	$9.35x10^{-8}$	$6.12x10^{-3}$	$1.12x10^{-7}$	$7.33x10^{-3}$	$9.01x10^{-8}$	$5.89x10^{-3}$	$7.34x10^{-8}$	$4.8x10^{-3}$
$ZnCl^{+}$	$8.75x10^{-13}$	$8.82x10^{-8}$	$1.73x10^{-12}$	$1.74x10^{-7}$	$9.66x10^{-13}$	$9.74x10^{-8}$	$1.02x10^{-12}$	$1.03x10^{-7}$	$6.98x10^{-13}$	$7.04x10^{-8}$
$ZnCl_2$	$2.25x10^{-17}$	$3.06x10^{-12}$	$1.07x10^{-16}$	$1.46x10^{-11}$	$3.12x10^{-17}$	$4.25x10^{-12}$	$4.35x10^{-17}$	$5.93x10^{-12}$	$2.5x10^{-17}$	$3.4x10^{-12}$
ZnO^{0}	$1.96x10^{-12}$	$1.6x10^{-7}$	$4.74x10^{-13}$	$3.86x10^{-8}$	$6.62x10^{-13}$	$5.39x10^{-8}$	$1.53x10^{-12}$	$1.24x10^{-7}$	$8.53x10^{-14}$	$6.94x10^{-9}$
$ZnOH^{+}$	$3.85x10^{-9}$	$3.17x10^{-4}$	$1.63x10^{-9}$	$1.35x10^{-4}$	$2.04x10^{-9}$	$1.68x10^{-4}$	$2.77x10^{-9}$	$2.28x10^{-4}$	$5.93x10^{-10}$	$4.89x10^{-5}$
OH^{-}	$3.66x10^{-8}$	$6.23x10^{-4}$	$2.36x10^{-8}$	$4.02x10^{-4}$	$2.49x10^{-8}$	$4.24x10^{-4}$	$4.24x10^{-8}$	$7.21x10^{-4}$	$1.08x10^{-8}$	$1.84x10^{-4}$
H^{+}	$4.85x10^{-8}$	$4.89x10^{-5}$	$1.04x10^{-7}$	$1.05x10^{-4}$	$8.56x10^{-8}$	$8.63x10^{-5}$	$5.04x10^{-8}$	$5.08x10^{-5}$	$1.91x10^{-7}$	$1.92x10^{-4}$
H_2O	55.5	1кг	55.5	1кг	55.5	1кг	55.5	1кг	55.5	1кг
Взвесь										
SiO_2	0	0	$6.17x10^{-6}$	0.36	0	0	0	0	0	0
Минерализация, мг/кг	99.0857		125.0764		101.0617		100.0981		74.922	
pH	7.33		7.01		7.09		7.32		6.74	
Eh	0.82		0.72		0.82		0.8		0.8	
T, °C	3.37		6.7		5.3		5.3		5.1	
P, бар	1		1		1		1		1	

ной и подземной гидросферы горных стран». Новосибирск: Наука, 2004. С. 233-260.

3. Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT 92: A software package for calculating the standard thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0 to 1000 °C // Computers and Geosciences, 1992. V. 18. N 7. P. 899-94.

4. Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: Thermodynamic relations, conditions of equilibria and numerical algorithms. // Amer. Journ. Sci., 1997. V. 297. N 8. P. 767-806.

5. Tanger J.C.IV, Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Revised equations of state for standard partial molal properties of ions and electrolytes // Amer. J. Sci., 1988. V. 288. N 1. P. 19-98.

СОЗДАНИЕ ПРИНЦИПОВ И МЕТОДОВ ПОДХОДА К ФОРМИРОВАНИЮ КОМПЬЮТЕРНЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СИСТЕМЫ «ОЗ. БАЙКАЛ – ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА (ПОТОКИ)»

О.Ю. Астраханцева

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия, e-mail: astra@igc.irk.ru, р.т. 42-55-12

Важнейшая теоретическая проблема гидрогеохимии – изучение механизма процессов формирования химического состава природных вод континентальных водоемов, а так же прогнозирование качества вод при различных режимах их эксплуатации.

Цель наших исследований – создание имитационных моделей процессов формирования химического состава природных вод оз. Байкал методами компьютерного физико-химического моделирования.

Средство для такого исследования существует – алгоритм физико-химического моделирования эволюции системы локально-равновесных резервуаров, связанных потоками подвижных групп фаз [Кулик, Чудненко, Карпов, 1992; Чудненко, 2007] с положенной в его основу теорией стабильных стационарных мегасистем [Карпов, 1981] и универсальный инструмент для решения широкого круга задач физико-химического моделирования – программный комплекс «Селектор». Учитывая, что исследования физико-химических свойств системы «оз. Байкал – окружающая среда (потоки)» методом компьютерного физико-химического моделирования еще никем ранее не проводились, перед исследователями была поставлена задача создания принципов и методов подхода к формированию компьютерных физико-химических моделей системы «оз. Байкал – окружающая среда (потоки)».

Формирование моделей начинается с начального этапа – геолого-геохимической модели сложной системы «оз. Байкал – потоки», создание которой

обуславливает необходимость определения баланса масс – количества вещества в водах озера и потоках, поступающих и вытекающих из озера и установления особенностей миграции и аккумуляции компонентов, поступающих в озеро с потоками. В связи с этим были поставлены следующие задачи: 1) провести рациональное районирование – выделить равновесные системы в озере Байкал – резервуары со стабильными физико-химическими параметрами (температурой, давлением, химическим составом), обменивающиеся потоками вещества и энергии; 2) создать водную балансовую модель всех потоков и систем мегасистемы «Оз. Байкал»; 3) составить информационную модель для объектов исследования: установить состояние природного фона систем и потоков мегасистемы «Озеро Байкал» в отрезок времени, предшествующий активным антропогенным; 4) рассчитать химические балансы всех резервуаров и потоков мегасистемы «Оз. Байкал»; создать базы данных количества вещества в системах и потоках в г/год и моль/год.

Была разработана блок – схема этапов формирования компьютерной физико-химической модели оз. Байкал [Астраханцева, 2003; Астраханцева и др., 2010].

Согласно постулатам химической термодинамики, стабильные свойства внутренней среды системы (температуру, давление, химический состав вод, массу) можно определить только в состоянии ее химического и термического равновесия [Garrels, 1960]. В такой открытой системе, как оз. Байкал, равновесному состоянию отвечает термическое равновесие в его водах. Известна модель термодинамической мегасистемы В.И. Верболова с соавторами, которые впервые применили подход к оз. Байкал как к мегасистеме, состоящей из районов – систем с индивидуальными стабильными термическими характеристиками [Верболов и др., 1965]. Эту методологию мы и взяли за основу.

Было определено состояние внутренней среды систем (поверхностных, прибрежных, глубинных, придонных вод пяти резервуаров озера) мегасистмы «Оз. Байкал» [Астраханцева и др., 2010]. Определен их равновесный фазовый и компонентный состав. Во взятой за основу многорезервуарной термодинамической модели оз. Байкал, по методу термодинамического анализа водных минеральных систем Р. Гаррелза [Garrels, 1960], через физико-химические параметры проведена оценка геохимического состояния систем оз. Байкал. Рассчитанные химические равновесные модели поверхностных, прибрежных, глубинных и придонных вод пяти резервуаров оз. Байкал показали, что характеристики геохимических сред – общая минерализация, характеристики кислотно-основных и окислительно-восстановительных состояний, а так же концентрации форм нахождения компонентов – в этих водах являются индивидуальными для каждого резервуара. По физико-химическим условиям формирования новообразованного вторичного вещества и характеру геохимической среды озеро Байкал является многорезервуарной системой.

Морфология озера – сложный рельеф дна и, соответственно, перепады глубин – определяет своеобразие и особенности гидродинамических процессов, градиентов температуры, давления, интенсивности водообмена, количества вещества и характер геохимической среды вод в пяти его резервуарах: Южном, Селенгинском, Среднем, Ушканьеостровском, Северном. Сложный рельеф дна является тем фактором, который определяет различие физических и химических процессов в водах и донных отложениях озера Байкал по его акватории в резервуарах.

Озеро Байкал – динамическая мегасистема, работающая в стационарном режиме (постоянство своего неравновесного состояния), состоящая из равновесных термодинамических систем со стабильными физико-химическими характеристиками. Модель степени протекания процесса в глобальной мегасистеме «оз. Байкал – потоки» представляется как совокупность последовательно связанных потоками водного раствора реакторов – резервуаров [Астраханцева и др., 2010]. Стабильность мегасистемы обусловлена локальным равновесием в системах (поверхностные, прибрежные, глубинные, придонные воды) пяти резервуаров (Южный, Селенгинский, Средний, Ушканьеостровский, Северный) оз. Байкал. Объект нашего исследования – мегасистема оз. Байкал – окружающая среда (потоки) – совокупность геохимических процессов, происходящих в результате обмена энергией при взаимодействии вещества вод резервуаров оз. Байкал и вещества входящих и выходящих потоков (аэрозоль, дождь+снег, реки, речная взвесь, подземные воды, минеральные воды, приток озерных вод из соседних резервуаров озера, потоки из донных отложений, сток озерных вод в соседние резервуары озера или в реку Ангару, потоки в донные отложения). Стационарных систем (параметры которых не менялись бы со временем) в природе не бывает, но можно выбрать интервал времени, в течение которого система может считаться стационарной, т.е. обладающей временной стационарностью. Годичный цикл климатических характеристик окружающей среды, в которой находится объект нашего исследования (оз. Байкал), обуславливает выбор единицы меры времени – 1 год – время периодически повторяющихся процессов. Следовательно, системы «резервуары оз. Байкал – потоки» сохраняют во времени свои среднегодовые физико-химические характеристики стабильными. Среднемноголетние содержания компонентов в системах и потоках мегасистемы «Оз. Байкал – потоки» являются нужными нам химическими составами компонентов, т.е. термодинамическими параметрами. Разработана методика расчета среднемноголетнего химического состава независимых компонентов в потоках и системах для физико-химической модели «Озеро Байкал» [Астраханцева, 2003; Астраханцева и др., 2010]. Существующий разрозненный эмпирический материал по водам, донным отложениям и потокам озера Байкал приведен в систему – на большом фактическом материале установлено состояние природного фона систем и по-

токов мегасистемы «Озеро Байкал» в отрезок времени, предшествующий активным антропогенным нагрузкам – созданы среднемноголетние базы данных по содержанию в мг/л и моль/кг макро-, микро-, биогенных элементов и органического вещества (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Cl^-, NO_3^-, PO_4^{3-}, H^+, O_2, As, B, Cr, Cu, Cd, Hg, Pb, Sr, Zn, Co, U, V, Br, Rb, Mo, $C_{орг}$, $N_{орг}$, $P_{орг}$, $S_{орг}$, CO_2, Ti) в системах и потоках многорезервуарной системы «Оз. Байкал» [Астраханцева, 2002, 2004];

Рассчитаны морфометрические характеристики резервуаров оз. Байкал [Астраханцева, 2007а], проведена количественная оценка масштабов движения подземных вод в земной коре водосборных бассейнов резервуаров озера, которая позволила оценить масштабы подземного химического выноса [Астраханцева, 2007], оценена интенсивность водообмена в резервуарах и водные балансы потоков, впадающих и вытекающих из резервуаров [Астраханцева, Глазунов, 2008], оценена внутренняя нагрузка – потоки из донных отложений и потоки в донные отложения в резервуарах [Астраханцева и др., 2009].

Выявлено среднее значение постоянной времени обмена вод для каждого резервуара: в Северном резервуаре – около 386 лет; в Ушкуаньеостровском – около 129 лет; в Среднем – около 287 лет; в Селенгиском – около 25 лет; в Южном – около 96 лет [Астраханцева, Глазунов, 2008]. Водообмен – неотъемлимый фактор формирования химического состава воды, который определяет время взаимодействия воды с горными породами и органическим веществом и контролирует направленность взаимодействия в системах «воды резервуаров оз. Байкал – потоки». Особенность морфологии озера Байкал – сложный рельеф дна – определяет интенсивность водообмена и обуславливает ее различие в резервуарах и, следовательно, является определяющим фактором в формировании химического состава вод и донных отложений в резервуарах. Чем больше значение времени обмена вод в резервуарах, тем большее количество компонентов, поступающих в резервуар и вступающих во взаимодействие с веществом вод резервуара связывается – вступает в реакции комплексообразования, переходит из растворенной в твердую фазу и остается в резервуаре. Самое большое количество рассеивающихся компонентов (мигрирующих только одним способом – в растворенных формах) и легко выносящихся из резервуара – в Селенгинском резервуаре, и, наоборот, в Северном резервуаре количество связанных компонентов, перемещающихся в растворенной и твердой фазе, наибольшее.

На данном этапе исследования рассчитаны химические балансы резервуаров и потоков мегасистемы «Оз. Байкал», созданы базы данных количества вещества в системах и потоках в г/год [Астраханцева и др., 2010-2012]. Установление количественных характеристик химических балансов резервуаров оз. Байкал позволило сделать следующие выводы.

Основные источники вещества – потоки – в резервуарах генетически разные.

Кроме внешних прихода и расхода вещества в резервуар и из резервуара в Южном, Селенгинском, Среднем, Ушканьеостровском, Северном резервуарах существуют внутренние нагрузки (большие в четырех резервуарах, и ничтожная в Селенгинском). Потоки из донных отложений в резервуарах являются основным поставщиками биогенных элементов, органического вещества, катионов, группы микроэлементов.

В каждом резервуаре определен круг компонентов, совершающих биогеохимические круговороты в водах резервуара [Астраханцева и др., 2010-2012].

С точки зрения химического взаимодействия установлены следующие группы компонентов: активные – существуют в водах резервуара во взвешенных и растворенных формах, основное их количество приходит в растворенных формах с потоком из донных отложений и полностью вступает в реакции комплексообразования; умеренно активные компоненты – существуют в водах резервуара во взвешенных и растворенных формах, поступают в резервуар с внешними и внутренним потоками, в разной степени вступают в реакции комплексообразования; инертные компоненты, не участвуют в реакциях комплексообразования, в водах резервуара находятся только в растворенных формах. Инертные компоненты в резервуарах мигрируют только одним способом – в растворенных формах и являются легко выносимыми из резервуара. Остальные компоненты перемещаются и в растворенной и в виде твердой фазы, но с различным для каждого элемента соотношением растворенных и твердых фаз [Астраханцева и др., 2010-2012]. Установлены пути миграции компонентов в резервуарах оз. Байкал [Астраханцева и др., 2010-2012]. Установлено, что по скорости водной миграции компоненты в резервуарах (от минимальной к максимальной) образуют следующие ряды:

в Южном: (Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, NO_3^-, $P_{мин}$, As, Cr, Cu, Pb, Co, V, Rb, $P_{орг}$, Ti) → → (K^+, Na^+, $C_{орг}$, $S_{орг}$) → (Mg^{2+}, Cd, Br, Zn, U, $N_{орг}$) → (Ca^{2+}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, B, Hg, Sr, Mo);

в Селенгинском: (Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, Co, Ti, $P_{мин}$, Rb, As, V) → (Cr, NO_3^-, Al, Si) → → (U, Mo, $P_{орг}$, Cd, K^+, B) → ($N_{орг}$, Pb, Na^+, Br, Mg^{2+}, $S_{орг}$, $C_{орг}$) → (Ca^{2+}, Sr, Cu, Hg, Cl^-, SO_4^{2-}, Zn, HCO_3^-);

в Среднем: (Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, $P_{мин}$, Co, Rb, Ti, NO_3^-, As, Cr, Cu, Cd, Pb, V, $P_{орг}$, U) → (K^+, Br, $N_{орг}$, $C_{орг}$, $S_{орг}$, Na^+, Mg^{2+}, B) → (Mo, Ca^{2+}) →(Sr, SO_4^{2-}, Hg, Zn, Cl^-, HCO_3^-);

в Ушканьеостровском: (Al, Si, Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, $P_{мин}$, Co, Ti, Cr, Pb, Cu, NO_3^-, As, V, Rb, $P_{орг}$) → (Zn, Br, Mo, K^+, Cd, U, $N_{орг}$, Na^+, Mg^{2+}) → ($S_{орг}$, $C_{орг}$) → (B, Ca^{2+}, Hg, Sr, SO_4^{2-}, Cl^-, HCO_3^-);

в Северном: (Mn^{2+}, $Fe_{общ}$, $P_{мин}$, Al, Si, Ti, Co, NO_3^-, As, Cr, Cu, V, Cd, Rb, Pb, Br, $P_{орг}$, K, Zn, U) → (Cd, Na^+, $N_{орг}$, Mg^{2+}, $C_{орг}$, $S_{орг}$, Mo, Ca^{2+}) → (Hg, SO_4^{2-}, Sr, Cl^-, HCO_3^-).

Литература:

1. Астраханцева О.Ю. Принципы создания модели «Мегасистема «Оз. Байкал»», база данных // Проблемы земной цивилизации. Сборник статей «Поиск решения проблем выживания и безопасности Земной цивилизации». Вып. 6. Ч. 1. Иркутск: ASPrint, 2002. С. 72-121.

2. Астраханцева О.Ю. Создание физико-химической модели «Мегасистема «Оз. Байкал»». Выделение полуавтономных подсистем в озере Байкал // Бюллетень ВСНЦ СО РАМН, 2003. № 7. С. 124-129.

3. Астраханцева О.Ю. База данных химического состава вод и потоков оз. Байкал // Экосистемы и природные ресурсы горных стран. Материалы Первого Междунар. симпоз. «Байкал. Современное состояние поверхностной и подземной гидросферы горных стран». Новосибирск: Наука, 2004. С. 233-260.

4. Астраханцева О.Ю. Количественная оценка потока «Подземные воды», впадающего в озеро Байкал, для пяти резервуаров озера Байкал: Южного, Селенгинского, Среднего, Ушканьеостровского, Северного // Вестник ИрГТУ, 2007. № 3(31). С. 15-21.

5. Астраханцева О.Ю. Расчет морфометрических характеристик сложной системы «Озеро Байкал» // Вестник ИрГТУ, 2007а. № 4(32). С. 42-49.

6. Астраханцева О.Ю., Глазунов О.М. Водный баланс мегасистемы «Озеро Байкал» // Вестник ИрГТУ, 2008. № 3(35). С. 148-154.

7. Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М. Выделение полуавтономных систем в озере Байкал // Вестник ИрГТУ, 2010. № 4(44). С. 6-16.

8. Астраханцева О.Ю., Тимофеева С.С., Глазунов О.М. Химические балансы пяти резервуаров озера Байкал // Вестник ИрГТУ, 2009. № 1(37). С. 11-23.

9. Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М. Химический баланс Южного резервуара озера Байкал // Вестник ИрГТУ, 2011. № 8(55). С. 16-28.

10. Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М. Химический баланс Селенгинского резервуара озера Байкал // Вестник ИрГТУ, 2012. № 1(60). С. 20-32.

11. Астраханцева О.Ю., Чудненко К.В., Глазунов О.М. Химический баланс Среднего резервуара озера Байкал // Вестник ИрГТУ, 2012. № 3(62). С. 18-30.

12. Верболов В.И., Сокольников В.М., Шимараев М.Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс оз. Байкал. М.-Л.: Наука, 1965. 373 с.

13. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247с.

14. Кулик Д.А., Чудненко К.В., Карпов И.К. Алгоритм физико-химического моделирования эволюции системы локально-равновесных резервуаров, связанных потоками подвижных групп фаз // Геохимия, 1992. № 6. С. 858-879.

15. Чудненко К.В. Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Дисс… доктора г.-м. наук. Иркутск. гос. тех. универ-т, 2007. 385с.

16. Garrels R.M. Mineral equilibria at low temperature and pressure. New York: Harper, 1960. 306 p.

РАЗРАБОТКА ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ АВТОМАТИЗАЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ В СНЕЖНЫХ ШУРФАХ

И.А. Кононов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Лаборатория лавинных и селевых процессов, г. Южно-Сахалинск, e-mail: kononov-ia@yandex.ru

В работе рассматривается методика компьютерного распознавания элементов структуры снежного покрова в естественном залегании по фотографиям ледяных кристаллов.

Знание структуры снежной толщи необходимо при решении многих задач снеговедения и лавиноведения.

Структура снежной толщи определяется в основном формой ледяных кристаллов, слагающих снежные слои. Основная задача: по фотографиям кристаллов льда, взятых из отдельного слоя, установить класс формы кристаллов. Мы используем генетическую классификацию кристаллов льда Э.Г. Коломыца [2, 3], поскольку считаем её наиболее логично построенной. Кроме того, она позволяет отследить эволюционное развитие кристаллов в снежной толще и предсказывать её состояние в будущем.

Для распознавания класса формы кристаллов предлагается использовать методологию теории распознавания образов и теории обработки изображений.

Основные технологические этапы на пути определения класса отдельного кристалла на фотографии: выделение отдельных кристаллов на фотографии, получение минимального набора численных дескрипторов, необходимых для эффективного распознавания, непосредственно распознавание на основе векторов признаков, полученных на предыдущем этапе.

Для выделения кристаллов на фотографии использовался детектор границ Кани с предварительной фильтрацией изображения медианным фильтром и бинаризацией с адаптивным порогом методом Отцу.

Для численного описания кристаллов льда на фотографии использовались методы описания текстуры изображения: статистический анализ гистограмм яркостей, Фурье-анализ периодических и псевдопериодических структур на изображении, вычисление инвариантов моментов изображения как двумерной функции.

Для распознавания использовалась Вероятностная Нейронная Сеть. Для обучения сети оказалось достаточно 500 обучающих примеров. На тестовой выборке из 406 примеров сеть ошиблась 2 раза.

Всего было разработано три консольных программных модуля, реализующих технологические этапы распознавания (SnowSegmentator.exe, SnowDescriptor.exe, SnowClassifier.exe), и одно оконное приложение – интерфейс пользователя с указанным программным комплексом.

Литература:

1. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 527 с.

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.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ОКИСЛЕНИЯ СУЛЬФИДОВ В ХВОСТОХРАНИЛИЩАХ КОМСОМОЛЬСКОГО РАЙОНА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА В ДИАПАЗОНЕ ТЕМПЕРАТУР ОТ 0 ДО +45°

А.М. Костина, В.П. Зверева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: alyona5vbc@mail.ru; e-mail: zvereva@fegi.ru

Рассматривая процессы окисления сульфидов, протекающие в хвостохранилищах Комсомольского района, правомочно изучить их зависимость от температурного фактора. Годовая температура в Комсомольском районе изменяется от –40 до +40 °С [1]. Поэтому при помощи программы Selektor-Windows было проведено моделирование гипергенных процессов в интервале положительных температур от 0 до +45 °С с шагом в 5 °С (давление 1 атм.), что позволит более объективно рассмотреть процессы, происходящие в системе.

При создании физико-химических моделей учитывались составы дождевой воды (Карпов, 1981): N_3^-, N_2^- NH_4^+, $NH_4N_3^0$, HNO_2^0, $NH_4NO_3^0$, NH_4OH^0, $NH_4NO_2^0$, NH_3^0, $H_2CO_3^0$, HCO_3^-, CO_3^{2-}, $C_2O_4^{2-}$, CH_4^0, O_2^0, H_2^0, N_2^0, Ar^0, He^0, Kr^0, Ne^0, OH^-, H^+, H_2O, NO_3^-, HNO_3^0 (pH=5,66) и атмосферы (Хорн, 1972): Ar – 3,209, C – 0,1036, N – 539,478, O – 144,8472. Расчет основывался на 23 независимых (Al–Ar–As–B–C–Ca–Cl–Cu–Fe–He–K–Mg–Mn–N–Na–P–Pb–S–Si––Zn–H–O–e) и 438 зависимых компонентах (из них 345 растворённых частиц, 73 минерала и твердых раствора и 18 газов). Отношение вода – порода принималось 10:1, а вмещающая порода – сульфиды – 60:40 и 95:05, так как в разных точках хвостохранилища содержание сульфидов различно. В обеих моделях с ростом температуры наблюдается постепенное снижение уровня pH и незначительное изменение потенциала Eh. Это можно объяснить повышением интенсивности окислительных реакций в системе с увеличением температуры.

Формируется близкий ионный состав водных растворов:

– атмосферные газы – CO_2^0, CO_3^{2-}, HCO_3^-, HNO_2^0, HNO_3^0, N_2^0, NO_2^-, NO_3^-, O_2^0, OH^-, H^+;

– элементы вмещающих пород – $Al(OH)^{2+}$, Al^{3+}, AlO^+, AlO_2^-, AsO_4^{3-}, $B(OH)_3^0$, BO_2^-, $Ca(HCO_3)^+$, $CaHSiO_3^+$, Ca^{2+}, $CaCO_3^0$, $CaCl^+$, $CaOH^+$, $CaSO_4^0$, $H_2P_2O_7^{2-}$, $H_2PO_4^-$, $H_3PO_4^0$, $HAlO_2^0$, $HP_2O_7^{3-}$, HPO_4^{2-}, $HSiO_3^-$, K^+, $KHSO_4^0$, KOH^0,

$MgCO_3^0$, $Mg(HCO_3)^+$, $MgHSiO_3^+$, Mg^{2+}, $MgCl^+$, Mn^{2+}, $MnOH^+$, $MnSO_4^0$, Na^+, $NaAsO_4^{2-}$, $NaCl^0$, $NaHSiO_3^0$, $NaOH^0$, $NaSO_4^-$, $P_2O_7^{4-}$, PO_4^{3-}, SiO_2^0;

– элементы сульфидов – $Cu(CO_3)_2^{2-}$, Cu^{2+}, $CuCO_3^0$, CuO^0, $CuOH^+$, $CuSO_4^0$, $H_2AsO_4^-$, $H_3AsO_4^0$, $HAsO_4^{2-}$, $HCuO_2^-$, $HFeO_2^0$, FeO^+, FeO_2^-, $FeOH^{2+}$, $HPbO_2^-$, HSO_4^-, $HZnO_2^-$, $Pb(CO_3)_2^{2-}$, $Pb(SO_4)_2^{2-}$, Pb^{2+}, $PbHCO_3^+$, $PbNO_3^+$, PbO^0, $PbOH^+$, $PbSO_4^0$, $Zn(CO_3)_2^{2-}$, $Zn(SO_4)_2^{2-}$, Zn^{2+}, $ZnCO_3^0$, $ZnHCO_3^+$, ZnO^0, $ZnOH^+$, $ZnSO_4^0$, SO_4^{2-} (количество S в растворах стабильно).

Изменение содержания гипергенных минералов с увеличением температуры показало следующую зависимость:

– при соотношении порода – сульфиды 60:40 количество алуногена в системе снижается, вудвардита и гидромусковита сначала увеличивается, затем уменьшается, а при температуре +30 и +35 °С эти минералы исчезают совсем. В системе наблюдается увеличение количества выпавшего гетита и гипса, но при температуре от +15 до +45 °С оно практически стабильно. Дюфтит образуется в системе при температуре от +20 °С, причем его количество постепенно возрастает. Плюмбоярозит в незначительном количестве кристаллизуется при +45 °С. С повышением температуры в системе интенсивно кристаллизуется каолинит, а содержание магнезита уменьшается и при +20 °С он исчезает;

– система с соотношением 95:5 содержит гетит, количество которого возрастает с увеличением температуры. Гидромусковит кристаллизуется активнее до температуры +35 °С, а далее исчезает. Количество кальцита в системе с увеличением температуры постепенно снижается, а каолинита наоборот возрастает. Процессы кристаллизации гипса и магнезита сначала затухают, а затем активизируются.

В случае с силикатными минералами, при изменении температуры системы на 10 °С происходит количественное и качественное изменение ее минерального состава. Зависимость их количества от температуры, является наглядной иллюстрацией закона Аррениуса [4]. Таким образом, основные тенденции минералообразования в рассматриваемом диапазоне положительных температур могут быть описаны этим законом – повышение температуры на каждые 10 °С удваивает скорость химических реакций, и зависит от исходного состава системы.

При моделировании системы 60:40 образуются растворы от щелочных (8,61) до слабокислых (6,09), величина окислительно-восстановительного потенциала изменяется от 0,76 до 0,83, а в системе 95:5 среда постоянно щелочная pH 8,78-8,19 и величина Eh находится в интервале 0,75-0,70. Поведение содержания основных рудных элементов в растворах моделируемых систем при соотношении 60:40 и 95:5 в температурном интервале от 0 до +45 °С одинаковое и изменяется незначительно. В растворах каждой из систем поведение основных сульфидных элементов в моделях различно: содержание меди до +30 °С растет, а затем снижается, свинца и мышьяка в системе 60:40 на всем интервале температур снижается, а в системе 95:5

постоянное и достаточно высокое. Содержание цинка в растворе обеих систем стабильно высокое и от соотношения порода – сульфиды не зависит, железа в системах немного увеличивается, серы до +15 °С в системах увеличивается, а далее оно остается постоянно высоким.

При окислении сульфидов их основные компоненты в растворе в порядке уменьшения можно расположить в ряды Zn>Pb>As>S>Cu>Fe (соотношение 60:40) и S>Zn>Pb>As>Cu>Fe (95:5). Железа в системах значительно меньше, чем остальных элементов, т. к. оно практически полностью уходит на кристаллизацию минерала гетита.

Состав образующихся в моделях минералов достаточно близок: гетит, гипс, вудвардит, миметезит, магнезит, гидромусковит и каолинит, но при соотношении 60:40 в системе кристаллизуются алуноген и дюфтит (от +20 до +45 °С) и появляется плюмбоярозит (при +45 °С). Следует заметить, что содержание ряда минералов в системе с увеличением температуры растет постоянно или в определенном интервале: гетит, гипс, каолинит и гидромусковит. Другие минералы имеют тенденцию к их уменьшению в системе: алуноген, миметезит и магнезит, а третьи существуют в узком интервале температур и при определенном соотношении сульфиды – порода: вудвардит, дюфтит и плюмбоярозит.

Верификация, проведенная ионным и минеральным составом [2, 3], а также сравнением содержания элементов в моделируемых растворах с гидрохимическими данными по рудничным, шламовым и дренажным водам [2], подтвердила правильность полученных результатов.

Моделирование в проведенном интервале температур показало, что гипергенные процессы и образование минералов происходит постоянно и достаточно активно, причем в растворе все время стабильно высокое содержание элементов сульфидных руд и вмещающих пород, которые далее выносятся дренажными водами в гидросферу.

Будь то горная выработка или хвостохранилище с разным минеральным составом, гидросфера подвергается сильнейшей техногенной нагрузке. Концентрации отдельных элементов достигают десятки г/л. Величина большинства из них превышает фоновые значения в десятки, сотни и даже тысячи раз.

Литература:

1. Витвицкий Г.Н. Дальний Восток. Физико-географическая характеристика. М.: Изд-во АН СССР, 1961. [Гл.]. Климат. С. 93-115.

2. Зверева В.П. Экологические последствия гипергенных процессов на оловорудных месторождениях Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2008. 166 с.

3. Постникова В.П., Яхонтова Л.К. Минералогия зоны гипергенеза оловорудных месторождений Комсомольского района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 122 с.

4. Штиллер В. Уравнение Аррениуса и неравновесная кинетика. М.: Мир, 1989. 176 с.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ Г. УССУРИЙСКА НА ОСНОВЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ

В.В. Шестернина[1], С.В. Квашук[2]

[1]Приморский институт железнодорожного транспорта- филиал ДВГУПС, г. Уссурийск, e-mail: Shesternina_V@mail.ru

[2]Дальневосточный Государственный университет путей сообщения, г. Хабаровск

Геоинформационные системы (ГИС), получили в последнее время широкое распространение в практике геоэкологических исследований. Они находят активное применение и в решении разнообразных задач, связанных с оптимизацией систем управления территориями и рациональным использованием природных ресурсов.

Место и основная роль ГИС в геологических исследованиях определяется как интеграция, анализ и комплексная интерпретация разнотипных данных, разработка прогнозов, моделирование и планирование перспективных действий, представление результатов в терминах целевого геологического свойства и в картографической форме.

Интерес к внедрению ГИС-технологий в структуры управления (в том числе в управление градостроительством), обусловлен, прежде всего, уникальной приспособленностью новых информационных систем к удобному, в том числе и для неподготовленного пользователя, объединению разнородной информации на основе ее координатной привязки. Возникающая зачастую потребность совместного использования независимых информационных массивов различных муниципальных ведомств выводит на первый план необходимость четкой постановки проблемы, ради которой выполняется наполнение электронных баз геоинформационных систем.

Поскольку исходные данные множества организаций, в том числе графические документы, обычно представляются на разных картографических основах и часто в виде схем, то именно ГИС-технологии позволяют приводить их к «единому знаменателю», т.е. к единой картографической основе. Создаются в цифровом виде разделы и картографические материалы по отдельным направлениям, представляющим, по существу, тематические картографические и семантические базы геоинформационной системы, на основе программы MapInfo Professional, версия 9.5.

Особенность методики исследования изменений инженерно-геологической среды на территории города заключается в реализации нескольких методических приемов геоинформационного направления.

В сотрудничестве с главным управлением архитектуры и градостроительства, на основе массовой оцифровки картографических материалов масштабов 1:200000, 1:50000 и 1:5000 создана электронная карта г. Уссурийска с несколькими тематическими слоями.

В основе ГИС-программ использовались оцифрованные в границах города картографические материалы, опубликованных и фондовых работ по условиям территории г. Уссурийска.

– инженерно-геологическая карта,
– цифровая модель топоосновы
– карта четвертичных отложений
– карта гидродинамическая
– гидрогеологическая карта

Для г. Уссурийска с помощью ГИС решались следующие основные задачи:

1). Систематизация имеющихся материалов по экзогенным геологическим процессам (ЭГП) в пределах территории города;

2). Картографирование областей распространения ЭГП;

3). Создание цифровых карт с базой данных, содержащих информацию о процессах и условиях геологической среды:

– карта инженерно-геологическая условий;
– карта гидрологических условий;
– карта гидрогеологических условий;
– карта рельефа;
– карта техногенной нагрузки;
– карта опасных геологических процессов.

Собрав и систематизировав с помощью ГИС данные по условиям геологической среды и по техногенной нагрузке на территории Уссурийска, можно детально произвести анализ изменения инженерно-геологических условий и дать оценку по устойчивости к ЭГП.