ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И МОДЕЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

О РЕЛЬЕФЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОГО ХРЕБТА (ПО МАТЕРИАЛАМ 52 РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК ЛАВРЕНТЬЕВ»)

О.В. Белоус

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, belous@poi.dvo.ru

Осенью 2010 года в ходе экспедиции 52 рейса НИС «Академик М.А.Лаврентьев» были выполнены работы в прикурильском районе Тихого океана, связанные с необходимостью продолжения изучения ранее выявленной зоны деструкции центральной части Курильской островной системы. Район детальных исследований протягивался к юго-востоку от средней части о. Итуруп до северного окончания о. Уруп (см. рисунок) и охватывал часть вершинной поверхности Курило-Камчатского хребта-кордильеры (включая Южный хребет Витязя) и его Тихоокеанского склона до глубины 4800 км.

В пределах полигона был выполнен полный объем геологогеофизических работ, включающий в себя геофизическую съемку (батиметрия, непрерывное сейсмическое профилирование, магнитометрия, гравиметрия), а также драгирование.

Батиметрическая съемка была проведена на 24 геофизических профилях. Кроме того, измерения глубины производились во время переходов судна к точкам драгирования. Общая длина промерных галсов составила 1398 морских миль. Специальных работ по картированию на полигоне не проводилось, но полученных данных достаточно для характеристики основных форм рельефа и построения батиметрической карты мелкого масштаба.



Обзорная схема рельефа полигона, составленная по результатам 37-го, 41-го и 52-го рейсов НИС «Академик Лаврентьев». Линиями показаны промерные галсы 52-го рейса

Курило-Камчатский хребет-кордильера морфологически состоит здесь из двух хребтов: внутреннего, или вулканической дуги, представленной Большой Курильской грядой с островами Уруп и Итуруп, и внешнего, или невулканической дуги, которая соответствует подводному Южному хребту Витязя.

Вершинная поверхность Курило-Камчатского хребта в пределах полигона является продолжением краевого Южно-Курильского плато, переходящего к северо-востоку в Южное плато Витязя, а ее рельеф и морфометрические характеристики сходны по своим значениям с аналогичными характеристиками нижнего шельфа [1]. Ширина его здесь достигает 65 км; общее снижение наблюдается в сторону открытого океана, а в северной части – еще и к проливу Буссоль.

В пределах полигона можно выделить 2 зоны нижнего шельфа – тыловую и внешнюю.

Пологонаклонная ступень тыловой зоны нижнего шельфа южнее о. Итуруп, расположенная над межгорным прогибом на глубине 350–550 м, раскрывается к поперечной впадине пролива Фриза, глубина которой в пределах Тихоокеанского шельфа составляет около 600 м, увеличиваясь в северо-западном направлении.

Поверхность равнины осложнена участками мелкобугристого рельефа, которые вместе с многочисленными промоинами у выступов фун-

дамента и сингенетичными им намывными валами, свидетельствуют о значительной придонной гидродинамической активности.

Юго-восточнее острова Уруп в рельефе морского дна выделяется Урупская впадина, расположенная над прогибом, разделяющим внешний и внутренний хребты. Ее днище полого наклонено в северо-восточном направлении, углубляясь от 750 до 2280 м, а борт, примыкающий к Южному хребту Витязя, представляет собой пологонаклонную аккумулятивную ступень.

Впадина дренируется системой эрозионных долин, врезанных в осадочный чехол. Основное русло прямолинейно, берет начало южнее средней части острова Уруп и прослеживается по дну продольного желоба, огибая выступ Южного хребта Витязя. Возможно, русла долин контролируются сеткой разломов.

Глубина поверхности Южного хребта Витязя в пределах района исследований изменяется от 500–600 м до 750–800 м. На юго-восток его склон опускается к Курило-Камчатскому желобу, а на северо-запад – в сторону Урупской впадины, отделяющей его от основного блока с островом Уруп, и к впадине пролива Буссоль. Хребет Витязя по данным геологического опробования методом драгирования сложен кайнозойскими туфогенно-осадочными породами. В ряде мест обнажаются вулканогенно-осадочные отложения предположительно позднемелового возраста и доверхнемеловые образования [2, 3].

Вершина Южного хребта Витязя разделена небольшой седловиной и в виде обширных ступеней спускается к центральной части Курильского хребта. На оси седловины можно выделить серию эрозионных долин, одна из которых отличается значительными размерами. Высота уступов, разделяющих ступени хребта, составляет от 50 до 100 м. Площадки ступеней – горизонтальны. Общее снижение вершинной поверхности Южного хребта Витязь происходит к Тихому океану и в направлении пролива Буссоль. На осевой части ступени, отделенной седловиной, выделяется цепь поднятий северо-западного направления с ярко выраженными промоинами у их оснований. Северо-восточное отдельно стоящее поднятие имеет коническую форму. Подобные постройки выделяются и на вершинной поверхности в центральной части полигона и склоне Южного блока. Они образуют цепочки восток – северо-восточной ориентировки, чередуются с массивными хребтами и частично перекрыты осадками. Располагающиеся между ними впадины образуют вогнутые ступени, частично заполненные осадками. Относительная высота конических построек увеличивается по направлению В-С-В от 20-40 м до 50-70м; отдельные достигают 80м.

Фронтальная, обращенная к океану зона нижнего шельфа представлена слабонаклонными выпуклыми равнинами, протягивающимися вдоль склона и далее на северо-востоке переходящие в плоскую вершину Южного плато Витязя, где равнины фронтальной зоны нижнего шельфа возвышаются над равнинами тыловой зоны на 100–200 м. До глубины 475–600 м они осложнены редкими невысокими уступами, а ниже, со стороны Тихого океана, становятся мелкобугристыми с многочисленными поперечными и диагональными ложбинами, грядами, уступами.

Внешний край нижнего шельфа представлен резким перегибом поверхности дна лишь в центральной части полигона и находится на глубине около 950–1000 м. Юго-западнее и северо-восточнее он становится более плавным и погружается до уровня 1200–1400м. Таким образом, гипсометрическое положение бровки шельфа в рассматриваемой части Курильского хребта изменяется на 300–400 м.

Поперечный профиль Тихоокеанского склона Курильского хребта в различных частях не одинаков. В средней части полигона склон имеет вогнуто-выпуклый профиль; севернее и южнее – выпуклый, осложненный на фоне общего наклона отдельными выположенными участками и отчетливо выраженными уступами. Гипсометрические и морфологические характеристики этих ступеней и уступов не позволяют коррелировать их по всей протяженности склона изученного полигона, однако в южной и средней части склона выделяются ступени в интервалах глубины 1950-2200 м. Эти ступени имеют незначительную ширину и протяженность. Их морфология во многих случаях позволяет говорить о них как об узких неглубоких депрессиях, обрамленных со стороны океана невысокими хребтами или цепями холмов. На их поверхности обнаружены тела оползней. Ступени изменяют свой гипсометрический уровень, образуя поперечные уступы в интервалах 2250- 2400 м, 2600-2800 м и 2850-3050 м, 3500-3700 м. Т.е. высота уступов, обнаруженных на склоне, иногда превышает 200 м.

На южном участке полигона в средней и нижней части склона выделен каньон. Глубина вреза составляет около 150–200 м.

Таким образом, в пределах рассматриваемого полигона, намечаются следующие закономерности:

Платообразная вершина имеет ступенчатый облик. Площадки ступеней располагаются на гипсометрическом уровне нижнего шельфа. Внешний край шельфа представляет собой перегиб различной контрастности. Тихоокеанский склон лишен крупных горных построек; для него характерно продольное расчленение в виде вогнутых ступеней. Значительная ширина шельфа, расположенного на двух уровнях (верхнем и нижнем), а также слабое расчленение тихоокеанского склона позволяет отнести данный участок Курильского хребта к типу ступенчатых предконтинентов.

Для тихоокеанского склона характерна ступенчатость и расчленение подводными долинами; в тыловой части Южного хребта Витязя также присутствует долинное расчленение.

В морфоструктурах прослеживается сеть тектонических нарушений: продольных, относительно склона, и поперечных ему. Проявление процесса деструкции в разной степени отражено в морфологии Курило-Камчатского хребта-кордильеры; менее на его вершинной поверхности, сглаженной процессами абразии и аккумуляции, и более – на его тихоокеанском склоне, где эндогенные процессы не компенсированы экзогенными. Наличие большого количества спрямленных уступов значительной крутизны на Тихоокеанском склоне является основным признаком выделения разрывных нарушений в пределах подводной части Курильского хребта.

Литература

 Сваричевский А.С. Геоморфология шельфа Курильской кордильеры. В кн.: Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1982. С. 25–37.

2. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение югозападной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука. 1979. 105 с.

3. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 1992. Ч. II. 244 с.

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА КАМЧАТСКО-КОРЯКСКОЙ ПОДВОДНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ (БЕРИНГОВО МОРЕ)

О.В. Белоус

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, belous@poi.dvo.ru

В пределах Камчатско-Корякской континентальной окраины, характеризующейся повышенной мелкофокусной сейсмичностью, развиты преимущественно низкогорные сооружения, разделенные межгорными впадинами. На отдельных участках известны проявления грязевого вулканизма. По своим геодинамическим параметрами и морфологическим особенностям она отнесена к промежуточной по степени геодинамической активности континентальной окраине [1].

Последовательность событий, участвовавших в формировании рельефа морского дна в рассматриваемом регионе, определялась путем сопоставления полученных в процессе структурно-геоморфологического анализа данных о морфологии акустического фундамента, слоистых толщах, поверхностей выравнивания и времени их деформаций. Эти данные увязывались с опубликованных в печати результатами предшествующих исследований, полученных в пределах рассматриваемой территории, а также на прилегающих участках суши.

Установлено, что характер и взаимоотношения структур акустического фундамента на отдельных участках рассматриваемого предконтинента различается. Оси дислокаций на Корякско-Южно-Аляскинском аваншельфе и Олюторско-Карагинском шельфе расположены практически субпараллельно простираниям соответственно северо-восточного борта Алеутской и северо-западного борта Командорской впадины. На континентальном склоне, обрамляющем Камчатку и Корякию до хребта Ширшова, наблюдается прямое соответствие кровли фундамента и рельефа дна. Однако на Хатырском участке поверхность фундамента образует серию ступенчатых террас, расположенных как в пределах шельфа, так и на континентальном склоне. Они расчленены серией разломов; при этом оси некоторых расположенных здесь депрессий раскрываются в сторону глубоководной впадины. Таким образом, Хатырский бассейн имеет своеобразную морфологию кровли фундамента, которая, в связи с большим количеством осадков, лежащих выше, в современном рельефе она отражена лишь частично.

В периоды средне и позднекайнозойской тектонической активизации происходили структурные перестройки региона, связанные с вовлечением в складчатость новых участков осадочного чехла, формирующегося в результате чередования трансгрессий и регрессий моря. Трансгрессивные фазы характеризуются преобладанием аккумулятивного выравнивания, как во впадинах, так и на поднятиях, за счет поступления осадков из удаленных областей сноса. Регрессивные фазы характеризуются широким размахом волнового выравнивания на возвышенностях и усиленным осадконакоплением во впадинах, приближенных к источникам сноса. В пределах Карагинского залива заполнение местных бассейнов объединяет все его выступы в единый приподнятый цоколь. Поверхности волнового выравнивания разного возраста занимают различные зоны шельфа. Позднемиоцен-плиоценовая поверхность образует шельф на нижнем уровне, а плейстоценовая – на верхнем.

В процессе эволюции предконтинента происходило формирование осадочных бассейнов, причем их заполнение вблизи крупных областей сноса, таких как полуострова Чукотский и Камчатка, происходило крайне быстро. При благоприятном сочетании температуры и глубины залегания в осадочной толще начинается нефте- и газообразование. Подобная картина наблюдается в пределах Хатырского участка Камчатско-Корякского предконтинента. Возможные выходы газов из недр, формирующие специфические формы (покмаки) [2] указывают на перспективность этих участков для поисков нефти и газа.

Образование шельфа на верхнем гипсометрическом уровне в процессе волнового выравнивания вследствие гляциоэвстатических изменений уровня моря [3] завершило формирование Камчатско-Корякского предконтинента.

Таким образом, рассматривая общую направленность развития рельефа Камчатско-Корякской подводной континентальной окраины Берингова моря, можно сделать следующие выводы. В пределах шельфа Камчатско-Корякского предконтинента контрастные неровности фундамента сглажены осадочным чехлом и слабо отражены в рельефе морского дна. На континентальном склоне различия взаимосвязь рельефа дна с кровлей фундамента становится более очевидной, за исключением Хатырского участка. В процессе эндогенной эволюции предконтинента происходило усложнение первичного континентального уступа до континентального бордерленда, неровности которого в дальнейшем были скомпенсированы осадконакоплением. Колебания уровня моря привели к дальнейшему размыву с образованием в пределах Карагинского залива континентальной террасы с элементами ступенчатого предконтинента и на Хатырском участке – континентальной насыпи.

Литература

1. Сваричевский А.С., Белоус О.В. Геоморфология дна Берингова моря // Вопросы геоморфологии и тектоники Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука. 2003. С.122–138.

2. Сваричевский А.С., Белоус О.В. Геоморфологическая карта дна Берингова моря / Атлас полезных ископаемых шельфов Росси. Москва. ГИН РАН. 2004.

3. *Hopkins D.M.* Sea Level history in Beringia during the past 250 000 years // Quaternary research. 1973. V. 3. PP. 520–540.

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

Е.А. Бессонова, С.А. Зверев, А.А. Коптев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, bessonova@poi.dvo.ru

В 2007–2014 гг. в результате детальных геомагнитных исследований юго-западной части залива Петра Великого получены новые данные, позволяющие уточнить особенности геологии, тектоники, геодинамики и размещения минеральных ресурсов на стыке континентальных и окраинно-морских структур.

Фактический материал представляет собой: результаты магнитных съёмок на акватории прибрежной зоны залива Петра Великого (рис. 1) и о. Фуругельма; более 1500 измерений магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании на побережье.

Аномальное магнитное поле (АМП) юго-западной части залива Петра Великого характеризуется неоднородной структурой и амплитудами знакопеременных магнитных аномалий. Интенсивные положительные аномалии выделены на юго-западе акватории. Магнитное поле резко дифференцированное, сложной конфигурации, амплитуды от -800 до +1000 нТл. Простирание положительных аномалий повторяет генерализованное очертание береговой линии. По результатам наземной магнитной съёмки п-ова Суслова (юго-западное побережье залива Посьета) береговой массив характеризуется положительными аномалиями интенсивностью до 8000 нТл. Локальные положительные магнитные аномалии с амплитудами до 150 нТл выделены в юго-восточной части акватории. Аномальное магнитное поле о. Фуругельма имеет знакопеременный вид, диапазон изменения поля -350÷350 нТл, преобладают в основном невысокие положительные значения. Наблюдается обратная корреляция аномального магнитного поля и рельефа острова. В западной и центральной частях острова отмечены высокоградиентные локальные магнитные аномалии. Источниками таких аномалий, по нашему мнению, являются близповерхностные объекты антропогенного происхождения.

Количественная интерпретация АМП выполнена на основе двумерного моделирования по профилю АБ (рис. 1, 2). Разрез аппроксимирован



Рис. 1. Профили магнитной съёмки залива Петра Великого

набором элементарных тел в виде многоугольных призм с постоянной намагниченностью. Размеры модельных тел выбирались с учетом масштаба выполненной съемки. Значения намагниченности вычислены по магнитной восприимчивости с учётом фактора Q интрузивных пород п-ова Суслова и о.Фуругельма. При вычислениях сделано допущение о сонаправленности вектора намагниченности модельных тел в центре и в восточной части профиля АБ с направлением вектора современного магнитного поля.

В АМП юго-западной части залива Петра Великого можно выделить три зоны субмеридионального простирания. Наиболее интенсивные знакопеременные магнитные аномалии характерны для западной части акватории. Сопряженные знакопеременные магнитные аномалии отражают влияние аномально намагниченных гидротермально измененных магматических образований основного состава, пространственно связаных с породами позднерифейского петротипического массива полуострова Суслова, характеризующимися высокой намагниченностью с преоблада-

Рис. 2. Количественная интерпретация аномального магнитного поля по профилю AB (п-ов Суслова – п-ов Гамова). Условные обозначения: 1- аномальное магнитное поле; 2 – подобранное поле; 3 – водная толща; (4–5) – прибрежно-морские отложения; (6–8) – гидротермально измененные магматические образования основного состава; (9–12) – интрузивы кислого состава. Числами показаны значения намагниченности горных пород, использованные при построении геомагнитной модели. Ед. измерения мА/м -8 2222 -9 - 7 9-6 -5 - 4 -3



нием индуцированной составляющей (рис. 2 (6, 7, 8)). С востока массив ограничен Кубанским разломом, протягивающимся в северо-восточном направлении от устья р. Туманная до долины р. Гладкая и далее на север. Его заложение связано с началом позднепермских сдвиговых преобразований в условиях меридионального сжатия, которое продолжалось до позднего кайнозоя. Слабомагнитные гранитные массивы, выходы которых отмечены на этом участке побережья и островах, являются буферной зоной, перекрывающей намагниченные геологические тела. Это приводит к снижению интенсивности магнитных аномалий на поверхности гранитных массивов за счет удаления от высокоинтенсивного источника аномального поля.

Восточный участок акватории характеризуется в основном низкоамлитудными отрицательными аномалиями: субмеридионального простирания на севере и субширотного простирания на юге. Морфология и интенсивность аномального магнитного поля на этом участке отражают влияние особенностей формы верхней кромки интрузивных образований кислого состава, развитых в этом районе (рис. 2 (9–12)).

Наиболее интересна структура аномального магнитного поля юговосточного участка акватории. Простирание отрицательных магнитных аномалий совпадает с простиранием резкого понижения рельефа дна в сторону котловины Японского моря. В северо-западном замыкании линейно вытянутые магнитные аномалии пересекаются под прямым углом. Именно на этом участке выделена низкоамплитудная положительная аномалия в форме кольца. И эта магнитная аномалия и локальные аномалии в форме диполей, расположенные на линейных участках на востоке и на юге могут отражать влияние магнитных масс локальных магматических образований с высокой намагниченностью, формирование которых произошло в зоне высокой проницаемости фундамента на стыке континентальной и морской структур зоны перехода.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ НАЛИЧИЯ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В РЫХЛЫХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

О.Ф. Верещагина, В.Г. Прокудин, А.С. Саломатин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, volga@poi.dvo.ru

Газовые гидраты представляют собой метастабильные твердые соединения газов и воды, которые формируются в определенных термодинамических условиях в осадках акваторий. Главным условием стабильности гидратов является достаточное количество газа, превышающее его концентрацию насыщения [1]. Гидраты метана рассматриваются в качестве важного нетрадиционного углеводородного сырья, поэтому изучение газовых гидратов и особенностей их залегания весьма актуально.



Рис. 1. Схема района работ по проекту SSGH 2012–2014 (59, 62 и 67 рейсы НИС «Академик М.А. Лаврентьев»). Кружки – положение экспериментальных станций; звездочки – газовые «факелы»; линии – сейсмоакустические профили В настоящей работе описаны вмещающие структуры и предлагается модель формирования и диссоциации газовых гидратов в рыхлых осадочных отложениях. Экспериментальные материалы получены в Татарском проливе и на юго-восточном склоне Сахалина в трех экспедициях ТОИ ДВО РАН на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в рамках международного проекта SSGH 2012–2014 (Sakhalin Slope Gas Hydrate).

Внешне метаногидраты напоминают лед и имеют сходные физические параметры, в частности, плотность (около 0.91 г/см³) и скорость распространения продольных волн (3.5–3.8 км/с). Газогидраты служат своеобразным цементом для вмещающих пород, изменяя их свойства, что приводит к возникновению специфических морфоструктур, выявляемых при сейсмоакустических исследованиях. Гидратовмещающие среды нередко гетерогенны и характеризуются аномальными акустическими свойствами. Большое количество таких акустических аномалий было выявлено на северо-восточном склоне Сахалина. В работе [2] структуры, связанные с этими аномалиями, классифицированы как локальные – «газовый канал» и площадные – «мутная толща». Кроме того, известны газовмещающие структуры, связанные с грязевыми вулканами и диапирами [3, 4].

В экспедициях по проекту SSGH выполнялись комплексные гидроакустические, сейсмоакустические и газогеохимические исследования – отбор проб воды, донных осадков и газохроматографический анализ метана на борту судна [5, 6]. Такая методика работ позволяет локализовать участки просачивания газов в воду (рис. 2а), выявлять газовмещающие



Рис. 2. Фрагмент временного разреза (б) по сейсмоакустическому профилю Lv62_12 и газовые «факелы» (а) над структурой «*мутная толща*» (по материалам 2013 г. [6]). Пунктирными стрелками отмечены границы рис. 2a

структуры (рис. 2б), что необходимо для выбора точек литологического опробования донных отложений, и определять содержание газов в воде и осадках. Большинство результативных (содержащих гидраты метана) точек расположено в пределах *«мутной толщи»* или диапировых структур (диаметром 200–300 м). Здесь же располагаются точки, не содержащие гидратов, но имеющие газонасыщенные слои в кернах на разных горизонтах.

Принято считать, что глубинный термогенный метан мигрирует вверх через структуру «газового канала» и кристаллизуется в виде массивных пластов или гидратных прослоев в верхней части разреза, образуя в рельефе дна поднятия – газогидратные холмы. Подобные структуры шириной 300-500 м и высотой 30-40 м были обнаружены в Японском море вблизи о. Хонсю и в Цусимской котловине. Здесь были извлечены массивные гидраты метана [7, 8]. Однако свободный метан не может легко проникать в верхние слои осадочных отложений и достигать дна, так как уже на больших глубинах из газа и поровой воды образуются гидраты и, следовательно, формируется газонепроницаемый экран-покрышка (флюидоупор). Этот факт подтверждается экспериментально: обычно в кернах (в условиях атмосферного давления, после подъема геологической трубки на палубу) выше газовых гидратов наблюдаются взрыхленные слои. Они характеризуются высокой концентрацией метана и имеют четкую границу с перекрывающими плотными осадками, концентрация метана в которых в 50-100 раз ниже. Эту границу раздела называют SMI



Рис. 3. Распределение метана (а) в колонках с газогидратами (рейс № 62; станции LV62–07 и LV62–08 расположены в заливе Терпения, станции LV62–17 и LV62–26 – в Татарском проливе); б – газонасыщенный слой в керне станции LV62–08 и положение SMI

(Sulfate Methane Interface), т.к. она обусловлена началом процесса сульфатредукции (восстановления сульфата до сероводорода при окислении метана до CO₂). Глубина SMI в каждом керне различна (рис. 3а) и, возможно, определяется глубиной залегания газогидратов до диссоциации.

В двух кернах (LV62–05 и LV62–07) SMI отсутствует, газонасыщенные слои начинаются от дна, а гидраты метана фиксируются только в LV62–07 на глубине 400 см ниже дна. Следовательно, керны получены непосредственно в зоне эмиссии метана в воду. Этот факт свидетельствует о том, что газонасыщенные слои являются результатом диссоциации гидратов метана.

Кристаллизация гидратов (при подходящих термодинамических условиях) происходит при наличии флюидоупора, которым могут быть в глубоком море осадочные отложения пелитовой размерности. Укрупнение частиц осадочного материала по направлению к берегу увеличивает пористость (проницаемость) среды и дает возможность газогидратам мигрировать вверх по разрезу. В условиях активных гидродинамических процессов на континентальном склоне метан просачивается сквозь гидратные слои в воду, создавая газовые «факелы». Если скорость эмиссии метана из гидрата больше скорости его поступления в верхние горизонты разреза, начинается разрушение (диссоциация) газового гидрата. Кроме того, последующий бактериальный процесс сульфатредукции приводит к преобразованию метана в СО,, а затем – в карбонат. Эти два процесса выводят метан из структуры газового гидрата и обеспечивают его полную диссоциацию. Разрушение кристаллической решетки гидрата приводит к формированию флюидопроводников в слоях осадков, которые прежде были заняты гидратами, а теперь заполнены газом. Так свободный газ может появляться в придонных слоях и создавать в воде газовые «факелы» даже при отсутствии трещиноватости, обусловленной активной сейсмотектоникой. Повторное образование газового гидрата возможно только там, где появляется флюидоупор.

Как известно, диапиры (структуры протыкания) формируются благодаря перетеканию пластичных масс из зоны высокого в зону ослабленного давления. Мы полагаем, что именно пластичный материал газовых гидратов образует ядра выявленных в районе работ диапировых структур и транспортирует метан с больших глубин к поверхности осадочных отложений. На дне эти структуры проявляются в виде выпуклых (холмы), либо вогнутых изометричных (*«pockmarks»*) форм рельефа. Покмарки образуются на участках активной диссоциации газовых гидратов; здесь вероятность подъема колонки с газогидратами мала, даже при обнаружении в воде газовых «факелов». Наиболее вероятен отбор образцов газогидратов (при наличии газовых факелов) в местах выхода диапиров на дно. На присутствие в разрезе газогидратов указывают также такие сейсмоакустические данные, как наличие акустических аномалий и связанных с ними высокоамплитудных отражающих горизонтов.

Литература

1. *Макогон Ю.Ф.* Природные газовые гидраты: распространение, модели образования, ресурсы // Российский химический журнал (Журнал Российского химического общества им. Д.И. Менделеева). 2003. т. XLVTI, № 3. С. 70–79.

2. Прокудин В.Г. Некоторые аспекты интерпретации временных разрезов (по материалам МОВ в Охотском море) // Тихоокеанская геология, 2013, т.32, № 2. С. 78–85.

3. *Ludmann T., Wong H.K.* Characteristics of gas hydrate occurrences associated with mud diapirism and gas escape structures in the northwestern Sea of Okhotsk // Marine Geology 2003. 201. P. 269–286.

4. Auzende J.M., van de Beuque S., Dickens G., Franc Xois C., Lavoy Y., Voutay O., Exon N. Deep sea diapirs and bottom simulating reflector in Fairway Basin (SW Pacific) // Marine Geophysical Research. 2000, 21. P. 579–587.

5. Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли // Физика геосфер: Восьмой Всероссийский симпозиум, 2–6 сентября 2013 г., материалы докладов. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2013. С. 326–329.

6. Operation report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2013, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 62 // Environmental and Energy Resources Center, Kitami Institute of Technology, 2014. 111 p.

7. Matsumoto R., Ryu B-J, Lee S-R., Lin S., Wu S., Sain K., Pecher I., Riedel M.. Occurrence and exploration of gas hydrate in the marginal seas and continental margin of the Asia and Oceania region // Marine and Petroleum Geology. 2011, 28. P. 1751–1767.

8. *Bahk J-J., Uma I-K., Holland M.* Core lithologies and their constraints on gashydrate occurrence in the East Sea, offshore Korea: Results from the site UBGH1–9, // Marine and Petroleum Geology. 2011, 28. P. 1943–1952.

О ПОДОБИИ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ПОЗИЦИЙ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ КОЛЬСКО-КАРЕЛЬСКОГО И КОРЕЙСКО-КИТАЙСКОГО ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ НАДПЛЮМОВЫХ СВОДОВ

А.А. Гаврилов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, gavrilov@poi.dvo.ru

Развиваемые автором положения о существовании трех основных типов внутреннего строения структур (СЦТ) и морфоструктур (МЦТ) центрального типа, гомологии, конвергенции и минерагенической асимметрии очаговых систем [1, 2 и др.] позволяют иначе интерпретировать данные о структурной позиции алмазоносных и потенциально алмазоносных районов Северо-Западного региона России. Закономерное радиально-концентрическое их размещение, а также данные морфографического анализа рельефа и опубликованные геологические и геофизические материалы [3, 4, 5 и др.] позволяют предположить существование здесь не двух глубинных инъективных дислокаций, а одного Кольско-Карельского палеоплюма и соответственно одноименного надплюмового палеосвода (R - 700-750 км) [6].

Геологическая позиция реконструируемого сводового поднятия определяется положением в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы, где сочленяются структуры Балтийского щита, Баренцевоморского и Тимано-Печорского геоблоков, характеризующихся различным возрастом пород фундамента и чехла платформенных отложений [4, 5 и др.]. В соответствии со временем формирования наиболее древних крупных ареалов гранитоидов, установленных в ядре выделяемого свода [7], можно предполагать, что его становление началось в раннем архее и продолжалось, дискретно во времени и пространстве, до позднего палеозоя. В раннем и среднем рифее в его осевой части сформировалась система рифтогенных прогибов и грабенов. В позднем кайнозое осевая часть палеосвода также испытала рифтогенную деструкцию и опускание, что привело к заложению систем впадин Белого моря. Поэто-



Рис. 1. Благоприятные участки (по дистанционной прогнозно-поисковой модели в ранге район) для проникновения к поверхности кимберлитов, лампроитов по [3] и проецируемые на поверхность каркасные дуговые и кольцевые разломы Кольско-Карельского надплюмового мегасвода [5]. реликтового 1 – участки присутствия благоприятных аномального признаков, σ : a - 0.5, $\delta - 1$, e - 2, e - 3; 2 - площадь развития осадочных комплексов, перекрывающих тела кимберлитов и лампроитов; находки: 3 кимберлитов, 4 – лампроитов, 5 – толеитовых базальтов, 6 – щелочных и ультращелочных пород, 7 – лампрофиров; системы разломов, намеченные по геолого-геоморфологическим данным: 8 – дуговые и кольцевые, 9 – радиальные (а), диаметральный Кандалакшско-Северодвинский (б); 10 – государственная граница; аномалии: 1 – Центральнокольская, 2 - Восточнокольская, 3 - Кандалакшская, 4 -Зимнебережная, 5 – Куосамо-Костомушская, 6-Ветреннобережная, 7-Плесецкая, 8-Куаво-Куопийская, 9 - Онежская, 10 - Ладожская

му на современном, инверсионном этапе развития для этого реликтового поднятия характерны радиальноцентробежный рисунок гидросети и приуроченность основных проявлений и месторождений полезных ископаемых к периферийным, относительно приподнятым блокам, что свойственно отрицательным МЦТ с сателлитным типом инфрастуктуры (рис. 1).

Тела кимберлитов на Заонежском п-ове и в районе Пряжи образовались в позднем протерозое (венд). Данные изотопных определений аналогичных по составу комплексов на территории Финляндии свидетельствуют о нескольких этапах рудогенеза: 1100 (средний рифей), 594 (венд-ранний кембрий) и 450-434 (поздний ордовик) млн. лет [3]. Все это отражает неоднократное проявление щелочноультрабазитового магматизма и унаследованное, хотя и пульсационное развитие Кольско-Карельского плюма. Потенциально продуктивные очаговые системы ультрамафит-щелочной и мафит-щелочной формаций в верхних частях литосферы, вероятно, формировались на этапах активизации глубинных разломов и рифтогенной деструкции мегасвода, как это отмечается для рифей-вендского магматизма. Различия в возрасте алмазоносных пород западных и восточных областей региона автор объясняет, исходя из положения о минерагенической асимметрии очаговых систем [2, 6].

Корейско-Китайский надплюмовый палеосвод, также как и Кольско-Карельский, представляет собой древнейшее ядро роста континентальной коры, характеризующееся радиально-концентрической организацией орографических и структурных (блоки, разломы интрузивы гранитоидов и др.) элементов. Ранее он описывался как Корейская МЦТ неясного генезиса [8]. В его строении принимают участие разнообразные по составу комплексы пород, возраст которых варьирует от архея (гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы и др.) до плейстоцена. Имеющиеся данные о древних зонах складчатости и масштабном гранитообразовании, с одной стороны, и зеленокаменных поясах палеорифтовых систем, с другой, – указывают на неоднократные проявления в пределах палеосвода орогенных и рифтогенных процессов при чередовании режимов восходящего и нисходящего развития. Широкое распространение протерозойских интрузивов гранитоидов (индикаторов процессов орогенеза и конструктивного тектогенеза в целом), распространенных во всех секторах реконструируемого палеосвода [9], свидетельствует об его активном развитии с раннего протерозоя. Следующий важный этап гранитообразования и воздымания связан с юрскораннемеловой (киммерийской) активизацией. Роль палеозойских (каледонского и герцинского) этапов орогенного магматизма проявлена в геологическом строении палеосводовой структуры менее отчетливо. Столь масштабная и длительная эндогенная активность при сохранении генерального структурного плана древнего поднятия может быть обусловлена лишь существованием плюма. По аналогии с Колько-Карельской СЦТ в центральной части рассматриваемого палеосвода, начиная с середины палеогена, стала формироваться система унаследовано-наложенных рифтогенных впадин, обусловивших возникновение морских акваторий и центробежно-концентрическую гипсометрическую зональность, типичную для отрицательных кольцевых форм.

Изотопный возраст кимберлитов алмазоносных полей (Фусян, Мейнин и др.) в северном секторе палеосвода укладывается в диапазон 450– 490 млн. лет, что соответствует нижнему-среднему ордовику [10]. Региональная структурная позиция алмазоносных кимберлитов определяется приуроченностью к Восточно-Китайской рифтовой зоне, выраженной на рис 2 системой сдвоенных диаметральных разломов северо-восточного



Рис. 2. Котловины Желтого и Восточно-Китайского морей в пределах Корейско-Китайского палеосвода (при частичном использовании данных [8,10] с дополнениями и в интерпретации автора). 1.-континентальная и островная суша; 2. – акватории;
3. –впадины, формирующиеся с неогена; 4.- впадины, формирующиеся с палеогена;
5. –разломы по геологическим данным; 6.- разломы по геоморфологическим данным;
7 – ось глубоководного желоба; 8 – цифры- названия впадин (здесь не приводятся);
9 – алмазоносные объекты разного типа: месторождения и коренные проявления алмазов (б).

простирания и сопряженной с зоной Танлу. К этой же зоне разрывных дислокаций в пределах рифта приурочены отдельные проявления алмазоносности и в юго-западной части палеосвода. Главные локальные факторы структурного контроля алмазоносных тел в пределах Ляодунского п-ва связаны с мощной зоной субширотных разломов, в пределах которого кимберлитовые дайки и сопряженные с ними диатремы образуют три параллельных пояса [10]. Предполагается, что потенциально продуктивные очаговые системы ультрамафит-щелочной формации в пределах Корейского надплюмого палеосвода также, как и в Кольско-Карельском, формировались при активизации глубинных разломов в периоды масштабной рифтогенной деструкции.

Литература

1. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. II. Владивосток: Дальнаука. 1993. С. 141–326.

2. Гаврилов А.А. Минерагеническая асимметрия и дисимметрия эндогенных СЦТ. Ст. 1. Принцип Кюри и размещение руд металлов и алмазоносных кимберлитов в очаговых системах // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 1. С. 103–114.

3. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная оценка алмазоносного потенциала северо-западного региона России // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 48–52.

4.Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита//Геотектоника. 2000. №2. С. 3–25.

5. Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

6. Гаврилов А.А. Актуальные вопросы теории и практики морфоструктурноминерагенических исследований // «Руды и металлы». 2014, № 1, С. 9–22.

 Геологическая карта России и прилегающих акваторий, м-б 1:2500 000. М.: ВСЕГЕИ, ВНИИ Океангеология. 2008.

8. Худяков Г. И. Кулаков А. П.Тащи С. М. Никонова Р. И. Система гигантских морфоструктур западной окраины Тихого океана // Тихоокеанская геол. 1982. № 1. С. 43–48.

9. Геологическая карта Мира. М. 1: 15000 000. Гл. ред. Б.А. Яцкевич. 2000.

10. Изосов Л.А., Лю Зин Му, Син Е У, Пэк Рен Чун. Геотектонические и структурные предпосылки прогнозирования алмазов в зоне перехода континент-океан (Япономорский и Желтоморский регионы) / Препринт. ТОИ ДВО РАН. 1995. 91 с.

ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ИНЪЕКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В РЕЛЬЕФЕ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

А.А. Гаврилов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, gavrilov@poi.dvo.ru

Повышение эффективности исследований фундаментальной проблемы взаимодействия глубинных и коровых тектонических процессов приводит к необходимости связать воедино представления о плюмовой тектонике с идеями о существовании планетарной, региональных и локальных систем структур и морфоструктур центрального типа (СЦТ и МЦТ) как проекций центров эндогенной активности недр. Работы по этой тематике включают решение таких задач, как индикация и идентификация инъективных дислокаций разных глубин заложения, определение роли дегазации, дефлюидизации недр, магматизма и метаморфизма в реализации явлений очагового текто- и морфогенеза, и мн. др. Спецификой МЦТ является существование определенных атрибутов пространственной организации геологической среды: радиально-концентрической зональности гипсометрии рельефа и размещения структурно-вещественных комплексов, присутствие радиальных, дуговых или кольцевых (в плане) и конических (в разрезе) систем разломов, наличие энергетических (магматических, газово-флюидных и др.) системообразующих центров, универсальных (ядерный, ядерно-сателлитный, сателлитный) типов инфраструктур [1]. По своей природе очаговые системы представляют собой инъективные дислокации различных уровней глубинности и механизмов формирования.

Если наличие локальных кольцевых форм (вулканические, интрузивные и другие), как правило, не подвергается сомнениям, то выделение МЦТ глобального и регионального ранга вызывает дискуссии в научной среде. Особенно это касается выявления подобных образований в пределах дна морей и океанов, что обусловлено трудностями получения репрезентативной геоморфологической, геологической и геофизической информации. При этом очевидно, что глубинные явления тепломассопереноса и структурообразования, связанные с плюмами и мантийными диапирами, не могут не отражаться в геологическом строении верхних частей литосферы и в рельефе не только суши, но и океанических областей Земли. В качестве геологических признаков мантийных плюмов А.Ф. Грачев [2], в частности, предлагает рассматривать: 1) сводовые поднятия радиусом до 1000 км, 2) структуры тройных сочленений разломов и рифтов, 3) базальтовый магматизм трещинного типа, 4) высокий тепловой поток, 5) увеличенные мощности земной коры, 6) специфические геохимические и изотопные характеристики магматических пород и др. Проведенные исследования показывают, что геоморфологические приемы и признаки, разработанные при изучении тектономагматических и сводово-блоковых МЦТ континентальной и островной суши, принципиально применимы при индикации глубинных инъективных дислокаций и на дне акваторий.

В ходе проведенных исследований был проанализирован комплект батиметрических карт М 1: 2 000 000, покрывающих около 70% площади дна Тихого океана, и составлены морфографические и морфометрические схемы [3]. На основе этих построений были выделены аномалии рельефа, которые характеризуются присутствием признаков, типичных для МЦТ. Это - круговые или эллипсоидальные контуры положительных и отрицательных форм рельефа разного ранга, радиально-концентрическая зональность высот (глубин) и размещения элементов рельефа, радиальные, дуговые и концентрические линеаменты, стандартные типы инфраструктур и др. Выявленные морфоструктуры имеют различную географическую и тектоническую позицию, разные параметры и механизмы формирования, но все характеризуются симметрией центрального типа. По морфологии они подразделяются на положительные, отрицательные и комбинированные, по особенностям внутреннего строения на моно-, полиядерные, ядерно- сателлитные и сателлитные (безъядерные). В ходе работ выделены МЦТ субпланетарного, регионального и локального порядков. Среди положительных морфоструктур описаны тектономагматические и вулканотектонические поднятия, изометричные группы вулканов, гайоты, отдельные вулканические постройки и др. Иерархический ряд отрицательных сооружений представлен глубоководными изометричными впадинами и котловинами, вулканотектоническими депрессиями, кальдерами и др. Пространственно МЦТ организованы в изометричные (кольцевые, эллипсоидальные, спиралевидные) или линейные системы – цепи или ряды. Для рядов МЦТ всех рангов характерна трансляционная симметрия. В соответствии с тектонической позицией, выделяются МЦТ океанических платформ, окраинных морей, подводных гор,

островных систем, континентального побережья. В качестве типовых отрицательных МЦТ регионального ранга, связанных с явлениями мантийного диапиризма, можно указать Центральную (R – 350 км) и Восточно – Марианскую (R – 600 км) глубоководные котловины. Крупные надплюмовые мегасводы Западно-Тихоокеанский (R – 3300–3800 км), Восточно-Тихоокеанский (R = 2200 км), Полинезийское (R = 1000–1200 км) и другие сводово-блоковые поднятия представляют собой упорядоченные множества очаговых морфоструктур меньшего порядка [3]. Чрезвычайно широко распространены на дне Тихого океана подводные магматогенные хребты, представляющие ряды вулканических МЦТ разного размера (острова Лайн, Гилберта, Тонга, Гавайи и др.), контролируемые системами глубинных разломов.

Эталонные кольцевые тектономагматические поднятия дна Тихого океана образованы архипелагами ряда островов, представляющих собой вершины потухших вулканов (высотой до 4000 и более метров) с диаметрами подводных оснований многие десятки км. На рисунке в качестве примера показаны проекции магматических центров групп островов Маршалловых и Общества, которые образуют правильные радиальноконцентрические системы с ядерно-сателлитной инфраструктурой, характерной для многих МЦТ суши. Системе Маршалловых островов (три группы – Эниветак, Ралик и Ратак) в целом соответствует крупное тектономагматическое поднятие радиусом 500–550 км (по изобате 4000 м), в пределах которого выделяются более мелкие очаговые морфоструктуры (см. рисунок). В геологическом строении поднятия принимают участие позднемеловые и палеогеновые (палеоцен-олигоцен) базальты и перекрывающие их осадочные комплексы преимущественно карбонатного состава [4].

Архипелаг Общества, помимо крупного о. Таити и ряда более мелких территорий, включает островную гряду Южная Кука или Херви (Hervey). В рельефе они выражены рядом тектономагматических поднятий, каждое из которых характеризуется отчетливо выраженной сателлитной инфраструктурой, так как проекции основных вулканических центров расположены на периферии выделяемых кольцевых форм. В соответствии с геологическими данными, о. Таити сформирован двумя вулканическими постройками, сложенными плиоцен-плейстоценовыми щелочными базальтами, андезитами, трахитами и фонолитами, которые распространены и на других более мелких островных территориях. В ходе геологических работ на о. Таити установлен массив нефелинового габбро с абсолютным возрастом 150 млн. лет (поздняя юра), а в молодых эффузивах установлены ксенолиты базальтов с абсолютными датировка-



Тектономагматические поднятия центрального типа как морфотектоническая основа архипелагов островов: А – Маршалловы, В – Общества и Хеви. Линии на рисунках соответствуют изобатам. R – радиус МЦТ

ми 44 и 74, 9 млн. лет [4]. Все эти данные указывают на длительное и унаследованное развитие рассматриваемого тектономагматического поднятия, в пределах которого эндогенная активность проявлялась дискретно (пульсационно) во времени и пространстве с чередованием восходящих и нисходящих тектонических движений. Аналогичный режим развития характерен и для крупных МЦТ континентальных окраин. Представляется, что очаговые морфоструктуры разного ранга и глубин заложения, связанные с энергетическими центрами и каналами поступления разогретого магматического материала, газов, флюидов и гидротерм, могут служить наиболее адекватной тектонической основой для минерагенического районирования дна Тихого океана.

Литература

1. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. II. Владивосток: Дальнаука. 1993а. 141-326 с.

2. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.

3. *Гаврилов*. А.А. Основные типы морфоструктур центрального типа (МЦТ) дна Тихого океана // Геология морей и океанов. Т. V. Мат-лы XIX Межд. науч. конференции (Школы) по морской геологии. М. ГЕОС. 2011. С. 55 -59.

4. Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана / Владивосток: Дальнаука. 2009. 560 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА

П.Ю. Горнов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук, gornov@itig.as.khb.ru

В работе рассматривается Азиатско–Тихоокеанская зона перехода, находящаяся в зоне взаимодействия трех крупнейших литосферных плит Земли: Евразийской, Северо–Американской, Тихоокеанской и ряда плит меньшего порядка – Северо–Китайской, Охотоморской, Амурской, Беринговоморской. Взаимодействие этих тектонических структур, по всей вероятности, предопределяет разнообразную геодинамическую обстановку и большую неоднородность измеренных значений теплового потока (ТП) (см. рисунок).

Литосферные плиты, блоки отделены друг от друга разломами, разрывами (швами), как правило, по осевым линиям сейсмических поясов Земли. Рассматривая вопрос о положении межплитных границ, остановимся на известных признаках. К ним относятся: конфигурация, палеоклиматическая информация, особенности разломных структур, наличие рифтов, распределение возраста пород, полосовые магнитные аномалии, повышенные значения теплового потока, молодой "базальтовый" вулканизм, особенности глубинной структуры и рельефа [2]. Новые данные получены с помощью активно развивающихся в последние десятилетия методов космической геодезии. Они позволяют определять параметры современного движения плит и уточнять их границы. Наличие сейсмических поясов является главным признакам выделения современных границ и оконтуривания самих литосферных плит [4]. Главным индикатором границ плит является сейсмичность. Сейсмические пояса очерчивают главные границы литосферных плит.

Значительная часть северо-востока Евразии подвержена воздействию сильных землетрясений, тяготеющих к неотектоническим структурам, которые формирует, в основном, Арктико–Азиатский и Байкало–Становой сейсмические пояса и субдукционная зона взаимодействия Тихоокеанской плиты с Евроазиатской и Северо–Американской. Пояса высокой, глубокофокусной сейсмичности прослеживаются вдоль островных дуг (Алеутской, Курило–Камчатской, Японской, Идзу–Бонинской). Арктико–Азиатский сейсмический пояс пересекает Северный ледовитый океан, северо-восток Азии и разграничивает Северо–Американскую плиту от Евразийской и Охотоморской плит. Высокая сейсмичность зарегистрирована в переходной зоне, расположенной между структурами растяжения срединно-океанического хр. Гаккеля и структурами сжатия хр. Черского. Для переходной зоны характерно расширение поля сейсмичности до 600 км, к которым приурочены очаги землетрясений с магнитудой 6.0–7.0 [4]. Очаги местных землетрясений в виде субмеридиональной полосы протягиваются с севера на юго-юго-восток, соединяя проявление сейсмичности в море Лаптевых и системы хр. Черского.

Северо-западная часть области взаимодействия Евразийской и Амурской плит [2] проводят по Байкальскому рифту, а далее на восток по Байкало-Становому сейсмическому поясу. Обстановка растяжения в Байкальском рифте сменяется далее обстановкой сжатия и сдвигосжатия, при этом в западной части распространенны левые сдвиги, а в восточной-правые. Характер распределения эпицентров землетрясений изменяется от полосового до рассеянного, к востоку рассеянность эпицентров усиливается [3].

Одним из вариантов проведения границы между Амурской и Северо–Китайской литосферными плитами является северный край Северо– Китайской платформы, характеризующаяся развитием различных типов взаимодействия плит: конвергентной, дивергентной, трансформной [6]. Граница отделяет слабосейсмичную Амурскую плиту от высоко сейсмичной Северо–Китайской платформы, смещаясь параллельно ей внутрь платформы, что может свидетельствовать о надвигововых процессах на северной границе платформы с её складчатым обрамлением.

Наибольшая и уверенно оконтуренная со всех сторон – Тихоокеанская плита, расположена под дном Тихого океана. Северо-восточная сторона плиты представляет конвергентную границу с плитами Explorer, Juan de Fuca, Gorda. С середины восточной стороны – трансформная граница с Северо-Американским континентом по разлому Сан Андреас и граница с плитой Сосоз. Юго-восточная сторона – граница с плитой Nazska. Южная сторона представляет собой расходящуюся границу с Антарктической плитой. Западная сторона ограничена Охотской плитой, Курило-Камчатским и Японским глубоководными желобами и формирует конвергентную границу, субдукцирующая под Курило-Камчатскую дугу и плиту Филиппинского моря. Активные вулканы восточной Кам-



Тепловой поток Азиатско–Тихоокеанской зоны перехода (мВт/м²), [1;5]. СА– Северо-Американская плита; ЕА–Евразийская плита; АМ–Амурская плита; СК– Северо–Китайская плита; БМ–Беринговоморская плита; Охотская плита. ●–пункты измерения теплового потока мВт/м²

чатки и Курильской гряды расположены над погружающейся к северозападу сейсмофокальной зоной, маркирующей поверхность погружения Тихоокеанской плиты. Глубина расположения очагов землетрясений достигает глубин 300–400 км, а в некоторых местах и до 700 км. Северная сторона Тихоокеанской плиты, сходящаяся граница, субдукцирующая под Северо–Американский континент и формирующая Алеутский желоб и соответствующие Алеутские острова.

Эффективность геофизических исследований при изучении Земной коры и верхней мантии давно признаны. Одним из основных методов исследований является геотермический, в основе которого лежит изучение распределения теплового потока (ТП) и оценка глубинных температур в литосфере. Температура, давление – основные параметры, определяющие состояние вещества в Земле, его физические свойства, направление и скорость физико–химических реакций. Количество измеренных значений ТП позволяет охарактеризовать геотермический режим практически всех структурно–формационных и возрастных зон земной коры региона.

Тектонические структуры материковой части региона обладают невысокими значениями геотермических параметров. Средние значения величин ТП имеют небольшой разброс – 50–70 мВт/м², наибольшие величины характерны для вулканогенных поясов 90–200 мВт/м² и осадочных, в основном, нефтегазоносных бассейнов региона – 80–90 мВт/м², а наименьшие для докембрийских блоков, массивов (40–50 мВт/м²) и орогенных поясов – 50–60 мВт/м².

Тепловой поток окраинных морей высокий ($80-100 \text{ MBT/m}^2$) и имеет общую тенденцию-во впадинах, котловинах он значительно выше чем на поднятиях. Среднее значения ТП Японского моря составляет 93 мВт/ M^2 . Вся акватория покрыта аномалиями, в крупных положительных аномалиях ТП достигает $100-150 \text{ MBT/m}^2$ в их центральных частях, южной части Татарского пролива ТП превышает 100 MBT/m^2 . Среднее значение ТП Охотского моря в центральной и южной частях составляет 85 мВт/ M^2 . Увеличены значения TП во впадинах Дерюгина, ТИНРО, Курильской котловине (87 и более 100 MBT/m^2). Центрально–Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженногоТП (60 MBT/m^2). В районах Курило–Камчатской и Алеутской островных дуг в окрестностях глубоководных желобов ТП понижен относительно среднеокеанического и составляет $30-40 \text{ MBT/m}^2$, в задуговых районах ТП повышается до $80-120 \text{ MBT/m}^2$.

Анализируя геотермические данные, можно видеть, – увеличение ТП по мере "омоложения" возраста структур. Тепловой поток складчатых структур формировался под влиянием эрозии, наличием структурно-теплофизических неоднородностей, палеоклиматическими вариациями температуры, динамики подземных вод, присутствием циклов позднейшей тектоно-магматической активизации и механизма преобразования океанической коры в континентальную.Области мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации характеризуются современным проявлением вулканизма, многочисленными гидротермальными проявлениями, с резко нестационарным режимом подкорового разогрева, с значительной дифференциацией ТП.

Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. На границе взаимодействия Северо-Американской и Евразийской плит ТП составляет (60-70 мВт/м²). Как температуры на поверхности Мохоровичича (М), так и глубины до кровли астеносферы в первую очередь зависят от величин ТП. Значения ПП и мощности литосферы связаны обратным соотношением. Зонами повышенных и высоких значений ТП характеризуются области с сокращенной мощностью литосферы и высокими температурами на поверхности М. Это может свидетельствовать о тепловой активности верхней мантии, термической деструкции земной коры и, отчасти, о её теплоизолирующем эффекте. Мантийная составляющая ТП окраинных морей составляет 80–90% от общей величины, тогда как для областей континентального обрамления мантийный ТП не превышает 30-40%. Локальные аномалии ТП, температуры, мощности литосферы в первые десятки километров в основном обусловлены нерегулярностью форм рельефа, контрастной теплопроводностью нижних слоёв осадочного чехла относительно вмещающей толщи кристаллического фундамента, наличием источников дополнительного тепла. В этом случае амплитуда ТП в два-три раза превышает среднее для области значения, а источники этих аномалий располагаются на глубинах 10-20 км или менее. Температуры в источниках дополнительного тепла близки к температурам вмещающих пород.

Литература

1. Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока http://www.maps.nrcgit. ru/geoterm/

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука. 1990. 662.

3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М. ГЕОС, 2000, 226 с.

4. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьёв В.М., Шибаев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков В.Н., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика. 2012. Т. 53 (4). С. 489–507.

5. Word Date Center http://www.wdcb.ru/sep/data html/

6. Zhai Yusheng, Deng Jun, Tang Zhoung et al. Metallogenic systems on the paleocontinental margin of the North China craton // Acta Geologica Sinica. 2004. V. 78. N 2. P. 592–603.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ КУМУЛЯНТОВ ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА В РАЙОНЕ БУХТЫ ВИТЯЗЬ ЯПОНСКОГО МОРЯ

С.В. Горовой¹, С.Б. Наумов²

Дальневосточный федеральный университет г. Владивосток, ¹GorovoySV(@mail.ru, ²revtrud(@yandex.ru

Детальное исследование характеристик сейсмического фона имеет важное значение для обнаружения микросейсм и сейсмических сигналов от удаленных землетрясений, в задачах геодинамики, а также для поиска сейсмических предвестников землетрясений. В [1] приведены сведения о минимальных и максимальных уровнях сейсмического фона. В [2] приведены некоторые результаты оценивания одномерной и двумерной плотностей распределения мгновенных значений вертикальной компоненты сейсмического фона на побережье бухты Витязь Японского моря в районе морской экспериментальной станции Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН (МЭС ТОИ ДВО РАН) «Мыс Шульца» (станция MSH сейсмической сети ГС РАН) с помощью трехкомпонентного сейсмоприемника СМG-3ESPCB GULARD SYSTEMS Ltd. [3]. Выходные сигналы каналов данного сейсмоприемника пропорциональны соответствующим компонентам скорости смещения, чувствительность по каждому каналу составляет 2*200 В/м*с-1, диапазон частот от 0,0083 Гц до 40 Гц. Аналоговый сигнал датчика подается на входы регистратора GSR-24ADC, в котором обеспечивается оцифровка сигналов, привязка отсчетов цифровых данных к часам регистратора, синхронизируемых сигналами приемника Garmin GPS 16 HVS и передача потока данных через интерфейс RS-232 в канал связи. Частота квантования выходных сигналов сейсмоприемника встроенным в регистратор GSR-24ADC 24-разрядным АЦП составляет 100 Гц.

Для описания негауссовских случайных процессов, к которым относится сейсмический фон, широко используются кумулянты (семиинварианты) [4, 5]. Для гауссовских случайных процессов кумулянты 3-го и более высоких порядков равны нулю. Отличие от нуля кумулянтов 3-го и более высоких порядков является признаком негауссовости процесса. В настоящей работе описаны некоторые результаты экспериментального оценивания зависимости от времени кумулянтов 1-го – 6-го порядков вертикальной компоненты скорости смещения для сейсмического фона, зарегистрированного на станции MSH 01 августа 2014 г.

На рис. 1 приведена осциллограмма суточной записи вертикальной составляющей (BHZ) скорости смещения $v_z(t)$ 01 августа 2014 г. (время UTC). На интервале с 14:00 до 20:00 в сигнале $v_z(t)$ явно выраженные признаки сейсмической активности отсутствовали, среднеквадратическое значение $v_z(t)$ не превышало 0,1 мкм/с. По результатам сравнения с записями для других периодов зарегистрированные на этом интервале сейсмические сигналы можно считать соответствующими типичному нижнему уровню естественного сейсмического фона для станции MSH.

На рис. 2 показан усредненный спектр сигнала v_z(t) на интервале времени с 15:00 до 20:00. Он получен с помощью 1024-точечного БПФ путем усреднения 100 спектров последовательно сдвинутых на 512 выборок 100 фрагментов сигнала. Разрешение по частоте составляет 0,098 Гц. Завал спектра на частотах выше 40 Гц обусловлен частотной характеристикой сейсмоприемника, экстремумы вблизи 12,5 Гц, 14 Гц, 19 Гц и 37 Гц обусловлены помехами.



Рис. 1. Осциллограмма выходного сигнала сейсмического приемника v_z(t), зарегистрированного 01.08.2014 г.



Рис. 2. Усредненный спектр сигнала v₂(t) на интервале времени с 15:00 до 20:00

На рис. 3 приведен фрагмент осциллограммы показанного на рис. 1 сигнала $v_z(t)$ для интервала времени 17:00–18:00 и зависимость от времени соответствующих ему оценок кумулянтов $k_1(t) - k_z(t)$.

Оценивание кумулянтов производилось путем расчета выборочных начальных моментов 1–6 порядков и вычислений по приведенным в [4,5] известным формулам, связывающим начальные моменты и кумулянты. Время накопления при вычислении оценок начальных моментов и соответственно кумулянтов составляло от 1 с до 300 с. Приведенные на рис. 3 результаты соответствуют времени накопления 30 с (применительно к задачам обнаружения микросейсм). При увеличении времени накопле-



Рис. 3. Фрагмент осциллограммы сигнала $v_z(t)$ (вверху) и зависимость от времени оценок кумулянтов $k_1(t) - k_6(t)$ на интервале времени 17:00–18:00 при времени накопления 30 с

ния свыше 60 с наблюдалось сглаживание зависимости кумулянтов от времени.

Кумулянты $k_1(t)$ и $k_2(t)$ равны соответственно математическому ожиданию и дисперсии исследуемого сигнала $v_z(t)$. Для построения обнаружителей слабых сейсмических сигналов и микросейсм весьма важным является вопрос о наличии и величине интервалов времени, на которых сейсмический фон можно приближенно считать стационарным, по крайней мере в широком смысле. Анализ графиков $k_1(t)$ и $k_2(t)$ позволяет оценить интервалы времени, на которых $v_z(t)$ можно в некотором приближении считать локально стационарным в широком смысле и выявить моменты времени, когда условия стационарности начинают нарушаться. Для приведенных данных это соответствует интервалам в 3–5 мин.

На графиках кумулянтов $k_3(t)-k_6(t)$ наблюдаются экстремумы, не совпадающие по времени с экстремумами или явно выраженными особенностями на графиках $v_z(t)$, $k_1(t)$ и $k_2(t)$. Интервалы времени между этими экстремумами составляют 3–5 мин. Наличие этих экстремумов может служить подтверждением приема относительно слабых сигналов землетрясений и микросейсм, уровень которых не превышает уровня сейсмического фона. С позиций статистической радиотехники вычисление оценок моментов и кумулянтов высших порядков (возведение в степени, перемножение и накопление) соответствует применению нелинейных инерционных функциональных преобразований исследуемых сигналов. Анализ рис. 3 показывает, что для обнаружения слабых сигналов на фоне сейсмического шума, наблюдаемого на станции MSH могут быть использованы алгоритмы обнаружения сигналов, в которых используется нелинейные операции, аналогичные тем, которые применяются для вычисления кумулянтов.

По результатам выполненных исследований можно сделать следующие выводы:

1. В качестве оценки нижнего уровня среднеквадратического значения скорости смещения для сейсмического фона в районе станции MSH (мыс Шульца) в полосе частот до от 0,0083 Гц до 40 Гц может быть принято значение 0,1 мкм/с.

2. На графиках зависимости кумулянтов вертикальной компоненты скорости смещения для нижнего уровня сейсмического фона в районе станции MSH наблюдаются экстремумы, которые могут быть связаны с приходом сигналов землетрясений и микросейсм, уровень которых не превышает уровня сейсмического фона. Интервалы времени между этими экстремумами составляют 3–5 мин.
Литература

1. *Peterson J.* Observation and modeling of Seismic Background Noise. Open File Report 93–322. Albuquerque. New Mexico. 1993.

2. Горовой С.В., Наумов С.Б. Некоторые результаты исследования характеристик сейсмического фона в районе бухты Витязь Японского моря // VIII Всероссийский симпозиум «Физика геосфер» Владивосток, 2–6 сентября 2013 г. С.55–58.

3. Сейсмоприемник СМG-3ESPC. Руководство по эксплуатации ВЛКН.43 1410.201 ЗЭ.

4. *Малахов А.Н.* Кумулянтный анализ случайных негауссовых процессов и их преобразований. М.: Советское радио. 1978. 376 с.

5. *Новиков А.К.* Полиспектральный анализ. СПб.: ЦНИИ им. Акад. А.Н. Крылова. 2002. 180 с.

ГРАДИЕНТНО-ВИХРЕВЫЕ ВОЛНЫ В ЦУСИМСКОЙ КОТЛОВИНЕ (УЛЛЫН) ЯПОНСКОГО МОРЯ

А.Е. Зверева, В.Р. Фукс

Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Санкт-Петербургское отделение, г. Санкт-Петербург, anastasia.eug.zvereva@gmail.com

Согласно работам многих исследователей [1, 2, 3], во всех котловинах Японского моря наблюдается доминирующая циклоническая глубинная циркуляция. Несмотря на сезонный характер всех гидрометеорологических процессов в Японском море, результаты натурных наблюдений за течениями в Цусимской котловине (Уллын) в июне 1999 г. в рамках исследовательской программы Университета Род-Айленда, Морской исследовательской лаборатории, Корейского океанологического исследовательского института и Исследовательского института прикладной механики Университета Кюсю не содержали выраженного и устойчивого сезонного сигнала [4, 5, 6]. Напротив, в результатах численного эксперимента циркуляции глубинных вод на основе прогностической гидродинамической модели Н.Б. Шапиро и Э.Н. Михайловой, был обнаружен сезонный сигнал, возникновение которого связали с циклонической завихренностью ветра над акваторией [3]. По результатам расчетов для придонного горизонта при современном расходе через Корейский пролив при сезонных изменениях вихря ветра было выявлено наличие в котловине двух контуров течений. На внешнем соблюдалось циклоническое направление векторов скоростей геострофических течений, тем самым сохраняя потенциальную завихренность. На внутреннем контуре с января по июнь наблюдалось антициклоническое вращение вод, тогда как во вторую половину года – циклоническое вращение.

Многие авторы описывают наличие ячеек циклонического и антициклонического вращения на масштабах котловин [6]. Аггиda et al. (2004) показали, что наличие антициклонического вращения на поверхности обусловлено балансом между направленным на север импульсом, вызванным отрывом западного пограничного (Восточно-Корейского) течения, и направленным на юг вектором силы Кориолиса. Однако, при малом расходе воды через Корейский пролив, основной поток вод идет на восток, а малая нелинейность Восточно-Корейского течения не генерирует антициклоническую структуру [7, 8]. В это время котловину занимает преимущественно холодная вода, а циклонический характер вращения в вершине меандры от субарктического фронта перемещается на запад и наблюдается в области предыдущего действия антициклонической структуры. Такая смена знака фиксируется на изображениях математического ожидания аномалий уровня и зональных изоплет, построенных по данным спутниковой альтиметрии.

Японскими исследователями предполагается, что антициклоническое обтекание острова (Японских островов) набегающим потоком (ветвью Куросио) связано с планетарным бета-эффектом, а наличие островного склона, крупномасштабная антициклоническая завихренность ветра над прилегающей частью океана и термический контраст между холодной акваторией моря и теплым океаном к востоку от острова способствуют развитию восточного пограничного течения и захваченных краевых волн [9]. Имеются свидетельства о распространении захваченных волн в придонном слое вдоль склонов котловин и поднятия Ямато [2]. Челтоном и коллегами было показано, что параметры циклонов и антициклонов в поле уровня скорее подпадают под динамику волн Россби, нежели чем нелинейных вихрей [10].

Также Челтон с коллегами считают, что вихреобразные структуры в большей степени воздействуют на концентрацию биоты, перераспределяя хлорофилл, нежели создавая благоприятные условия для его развития. На основе спутниковых данных о хлорофилле и уровне моря они показывают, что мезомасштабные структуры генерируют большую часть изменчивости концентрации хлорофилла над открытым океаном. Таким образом, перенос хлорофилла вихрями в большей степени, чем локальный рост хлорофилла, отвечает за его изменчивость.

В работе Charria et al.(2008) предложен механизм влияния волн Россби на локальной увеличение и уменьшение концентрации первичной продукции на примерно $\pm 20\%$ от фонового содержания. Kawamiya and Oschlies (2001) также, в свою очередь, считают, что увеличение в поверхностном слое хлорофилла вызвано не локальным ростом, вследствие притока питательных веществ, а благодаря подъему хлорофилла с нижней границы перемешанного слоя [11, 12]. Killworth et al. (2004) исследовали горизонтальную адвекцию хлорофилла и показали наличие южного и северного направления потоков поверхностного хлорофилла относительно фоновой концентрации, что может быть связано с волновой динамикой [13].

Для объяснения пространственно-временной изменчивости океанологических полей в районах глубоководных котловин в замкнутых морях была предложена феноменологическая модель «котловинных волн», представляющих собой стояче-поступательные топографические волны Россби [14].

В статье Зверевой и Фукса (2014) на основе анализа спутниковых альтиметрических измерений была предложена подобная волновая трактовка выявленных возмущений характеристик поверхностного слоя моря в Цусимской котловине (Уллын) Японского моря [15]. В поле уровня такие волны могут быть выделены благодаря зонам конвергенции и дивергенции течений, являющимися зонами высокой продуктивности.

Для феноменологического описания изменчивости поля уровня моря в геострофическом приближении предлагается следующая модель стояче-поступательной волны в виде:

$$\xi = \operatorname{Acos}(mx)\operatorname{cos}(ly)\operatorname{cos}(\sigma t - kx - ny).$$
(1)

Здесь t – время, x и y – переменные прямоугольной системы координат, σ – частота, k и n – зональное и меридиональное волновые числа, m и l – параметры модуляции, являющиеся величинами, которые обратно пропорциональны пространственным размерам ячейки, A – амплитуда стояче-поступательной волны. Траектории движения частиц в предложенной модели замкнуты, что напоминает движения вод в вихревых структурах.

Для описания кинематики движения подставим ξ из уравнения (1) в проинтегрированное по глубине уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial \overline{U}H}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V}H}{\partial y} = -\frac{\partial \xi}{\partial t}.$$
 (2)

Где $\overline{U}H$ и $\overline{V}H$ имеют смысл полных потоков. При $\frac{\partial \xi}{\partial t} > 0$ происходит конвергенция полных потоков, при $\frac{\partial \xi}{\partial t} < 0$ – дивергенция полных потоков, которые определяют соответствующий перенос первичной продукции. В узловых точках, где $\frac{\partial \xi}{\partial t} = 0$, перенос отсутствует. Между узловыми точками распространяется волна Россби с фазовыми скоростями $c_x = \frac{\sigma}{k}, \ c_y = \frac{\sigma}{n}$. При этом гребни и подошвы (линии дивергенции и конвергенции) в котловинных волнах вращаются внутри ячеек. Над Цусимской котловиной (Уллын) отмечается плотная упаковка таких ячеек из 2–4 волн. Это достаточно хорошо прослеживается на картах дисперсий уровенных возмущений. Для того чтобы объяснить наблюдавшиеся изменения в поле хлорофилла привлечем уравнение переноса

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -di\nu \vec{V}\Theta = \Theta \frac{\partial \xi}{\partial t} + \vec{V}di\nu\Theta, \qquad (3)$$

где \vec{V} – вектор скорости течения, Θ – концентрация хлорофилла.

Основным источником питательных веществ, необходимых для цветения фитопланктона в юго-западной части Японского моря, является корейский апвеллинг. Эта область хорошо видна на изображениях, как



Изображения (а) математического ожидания и (б) среднеквадратического отклонения первичной продукции в Цусимской котловине (Уллын) математического ожидания, так и дисперсии (см рисунок). Значительной дисперсией помимо прибрежной территории отличается область вдоль западного и южного склонов котловины, что, в свою очередь уже связано с перераспределением фитопланктона.

Литература

1. *Kim C.-H., Yoon J.-H.* A numerical modeling of the upper and the intermediate layer circulation in the East Sea // J. of Oceanography. 1999. V.55 P. 327– 345.

2. Senjyu T., Shin H.-R., Yoon J.-H., Nagano Z., An H.-S., Byun S.-K., Lee C.-K. Deep flow field in Japan / East Sea as deduced from direct current measurements // Deep-Sea Research II 52. 2005. PP. 1726–1741

 Трусенкова О.О. Сезонные и межгодовые изменения циркуляции вод Японского моря // Дальневосточные моря.
Т.1. Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С.280– 306.

4. Chang K.-I., Hogg N.G., Suk M.-S., Byun S.-K., Kim Y.-G., *Kim K.* Mean flow and variability in the southwestern East Sea // Deep-Sea Research I 49. 2002. P. 2261–2279.

5. Mitchell, D.A., Watts, D. R., Wimbush, M., Teague, W. J., Tracey, K. L., Book, J.W., ... & Yoon, J. H. Upper circulation patterns in the Ulleung Basin // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. (2005) 52(11). 1617–1638.

6. Teague W.J., Tracey K.L., Watts D.R., Book J.W., Chang K.-I., Hogan P.J., Mitchell D.A., Suk M.-S., Wimbush M., Yoon J.-H. Observed deep circulation in the Ulleung Basin // Deep-Sea Research II 52. 2005. P. 1802–1826.

7. *Arruda*, *W*. Z., Nof, D., & O'Brien, J. J. Does the Ulleung eddy owe its existence to β and nonlinearities? // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. (2004). 51(12). P. 2073–2090.

8. Gordon, A. L., Giulivi, C. F., Lee, C. M., Furey, H. H., Bower, A., & Talley, L. Japan/East Sea intrathermocline eddies // Journal of Physical Oceanography. (2002). 32(6). P. 1960–1974.

9. *Tsujino, H., Nakano, H., & Motoi, T.* Mechanism of currents through the straits of the Japan Sea: mean state and seasonal variation // Journal of oceanography. (2008). 64(1). P. 141–161.

10. Chelton, D. B., Schlax, M. G., & Samelson, R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Progress in Oceanography. (2011). 91(2). P.167–216.

11. *Charria, G., Dadou, I., Cipollini, P., Drevillon, M., & Garcon, V.* Influence of Rossby waves on primary production from a coupled physical-biogeochemical model in the North Atlantic Ocean // Ocean Science. (2008). 4. P. 199–213.

12. *Kawamiya M.* and *Oschlies A*. Formation of a basin-scale surface chlorophyll pattern by Rossby waves // Geophysical Research Letters 28.21 (2001): PP. 4139–4142.

13. *Killworth, P. D., Cipollini, P., Uz, B. M., & Blundell, J. R.* Physical and biological mechanisms for planetary waves observed in satellite-derived chlorophyll // Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012) (2004), 109(C7).

14. Volkov D.L, Belonenko T.V., Foux V.R. Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin – a sub-Arctic hot spot of ocean variability // Geophys. Res. Let.. 2013. V. 40. P. 738–743.

15. Зверева А.Е., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в котловине Уллын Японского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. №3. С. 19–27

ДИЗЪЮНКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

Е.Г. Иволга, Ю.Ф. Манилов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук, Хабаровск, ymanilov@itig.as.khb.ru

Рассматриваемая территория включает прибрежную часть континента от Магадана до Владивостока, Охотоморский регион и северную часть Японского моря. В тектоническом отношении – это область взаимодействия Евроазиатской, Амурской, Охотской, Тихоокеанской и Североамериканской плит [5]. Центральное место занимает Охотская плита. Наиболее надежно картируется ее южная граница с Тихоокеанской плитой по Курило-Камчатскому сейсмическому поясу. Северная граница с Северо-Американской и Евразийской плитами и восточная с Амурской, до сих пор являются предметом дискуссий.

В связи с тем, что созданные в недалеком прошлом тектонические карты континентальной части и морской акватории существенно отличаются как по уровню геолого-геофизической изученности, так и по степени учета геофизических материалов при их создании, требуется дополнительное изучение области сочленения континент-океан. Актуальной задачей при создании унифицированного представления границы континент-океан является всестороннее изучение дизьюнктивных систем региона.

Цель исследований – на основе разносторонней интерпретации гравиметрической информации проследить континентальные разломы в пределы морских акваторий и наоборот, провести глубинный анализ основных нарушений.

Методика. Информация о разломной тектонике Охотоморского региона базируется на сейсмических данных при поисково-оценочных работах на нефть и профильных работах методом ГСЗ. Для построения карт дизьюнктивной тектоники на континенте, преимущественно привлекалась гравиметрическая информация в сопоставлении с профильными данными по ГСЗ и МТЗ. В качестве исходной выбрана карта гравитационного поля масштаба 1:5000000. Это обусловлено несколькими

причинами. Во-первых – данная информация площадная, равномерно покрывающая всю территорию. Во-вторых – гравитационное поле отражает изменение физической среды на достаточно большую глубину. В-третьих – в гравитационном поле лучше всего отражается блоковая делимость литосферы, т.е. межблоковые границы контрастно проявлены. Основным инструментом обработки информации являлся комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад – 3D» [4]. В процессе изучения выполнен разносторонний вероятностно-статистический анализ поля по опробованной методике [3]. Для интерпретации полученных результатов использована информация по глубинным и разведочным сейсмическим профилям, данные МТЗ, специально составлена компилятивная тектоническая карта на рассматриваемую территорию на основе карт Богданова и Красного [1, 2] с упрощениям.

Результаты работ. Структурная особенность низкочастотной составляющей поля, отражающей неоднородности поля на глубинах свыше 60км заключается в том, что для этого уровня преобладающим направлением разрывных структур является северо-восточное и меридиональное (см рисунок А). Северо-восточное направление приурочено к широкой области перехода от низкоплотной к высокоплотной литосфере, а меридиональное – представляет собой относительно узкое внедрение низкоплотной литосферы по меридину 142° (Сахалин-Хоккайдо). По уровню поля территория делиться на два блока: северо-западный пониженной плотности и юго-восточный – повышенной. Граница проходит по линии 42° на западе и 50° с.ш. на востоке. На глубине 40-50 км северо-восточный разлом (продолжение Пограничного) срезает меридиональный, разворачивая его северную часть на северо-запад. На уровне 30-35км четко оформляется северо-западная структура простирающаяся от Курил до Джугджура, а на более высоком уровне уже в коре в пределы Алданской плиты. В эту структуру входит большая часть Сахалина от залива Анива на север и прибрежная часть Сихотэ-Алиня. В дальнейшем происходит формирование серии оперяющих северо-восточных систем, которые в свою очередь делят тело самой плиты на блоки. На этом уровне обособляется Восточно-Сихотэ-Алинский блок, в связи с которым формируется север-северо-восточная система нарушений. На глубине 10-15км на севере вдоль Охотского побережья начинает проявляться субширотная система разломов. На глубине 5-7 км четко выделяется северо – восточная Шантарская система разломов, связанная, вероятно, с молодым кайнозойским рифтогенезом. На этом уровне зарождается запад-северозападная система нарушений, простирающаяся от Камчатки до Алданского щита.

Погоризонтное рассмотрение структурных планов указанной территории на основе низкочастотных аномалий показало, что на самых глубинных горизонтах доминируют меридиональная и северо-восточная системы разрывных структур, которые на более высоких горизонтах, трансформируются в результате формирования северо-западной, а на самых высоких горизонтах еще и запад-северо-западной.

В поле высокочастотной составляющей указанные дизьюнктивные системы проявляются более густой сетью нарушений (см. рисунок, Б). Преобладающим направлением разрывных структур этой части территории в океане – северо-западное, разделенных на блоки северовосточными разломами. Фоном как для континента так и океана является субширотная система нарушений. Северо-западная часть территории, как на континенте, так и в пределах Охотского моря в интенсивности поля выражена как единая структура, в пределах которой выделяются положительные и отрицательные гравитационные аномалии с некоторым понижением интенсивности с запада на восток. Это указывает на то, что



Проявленность разрывной тектоники в разночастотных аномалиях гравитационного поля на уровне 60 км: А) в низкочастотных аномалиях; Б) в высокочастотных аномалиях; системы разрывных нарушений разных аправлений: 1 – меридиональные; 2 – широтные; 3 – северо-западные; 4 – северо-восточные; 5 – предполагаемая область океанической литосферы

для этой территории в целом, вероятно, характерна континентальная литосфера.

Отрицательные локальные аномалии отражают конструктивные процессы в литосфере (Становой, Баджальский, Сихотэ-Алинский, Южно-Сахалинский, Камчатский минимум) связанные с орогенезом или внутриплитным интрузивным магматизмом. Положительные аномалии, отражающие деструктивные процессы в литосфере (Алданский, Шантарский, Средне-Амурский, Дерюгинский, Шелехова-Тинро). Указанная выше граница раздела четко фиксируется в дисперсии поля, на карте которой территория делиться на две области – с высокой на юге и низкой на севере дисперсией. Соответственно субширотная система сформировалась позже уже в пределах этого блока.

От острова Хоккайдо до 52°с.ш. Северного Сахалина, вдоль Западно-Сахалинского поднятия проходит меридиональная система разрывных нарушений. Она разделяет Сихотэ-Алинскую север-северовосточную орогенную систему от северо-западной Охотской, являясь своеобразной шовной структурой [2,3]. В дисперсии – это узкая зона пониженной дисперсии, а в ассиметрии и эксцессе – линейные максимумы. По восточному побережью Сахалина от полуострова Шмидта по 142 -му меридиану южнее о-ва Хоккайдо протягивается зона повышенной дисперсии, что вероятно может быть обусловлено проявлением магматизма и высокой тектонической расслоеннностью в склоновой области впадины Дерюгина.

Погоризонтное рассмотрение структурных планов на основе высокочастотных аномалий показывает, что на более глубоких горизонтах лучше проявлена ортогональная система нарушений, а к поверхности все большее значение приобретает диагональная. Причем если широтная является фоном для всей территории, то меридиональная имеет более локальную проявленность: в пределах морской акватории – это хоккайдо-сахалинское, камчатско-магаданское направления, а на континенте – южно-верхоянское. Для диагональной системы северовосточные направления преобладают на более глубоких горизонтах, а чем ближе к поверхности тем большее значение приобретает северозападное.

Геодинамика. Совместный анализ палеодинамических построений [12] с результатами настоящих исследований показывает, что картируемые системы тектонических нарушений являются долгоживущими, развивались, преимущественно, на границах тектонических плит, как современных, так и палеоплит. Наиболее значительная из рассмотренных дизъюнктивных систем Хоккайдо-Сахалинская, существовала с позднего триаса и являлась, по-видимому, границей между океанической плитой Фараллон, Сино-Корейской и Сибирской плитами.

Северо-западные нарушения активно проявились в нижней юре, вначале как спрединговая зона плиты Фараллон, затем с верхнего мела, как граница плит Изанаги и Охотоморской. Впоследствии, вдоль последней произошли правосдвиговые перемещения. Следующая активизация северо-западных дизъюнктивов происходила в миоцене в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийскую и Северо-Американскую.

Возраст заложения северо-восточных дизъюнктивов преимущественно мезозойский, что соответствует последней крупной перестройке континентальных тектонических структур. По мере объединения малых континентальных плит в единую Евро-Азиатскую, их морфология все более усложнялась и вышла за пределы современного континента в акватории Японского и Охотского морей.

Первый этап образования субширотных нарушений на континенте, вероятно связан с формированием Монголо-Охотской сутуры. В более позднее время, развивающийся континентальный рифтогенез обусловил широтное движение блоков Евразийской литосферной плиты к океану. В свою очередь движение крупных блоков литосферы способствовало созданию общего тренда разрывных структур широтного направления.

В миоцене вдоль границы взаимодействия Амурской (Евразийской) и Охотоморской (Северо-Американской) плит формируется меридиональная Хоккайдо-Сахалинская аккреция. По мере становления единой плиты меридиональная система нарушений затухает и на передний план по значимости выдвигаются объекты северо-восточного направления, которые в связи с орогенными континентальными процессами развиваются уже в едином Амурско-Охотоморском литосферном блоке. Южная граница этого блока проходит по Хоккайдо-Курильской разломной системе. Последующее движение Тихоокеанской океанической плиты на северо-запад привело к дальнейшей деструкции южной окраины этого единого литосферного блока. Граница деструкции контролируется линией глубокофокусных землетрясений и четко фиксируется элементами гравитационного поля.

Литература

1. Богданов Н.А. и др. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 М. Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М. 2000. 193с. 2. Красный Л.И и др. Объяснительная записка к геологической карте Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Санкт – Петербург – Благовещенск – Харбин: 1999. 135с.

3. Малышев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А. Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей // Литосфера 2014. №2. С. 144–151.

4. *Никитин А.А., А.В. Петров* Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании» 2010.114с.

5. Shigenori Maruyama, Yukio Isozaki, Gaku Kimura and Masaru Terabayashi Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the prestnt/ Orogeny of the Japanese Islands.Selected papers from «The Island Arc» V.5–6. (1997).

СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Ш.Г. Идармачев, М.М. Алиев, А.Г. Магомедов, И.Ш. Идармачев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Дагестанского научного центра РАН г. Махачкала, idarmachev@yandex.ru

Каспийское море является самым крупным континентальным водным бассейном Земли, обладающим основными чертами геологии дна мирового океана. Поэтому изолированность Каспийского моря приводила к значительным изменениям его уровня, так, например, по археологическим и другим данным за последние 500–700 тыс. лет уровень менялся от -140 до +50 мБС, т.е. амплитуда колебания уровня достигала до 190 м. Последнее время отдельные авторы [Леонов и др., 1998; Алиев и др.,2014] считают, что быстрые колебания уровня Каспия на несколько метров могут быть связаны с тектонической активизацией недр. Как известно активизация тектонических напряжений в регионе тесно связана с сейсмическим режимом, поэтому представляется интересным рассмотреть некоторые аспекты, связанные с сейсмичностью территории Каспия и прилегающих к нему районов.

На рисунке представлена карта эпицентров землетрясений с магнитудами М≥3.5, произошедших в Каспийском регионе за последние 5 лет, полученная по данным Американской системы глобального сейсмического мониторинга [http://www.iris.edu/seismon/].

На нее нанесены некоторые элементы из работы [Уломов и др., 1999], согласно которым стрелками показаны направления движения Восточной части Кавказской геологической структуры и Иранской плиты на Северо-восток. В этих условиях территория, занимающая Каспийским морем, оказывается зажатым между Скифско-Туранской эпигерциальной платформой и Иранской плитой. Наиболее интересной является зона, простирающая вдоль Большого Кавказа, Центрального Каспия и Копетдага. Как видно на (см. рисунок) в этой зоне основная масса эпицентров сосредоточена на Северо-Восточном склоне Кавказа. Большинство очагов землетрясений имеет глубину до 30 км, отдельные из них достигают глубины 70–150 км. Относительное большее количество более глубоких землетрясений сосредоточено в центральной части Каспия.



Карта эпицентров землетрясений Каспийского региона за период 2008–2010 гг.: 1- направление движения Восточного Кавказа; 2- то же территории Ирана; 3- зона Большого Кавказа, Центрального Каспия и Копетдага; 4- граница Скифско-Туранской платформы; 5- эпицентры землетрясений глубинами до 30 км; 6- то же от 30 до 70 км; 7- то же от 70 до 150 км

Согласно геодинамической модели [Уломов и др., 1999] литосфера Южного Каспия погружается под Скифско-Туранскую плиту, что вызывает накопление упругих напряжений, а землетрясения способствуют их релаксации. Следует также отметить некую особенность распределения эпицентров землетрясений для Южного Каспия. В основном очаги расположены по береговой части, образуя здесь кольцевую структуру. Центральная часть Южного Каспия характеризуется асейсмичностью.

Механизм расположения очагов землетрясений вдоль береговой зоны Южного Каспия может быть связан с тем, что здесь сосредоточена основная масса воды Каспийского моря. Давление, оказываемое весом воды на дно, вызывает его прогибание, при этом максимальные касательные напряжения в земной коре концентрируются на краях водной нагрузки. Давление Иранской плиты в направлении юго-восток приводит к деформации пород в ослабленных трещинных зонах на краях водной нагрузки, что и определяет здесь повышенный фон сейсмической активности относительно центральной части.

Асейсмичность центральной части Южного Каспия характеризует ее монолитность, при этом давление, оказываемое Иранской плитой, заставляет ее деформироваться. При горизонтальном сжатии осадочного чехла происходит его расширение по вертикали, вызывая поднятие дна Каспийского моря. При достижении упругих напряжений в земной коре пределов прочности по контуру Южно-Каспийской впадины происходит релаксация напряжений, которая сопровождается увеличение сейсмической активности, в том числе и в субдукционной зоне Среднего Каспия.

Литература

 Алиев И.А., Идармачев Ш.Г., Абдуллаев Ш.С.О. и др. Уровенный режим Каспийского моря, его связь с вариациями сейсмичности территории Дагестана и изменениями некоторых геофизических параметров // Почвы аридных территорий и проблемы охраны их биологического разнообразия. Тр. Института геологии Дагестанского НЦ РАН. Махачкала. 2014. С.306–310.

2. Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. Геологические проблемы колебания уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной Среды. Новосибирск, Изд. СО РАН. 1998. С. 39–57.

3. Уломов В.И., Полакова Т.П., Медведева Н.С. Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря // Физика Земли. 1999. №12. С. 76–82.

4. «http://www.iris.edu/seismon/» (27.02.2014).

КАРТЫ-СХЕМЫ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЫСОТ РЕЛЬЕФА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ДЛЯ МОДЕЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Б.А. Казанский

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, bakaz@poi.dvo.ru

В модельно-теоретических исследованиях, проводимых в разных лабораториях геолого-геофизического отдела ТОИ ДВО РАН, традиционно используются (в качестве первоисточника информации) карты рельефа и геофизических полей (гравитационного, магнитного) в изолиниях. Существующие же на данный момент цифровые базы альтиметрических данных позволяют существенно расширить информативную базу за счет производных карт, в частности карт для разных статистических характеристик распределений высот рельефа и гравитационного поля, даже при скромном программном обеспечении (Excel, Surfer).

В рамках работ по теме №3 (Изучение геофизических полей, физических характеристик, геодинамического состояния и структуры геосфер дальневосточных морей...) автором, на основе общедоступных альтиметричесих данных ЕТОРО 1' [1, 2], были рассчитаны статистические характеристики рельефа и гравитационного поля по 1-градусным трапециям в пределах 0-62° с.ш. и 90-180° в.д. (5580 трапеций), а именно: максимальные, средние, минимальные и медианные значения высот и Δg , а также их стандартные отклонения. По полученным цифровым данным построены многочисленные варианты карт-схем, 3D-диаграмм и профилей, существенно варьирующих за счет изменения угла и направления освещенности и цветовой гаммы. Карты-схемы максимальных высот показывают так называемую вершинную поверхность, а карты минимальных высот – базисную поверхность (для суши). Для акваторий подобных понятий пока не придумано, как и для соответствующих карт гравитационного поля. Карты-схемы средних и медианных высот представляют упрощенное (усредненное) отображение рельефа, мало отличающиеся от обычных картографических изображений.



Рис. 1. Карты-схемы стандартных отклонений высот рельефа СЗ части Тихого океана в форме «отмывки» (shaded relief map) и в изолиниях. Выделены изолинии 100 и 500 м

В качестве примера know how на рис.1 ниже приведены картысхемы (60х90 точек с интерполяцией) стандартных отклонений высот рельефа СЗ части Тихого океана и прилегающей части континента в форме «отмывки» (shaded relief map), и в изолиниях.

Поскольку стандартные отклонения высот ассоциируются с энергетикой рельефа [3], на картах-схемах этого рода береговая линия континента и островов не выделяется из-за малых значений параметра, но



Рис. 2. Блок-схемы поверхности минимума силы тяжести СЗ части Тихого океана при разных направлениях освещенности: с юго-запада (вверху) и с юго-востока (внизу)

выделяются наиболее тектонически активные элементы рельефа. Так, например, помимо глубоководных желобов и подводных гор, на приведенных картах хорошо просматривается (в виде отдельных фрагментов) интересный линеамент 140° в.д. (нечто подобное просматривается и по 150-му меридиану). И в то же время совершенно ничем не выделяется «теоретически обоснованный» во множестве работ прошлого века «активный меридиан 105° в.д.» [4], аномальность которого здесь проявляется лишь локально, в двух точках – на 30-м (Сычуанская котловина) и 51-м (Байкальская впадина) градусах с.ш. Карты экстремальных и средних значений гравитационного поля в мелком масштабе похожи на карты высот, поэтому здесь для иллюстрации не использованы. А на Рис. 2 приводится блок-схема этой же территории для поверхности минимальных значений силы тяжести при двух направлениях освещенности, позволяющих увидеть детали структуры этой поверхности, не проявляющиеся на обычных картах, но дающих дополнительную информацию для размышлений по геодинамике. Верхняя схема показывает волнообразное строение поверхности, одинаковое и в континентальной и в океанической части, тогда как на нижней схеме эффект проявляется только в континентальной части. Особо аномально выглядит акватория Филиппинского моря, со всех сторон изолированная от окружающих областей системой глубоководных желобов.

Сделаны также расчеты 3-го и 4-го моментов распределений высот и силы тяжести, т.е. асимметрии (skew) и эксцесса (kurtosis) распределений, но опыта геолого-геофизической интерпретации карт и схем поверхностей этих параметров пока нет.

Литература

1. *Smith, W. H. F.*, and *D. T. Sandwell*. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Science, V. 277, p. 1957–1962, 26 Sept., 1997.

2. Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, J. Geophys. Res., 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008, 2009.

3. *Казанский Б.А*. Прямой расчет потенциальной энергии рельефа поверхности Земли по цифровым данным // Физика Земли, 2005, №12. С.72–75.

4. Кулинич Р.Г. Активный меридиан 105° в.д. и структура ЮВ Азии // Закономерности строения и эволюции геосфер (Материалы второго международного междисциплинарного научного Симпозиума). Хабаровск, 1994. С.35–43.

СТРУКТУРА ГАЗОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОСАДКАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

В.Н. Карнаух, Е.Н. Суховеев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, karnaukh@poi.dvo.ru

Приповерхностные скопления газа в осадках прибрежных частей морей и океанов широко распространены и образованы, главным образом, метаном [1–3]. Анализ распределения приповерхностных скоплений газа, выполненный Флейшером [1] показал, что наиболее часто они встречаются на участках шельфа с глубинами менее 50 м.

Первые доказательства наличия приповерхностных скоплений газа в осадочных отложениях северной части залива Петра Великого были представлены в 2011 г. [4]. В 2007–2013 гг. на площади юго-западной части залива были выполнены высокоразрешающие сейсмические исследования с использованием буксируемого высокочастотного профилографа "GeoPulse Subbottom Profilier" (рис. 1).

По результатам работ установлено пять областей, где в верхней части осадочных отложений имеются акустические аномалии, связанные с присутствием газа (рис. 1, 2). Первая группа аномалий располагается в центральной и в восточной частях залива Китовый (между бухтами Троицы и Витязь). Здесь, на глубине 2–4 м ниже дна, обнаружены погребенные в осадках куполовидные структуры диаметром около 40 м. Также в б. Троицы установлены отдельные аномалии типа акустический покров (АП) и акустическая мутность (АМ), располагающиеся на глубине 12–14 м ниже дна и имеющие размер в поперечнике около 40 м.

Вторая группа аномалий выделяется в бухте Рейд Паллады. Здесь обнаружены аномалии типа акустическая мутность, акустический покров и куполовидные структуры. Куполовидные структуры здесь редки, имеют диаметр 20–30 м и их вершины располагаются на глубине около 2 м ниже дна. Аномалии типа АП также редки, ширина их около 50 м, а их кровля располагается на глубине около 10 м ниже дна. Наиболее широко здесь распространены аномалии типа АМ, кровли которых располагаются на глубине 8–9 м ниже дна. Как правило, аномалии АМ встречаются



Рис. 1. Карта расположения высокоразрешающих сейсмоакустических профилей, полученных в юго-западной части залива Петра Великого в экспедициях ТОИ ДВО РАН в 2007–2013 гг. Заштрихованные области обозначают местоположение приповерхностных скоплений газа

на границе между ступенями фундамента, и, вероятно, маркируют разломные зоны, являющиеся проводниками газа к поверхности морского дна. Размеры отдельных аномалий AM изменяются от первых десятков метров, до нескольких сотен метров в поперечнике.

Третья область располагается к юго-востоку от о. Фуругельма, на расстоянии 6–11 км от него. Размер области примерно 8х6 км. Здесь преобладают аномалии типа акустический покров. Кровли аномалий располагаются на глубинах 7–10 и, редко 11–12 м ниже дна. Размер аномалий в поперечнике изменяется от 10–50 м до 100–300 м.

Наибольшим набором различных типов акустических аномалий газовой природы характеризуется четвертая область, занимающая при-

брежную часть шельфа к юго-западу от о. Фуругельма. Здесь, в дополнение к аномалиям типа АМ и АП часто встречаются акустические колонны (АК). В мелководных частях шельфа преобладают аномалии типа акустических колонн, кровли которых располагаются на глубине 2–4 м ниже дна. Ширина аномалий составляет 10–20 м. Акустические покровы наблюдаются на глубинах 3, 6 и 10 м ниже дна. Их ширина достигает 100 м. Там, где глубина моря увеличивается до 20–30 м, преобладают аномалии типа АП и АМ, кровли которых выделяются на глубине 8–10 м ниже дна. Размер аномалий достигает 100 м.

Пятая группа аномалий располагается на западном борту Гамовского каньона. Здесь, на глубине 2–6 м ниже дна, обнаружены многочисленные аномалии типа колонн и покровов.

Примечательно, что выделенные нами пять областей, где предполагается присутствие газа в верхней части осадочных отложениях, располагаются в различных частях шельфа и обособлены дуг от друга. Вероятно, это отражает существование пяти отдельных областей скопления газа в недрах юго-западной части залива Петра Великого.

Таким образом, в юго-западной части залива Петра Великого впервые выделены области, где предполагается поступления газа из недр залива, выполнена классификация типов акустических аномалий газовой природы в верхней части осадочного чехла и проведено оконтуривание площадей их распространения. Полученные результаты создают основу



Рис. 2. Пример строения акустических аномалий типа акустический покров (АП) и акустическая мутность (АМ) в юго-западной части залива Петра Великого. Стрелками направленными вниз обозначены акустические колонны

для дальнейшего изучения газовых внедрений в заливе, их детализации, контроля текущего состояния и мониторинга их изменений в будущем.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН № 13-III-Д-07-006 и № 15-I-1-002.

Литература

1. Judd A.G., Hovland M. The evidence of shallow gas in marine sediments // Continental Shelf Research. 1992. Vol. 12. № 10. P. 1081–1095.

2. Fleisher P., Orsi T.H., Richardson M.D., Anderson A.L. Distribution of free gas in marine sediments: a global overview // Geo-Marine Letters. 2001. Vol. 21. № 2. P. 103–122.

3. *Judd A.G., Hovland M.* Seabed fluid flow: the impact on geology, biology, and the marine environment. New York: Cambridge University Press. 2007. 492 p.

4. Карнаух В.Н., Суховеев Е.Н., Листровая И.А. Высокоразрешающие сейсмоакустические исследования скоплений газа в голоценовых донных отложениях Амурского залива (Японское море) // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2011. № 3. С. 56–64.

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗОНЫ ДЕСТРУКЦИИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ

Р.Г. Кулинич, М.Г. Валитов, З.Н. Прошкина

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, rkulinich@mail.ru

Для выявления возможной связи деструктивных тектонических и сейсмогенных процессов с глубинным строением района Центральных Курил было выполнено гравитационное моделирование земной коры по профилю, проходящему вкрест простирания зоны тектонического разрушения подводного хребта Витязя и прогиба, отделяющего эту структуру от Курильской гряды в районе о-ва Симушир (рис.1).



Рис. 1. Положение профиля, вдоль которого выполнено гравитационное (структурноплотностное) моделирование земной коры. Расчетный профиль обозначен сплошной жирной линией. Пунктирными линиями обозначены границы зоны наиболее активной деструкции геологических сооружений океанического склона Курильской гряды

В качестве первичного материала использовались данные морской гравиметрии, выполненной ТОИ ДВО РАН в экспедициях НИС «Академик М. Лаврентьев» в период 2005–2010 гг. (рейсы №№ 37, 41, 52). В процессе моделирования использовались также результаты сейсмических работ, выполненных здесь ранее СахКНИИ (ИМГиГ) [1, 2, 3], а также ФГУНПП «СЕВМОРГЕО» Минприроды РФ[4].

Моделирование выполнялось в интерактивном режиме с использованием программы, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН [5]. Результат моделирования показан на рис. 2.

Полученная модель иллюстрирует практически полное разрушение верхней части коры в пределах ранее выявленной рифтогенной зоны [6,7] и показывает отчетливый профиль блоковой раздробленности этой зоны. Помимо этого выполненное моделирование показало существование подъема мантийных масс под зоной деструкции. Это можно рассматривать в качестве основного результата сделанных расчетов, поскольку дает основание связывать деструктивные процессы и сейсмоактивность этого района с глубинными мантийными процессами в недавнем геологическом прошлом.



Рис. 2. Гравитационная (плотностная) модель земнойкоры океанического склона ЦентральныхКурил. 1 – мантия, 2 – нижняя кора («базальтовый» слой), 3 – верхняя кора «гранитный» слой), 4 – предполагаемые базитовые интрузии, 5 – консолидированные осадки, 6 – рыхлые осадки. Цифрами обозначены значения плотностей (г/см³), над моделью: сплошная линия –график наблюденного аномальногогравитационного

поля, точками обозначены расчетные значения аномалийгравитационного поля

В целом, выполненное моделирование в дополнение к предшествующим результатам геолого-геофизических исследований позволяет делать следующие выводы: обнаруженная в районе Центральных Курил зона тектонической деструкции рифтогенного типа привела к активному разрушению ранее сформированных структур подводного хребта Витязя и прогиба, отделяющего его от главной Курильской островной гряды; существуют признаки связи указанной зоны с геодинамическими процессами в мантии; сильнейшие землетрясения, произошедшие здесь в 2006–2009 гг. и закрывшие «сейсмическую брешь» в этом районе, дали основание предполагать, чтодлительное сейсмическое затишье означало не стагнацию тектонических процессовв этом районе, а лишь накопление сейсмогенной энергии для дальнейшего развития деструктивных процессов.

Литература

1. Аносов Г.И., Аргентов А.А., Петров А.В. и др. Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988, № 1. С. 10–18.

2. Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 2. С. 185–188.

3. Злобин Т.К., Костюкевич С.А., Л.М. Злобина. Структура земной окры средних Курил по данным сейсмического моделирования // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 115–121.

4. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И., Тихонова И.М., Крупнова Н.А., Пыжьянова Т.М. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 11–17.

5. Колпащикова Т.Н. Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных / А.с. Российская Федерация № 200761354; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07, Бюл. Программы для ЭВМ, базы данных № 3, 2007.

6. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И. и др. Центрально-Курильская "брешь": строение и сейсмический потенциал // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 1–4.

7. Кулинич Р. Г., Карп Б. Я., Баранов Б. В. и др. О структурно-геологической характеристике "сейсмической бреши" в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ И ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ НЕКОТОРЫХ ПОДВОДНЫХ СТРУКТУР ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Е.П. Леликов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, lelikov@poi.dvo.ru

Интрузивные породы широко развиты в пределах окраинных морей Тихого океана: Японского, Охотского, Филиппинского и на подводном хребте Витязя. Эти моря различаются между собой типом и составом земной коры, строением и временем формирования складчатого фундамента, что определяет особенности гранитоидного магматизма, представленного комплексами различного состава и возраста. Особенности состава гранитоидов, развитых на структурах с различным типом земной коры (первично сиалической, континентального типа и мафической - океанической) позволят определить роль и влияние коры на состав исходной магмы. Автор неоднократно касался этого вопроса в многочисленных публикациях, но полученные новые аналитические данные позволяют вновь обратиться к этой теме [1, 2, 3, 4].

Японское море. В западной части Японского моря в пределах Корейского плато установлен крупный батолит, вытянутый в пределах изученной его части примерно на 200 км с севера на юг при ширине от 40 до 70 км. Он сложен в основном крупно-среднезернистыми гранитами, часто порфировидными с фенокристами микроклина, среди которых развиты биотитовые и лейкократовые разности. Реже наблюдаются биотитроговообманковые гранодиориты и кварцевые сиениты. Эти среднепалеозойские граниты, образованные в процессе палингенного плавления метаморфогенных образований докембрия. Наличие ультрометаморфогенных докембрийских образований и абиссальных гранитов свидетельствует о наличии мощной континентальной коры (не менее 30 км) в фундаменте этих структур на период их формирования [1]. По химическому составу среди гранитов выделяются субщелочные разности и породы нормальной щелочности. Породы комплекса обогащены Rb, Ва и тренды дифференциации этих пород на диаграмме Rb – Sr - Ва направлены вдоль Rb - Sr стороны треугольника. Для них характерен резко фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов (REE), что выражается в высоких La/Sm (4,85-6,04), La/Yb (28,85-50,88) отношениях и четко выраженная отрицательная европиевая аномалия, связанная с высоким содержанием в породе полевых шпатов [3].

На возвышенности Ямато в составе фундамента установлены позднепротерозойские метаморфические породы, терригенные толщи позднего палеозоя и гранитоиды позднепалеозойского комплекса (332-240 млн. лет). Последние слагает массив протяженностью 200 км, представленный породами известково-щелочной и субщелочной серии. В состав первой входят кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые граниты и лейкограниты, а второй – кварцевые монцониты и субщелочные граниты. Кристаллизация всех пород происходила при Т- 590-660°С в пограничной области абиссальной и мезоабиссальной фаций. Согласно дискриминационным диаграммам «Y-Nb» и «Rb-(Y+Nb)» позднепалеозойские гранитоиды относятся к образованиям активных континентальных окраин (VAG). В породах обеих серий наблюдается резко фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов – REE. Но в субщелочных разностях он выражен наиболее четко, что отражается в более высоких значениях отношений (La/Sm)N – 4,14-6,64 и (La/Yb)N – 14,44-40,32 по сравнению с известково-щелочными породами, в которых эти значения снижаются соответственно (La/Sm)N – до 1,77-3,22 и (La/ Yb)N - до 3,64-7,70. Всем позднепалеозойским гранитоидам свойственна отрицательная Еи аномалия, более ярко выраженная в субщелочных разностях (Еи/Еи* = 0,79-0,63) [3].

Раннемеловые гранитоиды (110-102 млн. лет) установлены на возвышенностях Гэбасс и Криштофовича, где они формируют крупный (2000 кв. км) массив, сложенный биотитовыми и лейкократовыми гранитами, при подчиненном количестве диоритов, гранодиоритов и гранитпорфиров. Породы этого комплекса сформировались в мезоабиссальных условиях при Т – 560-650° С и Р – 4,1-5,3 кбар. На диаграммах «K/Rb-Rb» и «K-Rb» их фигуративные точки группируются на границе полей пород корового генезиса и пород с глубинным источником вещества [1], а на дискриминационных диаграммах «Y-Nb» и «Rb-(Y+Nb)» – в поле синколлизионных гранитоидов. Для них, как и для среднепалеозойских характерно резко фракционированный спектр REE. и высокое значение отношений (La/Sm)N – 4, 0 – 6, 93 и (La/Yb)N – 6,5-21,0.

В Охотском море на подводных возвышенностях с континентальным типом земной коры мощностью до 30 км [4] широким распространением пользуются гранитоиды ранне- и позднемелового (138-69 мил. лет) возраста [1, 3], представленные кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, реже встречаются габбро, габбро-диабазы, диориты и монцониты. Формирование этих пород происходило при Т – 700-730°С и Р – 0,25-2,32 кбар. Все они относятся к калий-натровой серии и характеризуются многими общими химическими чертами. Диаграмма распределения REE демонстрирует четко фракционированный спектр с накоплением LREE, особенно в гранитах, в которых значения соотношений (La/ Sm)N и (La/Yb)N достигают соответственно 6.24 и 18,91. А в габбро и диоритах они снижаются: (La/Sm)N – до 1,44-1,94 и (La/Yb)N – 2,39-3,14. Кроме того, в габбро-диабазах и диоритах отмечается положительная европиевая аномалии (Eu/Eu*=1,11-1,01), а в гранитах - отрицательная (Eu/Eu*=0,77-0,64). Но в целом она слабее выраженная, чем в гранитоидах Японского моря. Гранитоиды этих морей различаются также Ba/Sr отношением, которое в охотоморских в среднем составляет 1,0, т е эти элементы содержатся примерно в равных количествах, а в япономорских барий существенно преобладает над стронцием и в гранитоидах Ямато это отношение в среднем составляет 2,0 единицы.

На подводных структурах тихоокеанского и охотоморского склонов Курильской дуги на хребте *Витязя и Броутоновской группе вулканов* установлены выходы терригенных и интрузивных пород, прослеженные на многие километры геофизическими методами и драгированием, которые могут быть отнесены к фундаменту островодужной системы. Земная кора Курильского островного поднятия характеризуется континентальным типом строения. Мощность её порядка 30,0 км [6].

На подводных вулканах Броутоновской группы подняты раннепоздемеловые гранитоиды (94 и 112 млн. лет), среди которых установлены роговообманковые диориты, пироксен-роговообманковые и биотитроговообманковые гранодиориты, биотит-роговообманковые граниты и граносиениты.

На хребте Витязя выделяются позднемеловые (74, 78 млн. лет) биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, пироксенроговообманковые кварцевые диориты и эоценовые (49 млн. лет) биотитроговообманковые гранит-порфиры.

Большая часть гранитоидов позднемелового комплекса относятся к породам кали - натровой серии, нормальной щелочности и располагаются вдоль тренда гранитов Охотского моря [3]. Для всех гранитоидов отчетливо отмечается отрицательная Ta-Nb аномалия, что может быть связано с влиянием пород континентальной коры на магмагенерацию. Всем породам характерен фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов с накоплением легких (LREE) относительно тяжелых (HREE). В гранитных разностях это выражается более отчетливо, чем в диоритах и гранодиаритах. Значения отношений (La/Sm) и (La/ Yb) в первых составляет – 4.03-6.56 и 9.29-15.8, а во вторых - 2.00-3.52 и 3.59-4.19. Для гранитоидов хребта Витязя отмечается отрицательная европиевая аномалия. Более отчетливо она проявлена в эоценовых гранитах (Eu/Eu*- 0.14 -0.24), чем в диоритах и гранодиоритах позднемелового комплекса (Eu/Eu*- 0.63-0.73). Гранитоиды Браутоновской группы отличаются более низкими значениями отношений (La/Sm) – 2.69-3.19 и (La/ Yb) 5.86-6.45 и отсутствием европиевой аномалии (Eu/Eu*-0.96-1.02). В гранитоидах отмечается несколько пониженное содержание рубидия и стронция по сравнению с гранитами Охотского моря [3]. Ba/Rb и Ba/Sr отношения в гранитах Броутоновсой группы распределяется равномерно и составляет 14.39-15.05 и 0.81-1.21 единиц, что характерно в целом для охотоморских гранитов [1]. Для хребта Витязя они варьирует в значительных пределах Ba/Rb - 8.63 - 35.1, Ba/Sr - 2.53-7.7 единиц, оставаясь наиболее низкими Ba/Rb - 5.63 и высокими Ba/Sr - 19.0 для эоценовых разностей.

Гранитоиды из различных структур фундамента Курильской островной системы представляют собой гипабиссальные образования производные андезитовой магмы, обладающие многими общими петрогеохимическими чертами, что обусловлено, их формированием на континентальной коре в коллизионных геодинамических условиях, связанных с напряжением сжатия при перемещении и погружении Тихоокеанской плиты под Азиатский континент. При этом наблюдается увеличение роли кислых обогащенных калием, дифференциатов, т.е. намечается гомодромная направленность магматизма от позднего мезозоя к палеогену. Кроме того, они близки позднемеловым магматическим породам Охотского моря, что может свидетельствовать о структурном единстве мезозойского фундамента Охотского моря и хребта Витязя, разобщенных в олигоцен-миоценовое время в процессе рифтогенного формирования Курильской котловины. Гомодромная направленность магматизма от более древних к молодым комплексам характерна в целом для окраинных морей. С ней связано наращивание земной коры этих структур, главным фактором, которого является процессы магматизма и метаморфизма [2, 3].

В Филиппинском море интрузивные породы имеют ограниченное распространение. Они установлены на хребте Кюсю-Палау, который сформировалась на океанической коре. В его фундаменте обнаружены метаморфические породы позднемезозойского (125-87 млн. лет) возраста. Сам хребет сложен разновозрастными вулканическими породами и имеет мощность земной коры 12-15 км. В его южной части в составе метаморфического комплекса установлены дайко- и штокообразные тела плагиогранитов и диоритов. Они являются дифференциатами базальтовой толеитовой магмы океанического ряда и аналогичны образованиям офиолитовых комплексов [1, 4]. Породы характеризуются в основном низкой или средней щелочностью (1,98-3,86%) и весьма низкими содержаниями К2О (0,06-0,25%). На диаграмме «K-t» [4] они, совместно с океаническими плагиогранитами офиолитовых комплексов, располагаются в поле магматических пород океанов, а на диаграммах «Rb-Sr» и «Ba-Sr» группируются вблизи среднего состава океанических толеитов (Rb – 2 г/т, Sr – 124 г/т, Ba – 36 г/т). Они совместно с метаморфическими породами отличаются не фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов с очень низкими значениями (La/Sm) – 0.74-1.3 и (La/Yb) - 0.73-1.67 отношением.

К продуктам магм андезитового (островодужного) ряда отнесены габбро, габбро-диориты, диориты, тоналиты, трондъемиты, плагиограниты [4], комагматичные раннеолигоценовым (31,5-34,0 млн. лет) вулканическим породам южного отрезка хребта Кюсю-Палау. Породы характеризуются наличием ортопироксенов и повышенными содержаниями K_2O (до 1,36%). На диаграммах «Rb-Sr» и «Ba-Sr» их фигуративные точки группируются в области среднего состава известково-щелочной магмы при содержаниях Rb - 12 г/т, Sr - 286 г/т, Ba - 307 г/т и Zr - 59 г/т.

В окраинных морях развиты гранитоидные комплексы различного генезиса: палингенные, среднепалеозойские и раннемеловые Японского моря, производные андезитовой магмы- палеозойские Ямато, мезокайнозойские Охотского и раннеолигоценовые Филиппинского морей, а также производные толеитовой магмы – мезозойские Филиппинского моря. Это определило геохимические особенности гранитоидных пород. Кроме того на их геохимическую специализацию оказывал влияние состав вмещающих пород фундамента. При становлении гранитных массивов важной проблемой является проблема пространства. Обычно гранитоидные массивы замещают породы раннее сформированных структур, частично ассимилируя замещаемые породы, которые оказывают влияние на состав гранитоидных расплавов. Примером этого может служить различие в геохимических особенностях гранитоидов одного генезиса Ямато и Охотского моря. Первые отличаются более высоким содержанием щелочей, в частности K,O, Rb, Ba и Ba/Sr отношением, более выраженным фракционированием редкоземельных элементов и отрицательной европиевой аномалией. Эти различия связаны с тем, что структуры Японского моря развивались на глубоко переработанной коре древнего докембрийского заложения в отличие от палеозойского энсиматического фундамента Охотского моря.

Литература

1. *Леликов Е.П., Маляренко А.Н.* Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана// Владивосток. Дальнаука. 1994. 266 с.

2. *Маляренко А.Н., Леликов Е.П.* Габбро-плагиогранитные и плагиогранитные ассоциации Филиппинского моря // Тихоокеанская геология. 1994, № 1. С. 28-38.

3. *Леликов Е.П.* Формационно-геохимические типы гранитоидов окраинных морей Тихого океана // Дальневосточные моря России. Гл. ред. В.А. Акуличев Кн. 3. Геологические и геофизические исследования. М. Наука. 2007. С. 377-391.

4. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Магматизм и его роль в формировании структур окраинных морей Тихого океана // Литосфера. 2010. № 3. С. 21-35.

 Харахинов В.В., Бабошина В.А., Терещенков А.А. Строение земной коры // Структура и динамика литосферы Охотоморского региона. Под ред. А.Г. Родников. М.: Нац. Геофиз. Комитет, 1996. С. 91-111.

6. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы // Редакторы: К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. МинГео, ВСЕГЕИ, 1987.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НЕОТЕКТОНИКИ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

В.В. Лепешко, Б.А. Казанский, Ю.И. Мельниченко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, lep@poi.dvo.ru

Геологическая история Земли разнообразно отражена в строении её поверхности. Понять заключённую в структурах поверхности информацию о прошлом планеты возможно, изучая соответствующие закономерности её строения. Распределения рельефа и вещества на земной поверхности связаны взаимодействием разнообразных экзогенных и эндогенных факторов, действующих в ходе геологической истории. Выявить генетические и динамические тенденции строения можно с помощью парагенетического анализа структур.

Напомним, что парагенез структур или структурный парагенез это характерная форма, или совокупность элементов строения, возникшие как следствие определённых процессов. Например, тектонических деформаций или вулканизма, или процессов выравнивания. Совокупность структурных признаков процесса может наблюдаться как в пределах отдельной структуры (структурный парагенез) так и в нескольких (парагенез структур). Природные спецификации структурных парагенезов могут быть различными. Это могут быть парагенезы форм рельефа, геологических структур, тектонических образований, геофизических полей или в различных сочетаниях перечисленного. Выявляют и изучают структурные парагенезы по структурным рисункам их характерных «картографических образов» [1] на графических изображениях (картах, снимках и др.). С появлением в Интернете программ с данными спутниковой альтиметрии появилась возможность сравнительного анализа разнородных парагенезов любых участков поверхности Земли в любом масштабе. Такой анализ объединяет парагенезы разных специализаций: морфологической, формационной, кинематической, статистической и др. Изучая с его помощью парагенезы разнородных, но взаимосвязанных структур земной поверхности (геологической, рельефа, геофизических полей), можно выявить их эволюционные связи и кинематические соотношения. Авторы применяют этот метод исследований для изучения геодинамики Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны.

Для построения необходимых карт и схем были применены данные программы ETOPO 1', взятые из Интернета (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/ get_data.cgi). Цифровой массив альтиметрических данных ETOPO 1' обработан в форматах «SURFER» и «EXCEL». Отметим, что данные ETO-PO 1' дают возможность изучать генезис рельефа, практически, в любых оптимальных масштабах. Это позволяет контролировать корректность обобщений и сравнений. Статистическая обработка данных способствовала анализу и синтезу структурных рисунков парагенезов [2]. А так же объективно подкрепила выводы о тенденциях формирования земной поверхности региона [3]. Так структурный рисунок карты стандартных отклонений соответствует схеме структурных парагенезов складчатых зон и поверхностей с различной степенью выравнивания, а карта распределений средних высот – тенденции поднятий и прогибов земной поверхности.

На рисунке приведена одна из схем, построенных для изучения кинематических закономерностей распределений генетически различных ареалов форм рельефа, параметры которых обусловлены интенсивностью и направлениями тектонических деформаций земной поверхности. В ней обобщены данные, изученные в более детальных масштабах. Здесь по совокупности признаков формирования рельефа принципиально различаются три крупнейших структурных области: материк, океан и переходная зона. Рельеф материка сформирован за счёт концентраций тектонических деформаций земной поверхности в поясах складчатости (тёмно-серый цвет на схеме) и одновременного экзогенного выравнивания при сравнительно слабых рассеянных и локальных деформациях на удалении от поясов. Рельеф океанов носит признаки формирования за счёт спрединга, синхронных ему и последующих деформаций. Участки выравнивания формируются седиментационными и, иногда, эффузивными и эрозионными (на гайотах) процессами.

Деформации океанического дна усиливаются по мере удаления от осей спрединга и максимальны близ островных дуг, где ими сформированы желоба и преддуговые поднятия. Ассоциации контрастных форм – цепочки вулканических гор, смежные с ними и разделяющие прогибы выстроены таким образом, что можно «прочитать» ход событий их породивших и изменивших.

Геологическое строение и рельеф переходных зон имеют черты структурного сходства и различия между сопряжёнными областями ма-



Схема кайнозойского развития Азиатско-Тихоокеанского региона. Ассоциации парагенезов структур рельефа и тенденции протяжённостей структуррых границ. Условные обозначения: 1 – Ассоциации парагенезов структур суши: а – сильно расчленённый рельеф горных систем; b – менее расчленённые поднятые поверхности – горы докайнозойского формирования с признаками длительного выравнивания; с – поднятые и нормальные равнины, деформированные фрагменты равнин. 2 – 4 - Ассоциации структурных парагенезов океанов и окраинных морей. 2 – крупнейшие в плане участки дна: а – равнины и впадины; b пологие поднятия. 3 – ассоциации контрастных форм: а – цепочки вулканических гор и отдельные горы; b – вершинные поверхности гетероморфных поднятий. 4 – парагенезы структур, характерные для окраинных морей: а – шельф; b – впадины, осложнённые тектоническими и вулканическими образованиями. 5 – структурные линии: а – границы крупнейших ассоциаций структурных парагенезов; b – парагенезы, сформированные деятельностью трансформных разломов и границы локальных форм; с – границы выделенных полей деформаций

териков и океанов. Эти черты отражены в закономерностях строения и распределения на земной поверхности соответствующих парагенезов структур, и отражают динамику взаимодействия геосфер в данных областях. На схеме видны активные и пассивные переходные зоны. Активные переходные зоны имеют отчётливое морфотектоническое разграничение от океана. Оно хорошо выражено в рельефе и геологическом строении. Представлено островными дугами и желобами. Отделяет океан от окраинных морей. Ассоциации структурных парагенезов этой зоны сформированы сдвиго-взбросовыми деформациями при одностороннем боковом давлении (продольное растяжение, диагональное и цепочное распределения элементов.

Границы переходных зон на материке выделить сложнее. Их контур будет зависеть от критериев, вложенных в понятия «переходная зона» и «граница». На рис.1 такая граница не выделена. Очевидно, что единой линией по рельефу её можно провести лишь условно, проигнорировав нестыковки и отсечённые фрагменты.

Рассматривая Азиатско-Тихоокеанское сочленение в составе глобальных поясов деформаций, авторы пришли к следующему выводу. Формы и распределение на земной поверхности крупнейших тектонических образований созданы деформациями, сопровождавшими эволюцию земной коры Мирового океана. Азиатско-Тихоокеанская переходная зона представлена характерными ассоциациями структурных парагенезов, сформированных в условиях перманентных, меняющих направления деформаций земной поверхности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 14-05-00294, РФФИ 15-05-06638 и программы Дальний Восток. 15-1-1-017.

Литература

1. Берлянт А.М. Образ пространства: Карта и информация. М.: Мысль, 1986. 240 с.

2. *Казанский Б.А.* Статистическое описание глобального рельефа по цифровым данным ЕТОРО 2' // Геоморфология 2006. №2. С. 73–82.

3. Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. О парагенетической интерпретации строения земной поверхности // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения – Труды (коллектив авторов) М.: Географический факультет МГУ, 2010. С. 542–543.
О РЕГИСТРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА МЫСЕ ШУЛЬЦА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГРАВИМЕТРА «GPHONE»

В.И. Короченцев, Е.В. Лисунов

Геофизическая служба РАН

Основными направлениями современной гравиметрии [1], считаются:

1. Изучение геологического строения земной коры, поиски и разведка полезных ископаемых. Гравиметрические данные широко используют при региональных исследованиях, тектоническом районировании и выделении участков, перспективных на полезные ископаемые и рекомендуемых для постановки более детальных геофизических работ. Наибольший объем гравиметрических работ выполняется при поисках нефтяных и газовых месторождений. Большую роль гравиметрические методы играют также при поисках и разведке рудных полезных ископаемых.

2. Решение геодезических задач. Гравиметрические данные используют при изучении фигуры Земли и обработке геодезических материалов



Рис. 1. График зависимости амплитуды сигнала от удаленности очага землетрясения

триангуляций, высокоточных нивелировок и астрономических определений.

 Изучение планетарного строения Земли.
 По гравиметрическим данным можно судить о распределении массы в теле Земле и прежде всего в земной коре.

В более узких рамках – для решения конкретных задач, результаты гравиметрических измерений привлекаются для изучения такого явления как землетрясение [1–4].

На Дальнем Востоке Российской Федерации в

2010–2011 годах с целью оценки возможностей регистрации землетрясений высокоточными гравиметрами, сотрудниками Геофизической службы РАН проводились специальные наблюдения гравиметром CG-5 AutoGrav канадской фирмы «Scintrex». Некоторые особенности этих измерений отражены в статье [2].

С 2012 года у со-Геофизической трудников службы РАН, совместно с лабораторией гравиметрии Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), появилась возможность провести аналогичные исследования по регистрации землетрясений гравиметром нового типа gPhone компании Micro-g LaCoste. Измерения выполняются на морской экспериментальной станции ТОИ ДВО РАН «Мыс Шульца», где организован стационарный гравитационный пункт.



Рис. 2. Северо-Восточный Китай 22Ноября 2013г. 08:18:49 lat= 44.74 lon= 123.93 depth = 10 km ms: 5.1



Рис. 3. Северное Чили 23 Августа 2013 08:34:05 lat= -22.31 lon= -68.68 depth= 100kmms: 5.7

Имея записи с гравиметра за полный 2013 год, было решено продолжить анализ данных, описанный в статье [2] и более подробно рассмотреть изменение гравиметрического сигнала в зависимости от магнитуды, глубины и расстояния до землетрясения.

За 2013 год было зарегистрировано 231сейсмическое событие. Магнитуда составляла от 4,6 до 7,8, глубина их очагов изменялась от 1 км до 600 км, расстояния от места регистрации составляли от 70 до 18000 км. Так же было зарегистрировано 9 землетрясений, в радиусе 500 км от пункта наблюдения, среди них 4 землетрясения, произошедшие непосредственно в Приморском крае. Магнитуды их составили от 4.1 до 6.3,



Рис. 4. График зависимости амплитуды сигнала от удаленности очага землетрясения



Рис. 5. Россия – С.В. Китай, погран.область 29 Октября 2013 20:17:48 lat= 43.25 lon= 131.0 depth= 540km ms: 5.3

глубины очага от 10 до 570 км. Для оценки зависимости изменения амплитуды гравиметрического сигнала при примерно равных магнитудах (Ms 5–6), но разных расстояниях и глубинах, было отобрано 143 сейсмических события. Удаленность их составила от 70 до 16800 км, глубины очага 1–570 км. График зависимости представленыниже.

На рисунке 1 видно, как падает амплитуда сигнала, в зависимости от удаленности – с 16000 мкГал, при расстоянии 50 км (форма сигнала показана на рис 2) до 100 мкГал, при расстоянии 18500 км (рис 3).

Далее приведена зависимость амплитуды сигнала от глубины очага землетрясения.

В данном случае не наблюдается такого явного падения амплитуды, как на рис. 1. Несмотря на большую глубину в 540 км, амплитуда сигнала у близких землетрясений(680 км до места регистрации) сохра-

няется довольно высокой и составляет примерно 2200 мкГал (рис. 5). У далеких же (расстояние до места регистрации 6800 км), при немного большей магнитуде, она падает до 100 мкГал (рис. 6).

При анализе большинства зарегистрированных землетрясений подтверждается вывод [3] о том, что при равных магнитудах, большее влияние на амплитуду сигнала, оказывает удаленность эпицентра от места регистрации землетрясения, нежели глубина очага. Таким образом, в результате проведенных исследований основные выводы сводятся к следующему:

1. В регистрируемом гравиметром gPhone сигнале, достаточно четко находят отражение, как подводные, так и материковые землетрясения магнитудой 4,6 и больше.

2. Подтверждается вывод о том, что величина регистрируемого гравиметром сигнала при одинаковой магнитуде, в большей степе-



Рис. 6. Острова Санта-Крус 01Февраля 2013 05:36:39 lat= -11.16 lon= 165.36 depth= 10km ms: 5.6

ни зависит от расстояния до эпицентра. В меньшей – от глубины.

3. Регистрация землетрясений высокоточными гравиметрами дает дополнительную информацию для исследования сейсмических сигналов [2], изучению планетарного строения Земли [3].

4. Последнее время все чаще результаты гравиметрических измерений привлекаются для изучения такого явления, как землетрясение

Литература

1. *Маловичко А.К., Костицын В.И.* Гравиразведка: Учеб. для вузов. – М.: Недра, 1992.-357 с.: ил.

 14-я Уральская молодежная научная школа по геофизике «Результаты гравиметрических наблюденийв периоды сильных землетрясений» г. Пермь, 18–22 марта 2013 г.

3. Горожанцев С.В., Наумов С.Б. Особенности высокоточных гравиметрических измерений в периоды сильных землетрясений // Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Материалы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Александра Кирилловича Маловичко- Обнинск-Пермь.2012. С. 111–115.

4. Короченцев В.И., Лисунов Е.В. Увеличение вероятности правильного прогноза цунами на примере катастрофы 11 марта (Япония) «Известия ЮФУ технические науки 2011 г».

5. Михайлов И. Н. Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений // Геофизика. 2006. № 5. С. 64–69.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ

И.Ю. Лобычева, П.А. Седых

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск loir@iszf.irk.ru

В предлагаемой работе обсуждается одна из самых актуальных и в то же время вызывающая самые сильные дискуссии проблема современной геофизики. Это воздействие магнитосферных возмущений на состояние нижней атмосферы и погоду. Известно, что существуют различные ключевые факторы изменения климата Земли, а сам земной климат является продолжением космического климата. Данное исследование совмещает различные подходы и является продолжением наших работ [1-2]. Для продолжения исследования возможного влияния магнитосферных возмущений на характер развития метеорологических процессов в атмосфере были отобраны примечательные события: 1) магнитосферная буря 3 мая 1986 г. в интервале (0000-1100)UT; 2) магнитосферная буря 13-14 марта 1989 г. (относится к сильнейшей магнитосферной буре с начала космической эры, произошедшей во время 22-го цикла солнечной активности); 3) сильные магнитосферные бури в период 28-31 октября 2003 г.; 4) событие стационарной магнитосферной конвекции (СМК) 24 ноября 1981 г. 5) пилозубое событие (sawtooth event) 10-11 августа 2000 г. 6) экстра-буря 23-24 августа 2005 г.

Изучение глобального распределения проявлений геомагнитных возмущений в атмосферных данных охватывает те регионы, где можно искать ответственные за это атмосферные явления, структуры [3,4]. Тропический циклогенез является одним из самых важных в прикладном отношении и изучаемых аспектов в динамике метеорологических мезомасштабных процессов.

Для исследования влияния магнитосферных бурь и суббурь на характер развития метеорологических процессов в атмосфере были отобраны события, каждое из которых имело свою особенность. Для исследования возможного влияния магнитосферных возмущений на характер развития метеорологических процессов в атмосфере, для исследования взаимосвязи магнитосферных возмущений с изменением метеорологи-



Рис. 1. Пример сравнения осредненных за 10 лет геопотенциальных высот и температуры на поверхности 400 гПа и тех же параметров в год, наблюдавшегося возмущения

ческого фона после них в течение времени до 10 сут., для магнитосферных возмущений использовались магнитограммы наземных станций, значения AE-индекса, значения Dst-индекса и рассчитывались некоторые параметры, характеризующие энергетику магнитосферных возмущений. Цель работы – показать или исключить возможность влияния сильных магнитосферных возмущений на метеорологические процессы в нижней атмосфере и погоду. Еще одна важная цель работы – исследовать в динамике структуры циклонов, периоды со специфическими особенностями, с внезапными изменениями их треков, и связать их с вариациями параметров возмущенной геомагнитосферы.

Собранные также данные по магнитосферным возмущениям и тропическим циклонам анализируются для понимания механизма воздействия геомагнитной активности на сложную нелинейную систему атмосферных процессов. Согласно выполненным расчетам и построенным графикам ионосфера подвергалась достаточно значительному джоулеву нагреву, и мощность высыпающихся энергичных частиц была тоже

Параметры	Коэффициент кор- реляции (для всего набора данных)	Коэффициент корреляции (для данных области по- лярной шапки)
 Среднее значение температуры на уровне 400 гПа за 10 лет (1975–1985) в течение месяца – Мая. Среднее значение температуры на уровне 400 гПа – Май 1986. 	0.97	0.65
 Среднее значение температуры на уровне 400 гПа за 10 лет (1978–1988) в течение месяца – Марта. Среднее значение температуры на уровне 400 гПа – Март 1989. 	0.98	0.78
 Среднее значение температуры на уровне 400 гПа за 10 лет (1992–2002) в течение месяца – Октябрь. Среднее значение температуры на уровне 400 гПа – Октябрь 2003. 	0.98	0.8
 Среднее значение температуры на уровне 400 гПа за 10 лет (1992–2002) в течение месяца – Ноябрь. Среднее значение температуры на уровне 400 гПа – Ноябрь 2003. 	0.99	0.87

Таблица 1. Результаты мат.стат. анализа

Таблица 2. Информация о штормах в различных регионах (периоды магнитосферных возмущений)

Регион	1986 г *	1989 г*	2003 г *
Североатлан- тика	Июнь, август, сен- тябрь, ноябрь	Июнь, июль, август, сентябрь, октябрь, ноябрь, декабрь	Апрель, июнь, июль, август, сентябрь, октябрь, ноябрь, декабрь
Восточная часть Тихого океана	Май, июнь, июль, август, сентябрь, октябрь	Январь, май, июнь, июль, август, сен- тябрь, октябрь	Январь, май, июнь, июль, август, сентябрь, октябрь
Западная часть Тихого океана	В течение всего года	Январь, апрель, май, июнь, июль, август, сентябрь, октябрь, ноябрь, декабрь	Апрель, май, июнь, июль, август, сен- тябрь, октябрь, ноябрь, декабрь

*Указаны месяцы, когда наблюдались шторма в этих годах.



Рис. 2. Пример информации о тропических циклонах, март 1989 г. Изменение скорости ветра в циклоне (31 октября-1 ноября 2003 г. в Северной Атлантике)

велика. В работе приведены результаты мат. стат. анализа. Для сильных магнитных бурь некоторые результаты мат. стат.анализа представлены в таблице 1. В таблице 2 перечислены тропические циклоны, которые наблюдались в годы магнитосферных возмущений.

Исследования необходимы для того, чтобы проверить, что магнитные бури могут влиять на стимулирование тропического циклона, или же что наличие магнитосферных возмущений препятствует возникновению тропического циклона, способствует его завершению (подавляет ураган). Обсуждаются экспериментальные данные и результаты теоретических расчетов, численных оценок.

Авторы благодарны создателям и разработчикам следующих сайтов за предоставленные данные по магнитосферным возмущениям, данные метеорологических процессов в атмосфере и тропических циклонов:

1)[http://www.nhc.noaa.gov/pastall.shtml];

2)[http://www.csc.noaa.gov/hurricane_tracks];

3) [http://www.aoml.noaa.gov/hrd/hurdat/ushurrlist18512007.txt];

4) [http://russian.wunderground.com/hurricane/hurrarchive.asp?region=at].

Литература

1. Седых П.А, Лобычева И.Ю. К вопросу о влиянии сильных магнитосферных бурь на метеорологические процессы в нижней атмосфере // Журнал «Вопросы естествознания», ISSN 2308–6335, №2(3), С. 102–111, 2014.

2. *Sedykh P.A, Lobycheva I. Yu.* Concerning the lower atmosphere responses to magnetospheric storms and substorms // International Journal of Atmospheric Sciences, Hindawi Publ. Corp., V.2013, ID130786, 1–9 pages. 2013.

3. *Troshichev O. A., Janzhura, A.* Temperature alterations Antarctic ice sheet initiated by the disturbed solar wind // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. Elsevier Science. V. 66. pp. 1159–1172, 2004.

4. *Rycroft M. J.* Electrical processes coupling the atmosphere and ionosphere: an overview // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 2006. V. 68, no. 3–5. P. 445–456.

К СТРОЕНИЮ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ АБИССАЛЬНЫХ ХОЛМОВ СЗ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ

В.Л. Ломтев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук, v.lomtev@imgg.ru

В докладе обсуждаются строение и история формирования абиссальных холмов СЗ плиты Пацифики, которых традиционно считают подводными вулканами и/или лакколитами в основном юрско-мелового возраста [1]. В основу работы положены результаты авторской интерпретации данных НСП, профиля (далее ПР) МОГТ1 и бурения [2–6], а также атлас В.Н. Патрикеева [7]. Положение фрагментов ПР НСП (рис. 1–4) см. на рис.1 в третьем докладе автора.

Тектонические холмы. На профилях НСП и МОГТ1 асимметричны, имеют широкое распространение на СЗ плите и связаны, в основном, с



Рис. 1. Фрагмент ПР1МГ. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега здесь и рис. 2–4. Выделены часовые марки судового времени здесь и рис. 2–4. Точки со стрелками – разломы и смещения по ним здесь и на рис. 2–4. ГП – гранитная протрузия из слоя 4 здесь и на рис. 3, 4 [4]. Стратиграфия разреза в тексте и подписи к рис. 2

гравитационным срывом слоев 1-4 в неогене-квартере [4]. Первый пример дает ПР1МГ (НИС «Морской геофизик») с грядой небольших, частью асимметричных холмов высотой до 120 м на вершине вала Зенкевича между разломами Тускарора и Хоккайдо (рис. 1). Холмы венчают смещенные (до 1,8 км) к северо-западу своды асимметричных сквозных антиклиналей в кайнозойском чехле и докайнозойском фундаменте. Асимметрия складок возникает за счет более крутых и коротких юговосточных крыльев в сравнении с северо-западными (моноклинали). Их формирование связано с малоамплитудными пологими надвигами фундамента к юго-востоку и их вергентностью к северо-западу: от 2 во фронте до 4° в тылу (складчато-надвиговый веер или структура типа «пальмового дерева», характерная для сдвигов со сжатием [8]). Высота складок с глубиной возрастает да ~500 м в кровле фундамента, что связано с конседиментационным режимом надвигания и повышенной мощностью гемипелагических (горизонт D1) и гемитерригенных (горизонт D2) осадков неоген-раннечетвертичного фана среднекурильских каньонов на внешнем подножии Курильской окраины [2]. Такой режим развития структур срыва надежно фиксирует утонение осадков фана (особенно горизонта D1), к сводам тыловой и фронтальных складок. Кроме того, оно позволяет датировать веер и гряду венчающих его низких холмов средним миоценом-квартером.

Другой пример дает ПР18Г1 (НИС «Проф. Гагаринский») с одиночным асимметричным холмом высотой 320 м и шириной основания 11 км на юге котловины Тускарора (рис. 2). Холм имеет выпуклые склоны и является выступом фундамента, драпированным тонким (30-40 м) покровом позднекайнозойских гемипелагитов на вершине и северо-западном, пологом (~4°) склоне. Через его подошву гемипелагиты протягиваются на прилегающую равнину ложа, где слагают верхнюю, придонную часть толщи **D**. И напротив, противоположный, короткий (2.4 км) и крутой (~8°) склон этого холма обнажен (выход фундамента). Лишь его основание прикрыто маломощными русловыми гемипелагитами толщи D, слагающими небольшую абиссальную долину (моут?), обвалованную намывной дамбой. Столь разное строение позднемиоцен-четвертичного чехла на склонах одиночного холма и в его окрестности позволяет предполагать, что еще недавно здесь существовала невысокая абразионная (структурная) банка поздний мел-раннекайнозойского пенеплена, выделенного в кровле толщи В [3]. Банка контролировала положение русла и отложение гемипелагитов в позднем миоцене-начале-середине квартера. Позднее банка была приподнята взбросом, унаследованным от предшествовавшей эпохи пенепленизации.



Рис. 2. Фрагмент ПР18Г1. ОЛ – осадочная лопасть здесь и на рис.4; Т — финальные траппы поздней юры-раннего мела; А, В – шельфовые и прибрежные фации позднего Тетиса соответственно; С – лессы палеосуши Пацифиды (палеоген-ранний миоцен); D – неоген-четвертичные гемипелагиты Камчатского контурного мегафана [2, 5]

Инъективные холмы. В отличие от тектонических инъективные холмы почти симметричны, имеют коническое строение и распространены широко [7]. Один из примеров дает ПР111 (НИС «Проф. Гагаринский») с цепью невысоких холмов на юго-западе котловины Тускарора близ одноименного разлома и края Сангарского фана (рис. 3). Высота холмов снижается к юго-востоку от 375 до 270, 153 и 105 м соответственно. Их диаметр основания варьирует от 6-7 до 12-13 км. Холмы являются коническими выступами фундамента, деформирующими кайнозойский чехол. Поэтому их следует считать инъективными структурами протыкания, связанными с бескорневыми гранитными протрузиями из слоя 4 [4]. Все они являются молодыми постседиментационными формами (квартер). Обратим внимание на самый высокий (535 м с учетом мощности толщи **D** на юго-восточном склоне) и крайний в цепи холм. Он имеет разнонаклонные склоны (левый ~4.5, правый ~15.5°) с разными строением и мощностью гемипелагитов. К основанию его пологого склона прижаты абиссальное русло и край Сангарского фана, что указывает на структурную банку пенеплена (палеорельеф), контролировавшую гемипелагическую седиментацию на границе подножия курильской окраины и котловины Тускарора. В квартере банка была приподнята по надвигу, который определил ее асимметрию аналогично структурной банке на



Рис. 3. Фрагмент ПР111Г

рис. 2. Однако в отличие от нее здесь есть почти симметричная шапка полупрозрачных гемипелагитов мощностью до 100 м, облекающую вершину и с утонением – склоны холма. Она как бы надстраивает толщу **D** на правом склоне и выклинивается на левом. В строении шапки выделим слабоконтрастную пачку, прослеженную к юго-востоку в толще контуритов мощностью 100–150 м. Т.о., осадки шапки еще недавно были окраиной контурного мегафана, частью смытой при образовании холма.



Рис. 4. Фрагмент ПР4МГ

Другой пример дает ΠΡ4ΜΓ (НИС «Морской пересекший геофизик»), часть инъективного холма близ полошвы запалного склона поднятия Шатского. Его полуширина достигает 17,6 км при высоте ~550 м, включая нижнюю часть, погребенную под гемипелагитами толши **D** мошностью 315 м (поздний миоцен-Его квартер). восточный склон выпукло-вогнутый и довольно пологий (~2°). Уплощенная вершина и восточный склон холма драпированы маломощными (~40 м) лессами горизонта С, которые прослежены на прилегающее ложе, где погребены под гемипелагитами толщи **D**. В погребенной части склона кровля горизонта С является локальным угловым несогласием, связанным с горизонтальным налеганием гемипелагитов. Это несогласие фиксирует предпозднемиоценовый возраст этого холма. Отсутствие у него вершинного бенча указывает на подводные условия образования в среднем миоцене, т.е. уже после затопления пенеплена водами молодой Пацифики, но до отложения осадков Камчатского контурного мегафана.

Итак, вместо юрско-меловых вулканических конусов на C3 плите Пацифики доминируют позднекайнозойские, тектонические и инъективные, абиссальные холмы, связанные с гравитационным срывом слоев 1–4 и бескорневыми гранитными протрузиями из слоя 4 соответственно. Их примеры и местами комбинирование можно найти в [7]. В ряде случаев также очевидны элементы унаследованного развития, когда абиссальные холмы возникают на месте приподнятых структурных банок поздний мел-раннекайнозойского пенеплена.

Литература

1. *Гершанович Д.Е., Леонтьев О.К.* Абиссальные холмы как генетический тип рельефа дна Мирового океана // Геоморфология. 1983. № 4. С. 14–22.

2. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.

3. Ломтев В.Л. Мезокайнозойский пенеплен в Северо-Западной Пацифике // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С.38–53.

4. *Ломтев В.Л.* К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.

5. *Ломтев В.Л.* Признаки Пацифиды и Тетиса на ложе СЗ Пацифики // Ученые записки БрГУ. 2011. Вып. 7. Ч. 2. С. 110–122.

6. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 5–20.

7. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.

8. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.

К СТРОЕНИЮ ХОЛМОВ И ГАЗОНОСНОСТИ ЧЕХЛА НА ПОДНЯТИИ ШАТСКОГО (СЗ ПАЦИФИКА)

В.Л. Ломтев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук, v.lomtev@imgg.ru

В плане подводная возвышенность, поднятие или блоковая мегамоноклиналь Шатского с крутым, восточным и пологим, западным склонами во фронте C3 плиты занимает центральную часть крупной Северо-Западной абиссальной котловины на ложе Пацифики [1]. Более 50 лет это внутриокеаническое поднятие изучается геолого-геофизическими методами (ГСЗ, КМПВ, НСП, грави-, магнито- и термометрия, драгирование, бурение, промер и др.). В его геологии выделим аномально утолщенную, примерно до 30 км, земную кору, позднемезозойский возраст, разрыв системы магнитных линейных аномалий и излом в их региональном простирании в смежных котловинах Картографов и Тускарора, мелководные обстановки карбонато- и кремненакопления в позднем мезозое-кайнозое, приразломные конические горы и холмы, которые по материалам НСП МОВ интерпретируются как структуры протыкания с верхнемантийными серпентинитовыми ядрами либо как подводные, лаво-шлаковые конусы, т.е. как типичные вулканы [2].

Ниже представлены фрагменты двух профилей НСП (далее ПР) в присводовой части поднятия Шатского и батикарта СЗ плиты с положением фрагментов ПР НСП из этого и двух других докладов автора на 9 симпозиуме «Физика геосфер» (рис. 1)

На рис. 2 представлен протяженный (~93 км) фрагмент ПР2МГ (НИС «Морской геофизик») в привершинной части поднятия Шатского (рис. 1). Он интересен тремя полупогребенными разновысотными конусами в кровле контрастного позднемезозойского, осадочно-траппового чехла. Конусы маркируют края тектонических ступеней, ограниченных вероятно скрытыми разломами или флексурами. Диаметр основания конусов увеличивается слева направо от 12 до 13 и 23,5 км. В том же направлении возрастает и их высота, определенная по их левым склонам



Рис. 1. Батикарта СЗ плиты Пацифики [3] с положением скважин «Гл. Челледжера», ПР МОГТ1 и всех фрагментов ПР НСП НИС «Морской геофизик» (МГ) и «Проф. Гагаринский» (Г) из этого и двух других докладов автора на 9 симпозиуме «Физика геосфер» в ТОИ ДВО РАН. Изобаты в метрах

(уступы ступеней в рельефе дна): от 190 до 240 и 910 м соответственно. Отметим пологие (до 4°) склоны конусов и их разновысотность (левые склоны существенно выше правых), обусловленную очевидно гипсометрией тектонических ступеней. Для суждений о вулканическом генезисе конусов важны вершинные кратеры на левом и видимо двух других конусах, контрастность их вершин и вероятно пирокластического плаща близ пикета 01 час. в нижней части левого склона самого крупного конуса, а также налегание, местами с подъемом слоев контрастного позднемезозойского чехла на склоны конусов (см. также ПР2 в [4]). Заметим, что налегание и/или подъем слоев чехла на склоны вулканических конусов надежно фиксируют их позднемезозойский (вероятно средняя-поздняя юра) возраст. Вместе с тем, если в истории конусов имели место финальные экструзии куполоформирующей вязкой магмы, то дифракции под вершиной правого конуса на уровне ~4,5 с по аналогии с прикуриль-



Рис. 2. Фрагмент ПР2МГ в привершинной части поднятия Шатского. Его положение см. на рис. 1. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега здесь и на рис. 3; вертикальные линии – получасовые марки судового времени здесь и на рис. 3; ЭВ – экструзивный вулкан, Т – позднемезозойские траппы, А+В – окремнелые известняки позднего мезозоя, С – горизонт немых алевропелитов палеогена-раннего миоцена, D – гемипелагиты неогена-квартера здесь и на рис. 3. Пунктир со стрелками – предполагаемые скрытые разломы и смещения по ним

скими экструзивными куполами могут фиксировать кровлю ядра протыкания [5]. С таким дополнением в вулканический генезис этих конусов согласуется их газонасыщенность с потерей корреляции отражающих границ (газовые окна) в контрастном позднемезозойском разрезе. За пределами конусов газоносность чехла фиксируют многочисленные сквозные вертикальные столбы и «нити», достигающие дна (рис. 2). Т.о., мезокайнозойский чехол на поднятии Шатского газонасыщен, что позволяет рассматривать его как фронтальную часть первой абиссальной нефтегазоносной провинции Земли (СЗ плита [1, 6]). С учетом тектонической подвижности поднятия и трансгрессивной кривой уровня Пацифики в кайнозое [2, 4, 7] особый интерес представляют два небольших краевых бенча на нижней и средней ступенях. Нижний бенч срезает аномально контрастные гемипелагиты предположительно толщи D на глубине ~4100 м, которые с утонением поднимаются на уступ средней ступени (центральный конус). Итак, полупогребенные разновысотные конусы в присводовой части поднятия Шатского по всей видимости являются древними экструзивными вулканами, частью абрадированными. Продукты абразии аналогично окраинным морям Пацифики [8] вполне могли усилить акустическую контрастность осадков молодой (неоген-квартер) придонной толщи **D** в этом районе C3 плиты.

На рис. 3 показан фрагмент ПРЗМГ (НИС «Морской геофизик») в присводовой части поднятия Шатского (рис. 1). Он интересен небольшим холмом с вершинным кратером глубиной 100 м. Холм возвышается над кровлей контрастного позднемезозойского осадочного чехла и имеет основание диаметром 6,5 км. Склоны холма разновысотные (левый – 105 м, правый – 260 м) и отчасти разнонаклонные (левый ~ 7,5, правый ~6°). С учетом нижней, погребенной под контрастными гемипелагитами толщи **D** части левого, северо-западного склона его крутизна склона может возрасти до 24°. За счет сейсмического сноса и/или бокового отражения несколько может увеличиться и крутизна правого, юго-восточного склона, если за его подошву принять плоское дно промоины, а не основание осадочной лопасти справа. Тело холма контрастное, местами полупрозрачное с массой дифракций и непротяженных, разнонаклонных отражающих площадок, в которых отсутствует нормальная осадочная расслоенность. Сходное строение наблюдается и в основании холма в полосе шириной ~5 км, где в контрастном позднемезозойском чехле прерывается пологонаклонная к юго-востоку расслоенность. Из изложенного можно сделать предварительный вывод о взрывной природе данной построй-



Рис. 3. Фрагмент ПРЗМГ. Его положение см. на рис. 1. ОЛ – осадочная лопасть, ГВК – предполагаемый газовулканический конус

ки (газовулканический конус), сложенной преимущественно брекчией и глыбами подстилающего позднемезозойского чехла. Взрыв произошел видимо под водой, поскольку имел небольшой разлет обломков и мог быть вызван внедрением горячей интрузии в газовые пласты, залегающие среди известняков, частью окремнелых, и траппов позднего эпиконтинентального Тетиса [6, 9]. Время взрыва и формирования холма можно предварительно наметить по особенностям строения толщи **D**, которая к северо-западу от него состоит из трех пачек. Мощность двух нижних пачек выдержана, в том числе вблизи холма, где они полого наклонены к юго-востоку. И напротив, верхняя, придонная пачка имеет переменную мощность с небольшим раздувом близ холма. При этом ее кровля полого поднимается к юго-востоку, а подошва в ту же сторону полого погружается, следуя наклону нижних пачек. Т.о., возраст этого конуса видимо не древнее квартера.

Итак, на поднятии Шатского обнаружены признаки газоносности осадочно-траппового, мезокайнозойского чехла (газовые окна, столбы, «нити», газовулканический конус). Поддержана вулканическая природа (экструзивные вулканы) и древний (вероятно поздняя-средняя юра) возраст приразломных конусов на ПР2. Т.о., в геологии поднятия с учетом глубоководных бенчей намечены новые объекты и направления для будущих геолого-геофизических исследований.

Литература

1. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983.118 с.

2. Ханкишиева Л.М. Строение осадочного чехла возвышенности Шатского. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ИОРАН, 1989. 24 с.

3. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.

4. *Патрикеев В.Н.* Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.

5. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новое в строении подводных конических гор и холмов у подножия охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 1–12.

6. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11–17.

7. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.

8. Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 112 с.

9. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра

НОВЫЕ АСПЕКТЫ В СТРОЕНИИ И ИСТОРИИ СЗ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ

В.Л. Ломтев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук, v.lomtev@imgg.ru

Недавно в ИМГиГ проведена интерпретация данных высокочастотного (120–150 Гц) НСП, профиля (далее ПР) МОГТ1 и бурения на СЗ плите Пацифики [1–5 и др.]. Показано, что ее структура связана со срывом слоев 1-4 в неогене-квартере на склонах краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо. Срыв сопровождался расчешуиванием восточного и западного аллохтонов (плит), бескорневыми гранитными протрузиями, формирующих конические горы и холмы, повышенной мелкофокусной сейсмичностью (новая сейсмическая провинция Земли), газо- и возможно нефтеносностью мезокайнозойского чехла и продолжается до сих пор. В стратиграфии плиты идентифицированы неоген-четвертичные фации молодой Пацифики в слое 1 (толща **D** – осадки фанов каньонов на краевом валу и Камчатского контурного мегафана в котловине Тускарора как конечном бассейне стока турбидитов). Отложения Пацифики подстилают пестрые абиогенные лессы (горизонт С) палеосуши Пацифиды позднего мела-раннего миоцена. Ниже залегают прибрежно-морские осадки опакового слоя (толща В) и шельфовые карбонаты (толща А) поздней юры-раннего мела (поздний эпиконтинентальный Тетис). Траппы мезозоя в низах слоя 2 и высокоскоростном слое 3 (трапповая формация или провинция по Г.Ф. Макаренко) драпируют первично-осадочные, частью гранитизированные, толщи раннего Тетиса в слое 4 (палеозой-рифей [4]). Вместе с тем данные НСП и бурения говорят о своеобразии окраин плиты (мелководный олигоцен на севере, окремнелые карбонаты позднего мезозоя на поднятии Шатского и др. [5, 6]). Ниже освещены новые аспекты строения и истории СЗ плиты (рис. 1-4; их положение см. на рис. 1 в третьем докладе автора).

Первый пример связан с конседиментационной моноклиналью (КМ) на ПР19Г (НИС «Проф. Гагаринский») на ЮЗ окраине южного блока поднятия Шатского (рис. 1). Ширина моноклинали достигает 15



Рис. 1. Фрагмент ПР19Г. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега; вертикальные линии – марки времени здесь и на рис. 2–4. Стратиграфия по [1– 4] здесь и на рис. 2–4. Т – финальные траппы поздней юры-раннего мела; А – шельфовые карбонаты поздней юры-раннего мела; В – опаковый слой пестрых кремней и глин конца раннего-позднего мела; С – пестрые субаэральные лессы палеогена-раннего миоцена; D – осадки Камчатского контурного мегафана (неогенквартер); КМ – конседиментационная моноклиналь, АР – абиссальное русло, НД – намывная дамба

км, высота от 70 м в рельефе дна (холм, обтекаемый абиссальным руслом с намывной дамбой) до 300 м по кровле толщи **B** и 550 м по финальным траппам). У КМ пологий, северо-восточный склон и крутой, юго-западный, что согласно [2] указывает на смещение плиты к югу по скрытому надвигу. История КМ восходит к поздней юре-раннему мелу, что фиксирует утонение прозрачных карбонатов толщи **A** к ее своду. Позднее во время формирования толщи **B** и горизонта **C** подвижки по разлому прекратились, поскольку их мощность на крыльях КМ выдержана. В неогене-квартере подвижки снова возобновились, на что указывает конседиментационное утонению контуритов толщи **D** (мегафан) к своду КМ. Итак, налицо унаследованное развитие скрытого надвига и связанной с ним КМ в позднем мезозое и позднем кайнозое. После заложения смежных желобов в среднем плейстоцене и перехвата русловых турбидитов по каньонам в отдельную проблему вырастает свежий облик абиссального русла и его намывной дамбы на

рис.1 (придонные течения, связанные с топовихрем или абиссальными бурями [1, 3]).

Там же на ЮЗ окраине южного блока поднятия Шатского ПР18Г2 (НИС «Проф. Гагаринский») пересек разломную зону шириной 25 км (рис. 2). Финальные траппы и вышележащий мезокайнозойский разрез здесь подняты или выжаты на 0,1-0,4 с (до 200-400 м) над прилегающим ложем. В структуре зоны выделим осевой блок с уплощенной вершиной и рифовой шапкой (линза прозрачных надбазальтовых карбонатов) шириной 9 км. С обеих сторон блок ограничен скрытыми надвигами. Так, разлом вдоль северо-западного края зоны маскирует молодой (квартер?) купол (гранитная протрузия), выраженный в рельефе дна симметричным холмом высотой ~60 м. Интересно, что в опаковом слое купол уже асимметричен и его высота возрастает до ~200 м, что указывает на подвижки по краевому скрытому надвигу в кайнозое. Заложение разломной зоны произошло в конце поздней юры-раннем мелу после излияния финальных траппов [3, 6]. Позднее во время формирования толщи В и возможно горизонта С исследуемый район был немного (50-100 м) приподнят над прилегающей равниной, на что указывает некоторое утонение первой к осевому блоку. В позднем кайнозое произошла активизация разломов и подновление разломной зоны с выжиманием осево-



Рис. 2. Фрагмент ПР18Г2. ГП – гранитная протрузия [2]; точки со стрелками – разломы и смещения по ним

го блока и внедрением протрузии гранитов вдоль ее северо-западного края. Т.о., и здесь налицо унаследованность морфоструктурного плана СЗ плиты в мезокайнозое.

В следующем примере представлен фрагмент ПР28, 29Г (НИС «Проф. Гагаринский») на юго-западе котловины Тускарора в зоне одноименного разлома (рис. 3). Последний протягивается к северо-западу до краевого вала и Курильского желоба [5, 7]. В исследуемом районе с небольшой депрессией шириной 24 км и глубиной 100 м обнаружены более десятка миниконусов высотой до 5–15 м и диаметром основания до 10–30 м. На профилях НСП по ложу СЗ Пацифики такие миниформы прежде не описывались [1–5]. Строение дна здесь традиционное для чехла котловины, включая его вертикальную «нарезку», вызванную миграцией газа [4]. Обсуждение природы миниконусов, в том числе с д.г.-м.н. Н.С. Остапенко (ИГиП ДВО РАН, 16.09.2014 г.), позволяет предварительно относить их к черным курильщикам, связывая согласно [8] с неглубокой (до ~1 км под дном) молодой интрузией. Косвенно этот вывод поддерживают данные по теплопотоку на рис. 5 в [7], где в ~300 км к северо-западу от этого района выполнены две станции с повышенными значениями 138.0 и 85.8 мВт/м^{2.}

Последний пример дает ПР6МГ2 (НИС «Морской геофизик») на севере котловины Тускарора (рис. 4). Здесь обнаружен необычный абис-



Рис. 3. Фрагмент ПР28, 29Г. ГС – газовый столб [4]

сальный шириной холм 23,5 км по основанию и с разновысотными склонами. Так, высота его левого склона достигает 660 м, а правого – 330 м. Отметим также их разную крутизну (левый ~10°, правый ~5°), шероховатость и отсутствие кайнозойского чехла (горизонты С и D). К основанию правого склона примыкает наклонный ступенчатый цоколь, на котором мощность контрастных осадков толщи **D** сокращается вдвое. Субстрат тела холма полупрозрачен, насыщен микродифракциями и в полосе



Рис. 4. Фрагмент ПР6МГ2

шириной примерно 5 км «уходит» на глубину. Такое строение позволяет предполагать, что этот абиссальный холм слагают брекчия и глыбы известняков толщи **A** (полупрозрачные на профилях НСП шельфовые карбонаты позднего Тетиса [3, 5]), выдавленные при внедрении гранитной протрузии в квартере и частью газонасыщенные. Вместе с тем приподнятый цоколь правого склона и утонение придонных осадков на нем в сравнение с прилегающим ложем указывает, что на месте холма в неогене существовал выступ палеорельефа, активизированный в квартере при срыве слоев 1–4. Т.о., данный холм имеет тектоно-инъективный генезис с элементами унаследованного развития с миоцена. Брекчированность известняков возможно была подготовлена предшествующими подвижками по скрытому надвигу, с которым связаны асимметрия основания холма и подъем кровли фундамента под цоколем (висячее крыло разлома).

Итак, данные НСП указывают на подвижность СЗ плиты Пацифики, связанную со срывом слоев 1–4 и гранитными протрузиями неогенаквартера. Вместе с тем формирование ее морфоструктурного плана в мезокайнозое было прерывистым, с остановками и накоплением осадочных толщ позднего эпиконтинентального Тетиса и молодой глубоководной Пацифики, и вероятно унаследованным. В изучении нуждаются гранитные протрузии, формирующие молодые конические горы и холмы, редкие интрузии, региональная газо- и возможно нефтеносность чехла.

Литература

1. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.

2. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.

3. *Ломтев В.Л.* Признаки Пацифиды и Тетиса на ложе СЗ Пацифики // Ученые записки БрГУ. 2011. Вып. 7. Ч. 2. С. 110–122.

4. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11–17.

5. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.

6. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.

7. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983.118 с.

8. Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Бородавкин С.И. Экспериментальное моделирование конвекции рудообразующего флюида над внедрившимся в гидротермальную систему магматическим силлом (ситуация С-В фланга Покровского месторождения) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2014. Т. 1. С. 150–153.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ БУРЕИНСКОГО ПРОГИБА

Ю.Ф. Манилов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук, Хабаровск ymanilov@itig.as.khb.ru

Структурно Буреинский прогиб представляет собой синклинорий, вытянутый в меридиональном направлении, с крутым восточным и пологим западным бортами, протяженностью 380 км, шириной до 100 км [6]. Прогиб заполнен осадками, преимущественно мезозойского возраста, которые формируют Буреинский осадочный бассейн. В пределах бассейна выделяется 3 основных угленосных впадины: Огоджинская, Верхнебуреинская, Тырминская. Площадь бассейна 10.5 тыс. км².

Фундаментом бассейна являются докембрийские комплексы, прорванные разновозрастными гранитоидами. Западная часть прогиба лежит на Туранском, восточная – на Чегдомынском блоках Турано – Чжангуцайлиньского, фудамент южной части слагают комплексы Малохинганского блока Цзямусы-Малохинганского массива.

Буреинский прогиб является элементом пограничной системы, разделяющей Центрально-Азиатский и Тихоокеанский подвижные пояса. К востоку от прогиба начинается Сихотэ-Алинская складчатая система. Прогиб является одним из перспективных объектов юга Дальнего Востока России для поисков промышленных скоплений углеводородов.

Актуальность изучения глубинного строения литосферы прогиба обусловлена: тектоническим положением, геодинамическими условиями его формирования и возможной нефтегазоносностью.

В задачи исследований входило картирование основных элементов дизъюнктивной тектоники, выделение глубинных неоднородностей литосферы, морфологии и структуры фундамента.

Использованы материалы:

1. Данные ГСЗ: р.Зея – р.Бурея [3], Свободный – Комсомольск-на-Амуре [5] и Тында-Амурзет [1]; МОВЗ [6].

2. Карты наблюденного поля силы тяжести Дд масштаба 1:500000.

3. Карт наблюденного магнитного поля масштаба 1:50000,1:200000.

4. Геологической карты территории масштаба 1: 200000, 1:500000

- 5. Таблиц физических свойств горных пород.
- 6. Данные бурения.

В результате получены: карта мощности земной коры, плотностные разрезы литосферы до глубины 100км, плотностные разрезы до глубины 10 км, карта изогипс фундамента, схема основных структур прогиба.

Работы проводились по опробованной методике [2 с использованием технологии «Коскад – 3D» [4] Для выделения неоднородностей на разных уровнях литосферы применялись различные фильтрации наблюденных гравитационных и магнитных полей. Поля были разделены на две и более составляющих, более низкочастотные отражают информацию о глубокозалегающих источниках, а более высокочастотные связаны с неглубокозалегающими объектами.

Глубинное строение

Одной из основных характеристик земной коры изучаемой территории является ее мощность. В результате совместной интерпретации гравиметрических данных и данных ГСЗ построена карта изопахит границы Мохо для изучаемого региона (см. рисунок). В основу карты положены данные разрезов ГСЗ. В межпрофильном пространстве глубина поверхности Мохоровичича получена по эмпирически подобранным уравнениям связи между редуцированным полем Δg и мощностью земной коры, учитывалась информация плотностного моделирования.

Буреинский прогиб расположен в области сочленения разнотипных аномалий границы Мохоровичича. Северная часть находится в области высокой дифференциации коры, для южной характерна более спокойная морфология границы Мохо. Под западным бортом мощность коры сокращается до 35 км (Усть-Ниманский и Кындалский грабены), на востоке она нарастает до 39–40 км (Восточным грабен). Мощность земной коры под южной частью бассейна (Гуджикская впадина) составляет 37–38 км.

В процессе интерпретации локальных аномалий гравитационного и магнитного полей, в сопоставлении с данными космической съемки современного рельефа в районе бассейнов рек Малый Ерик и Адникан выделены кольцевые структуры со сложным блоковым строением земной коры (см. рисунок). Структуры представляют собой коллаж разновозрастных образований, что говорит об их наложенном характере. Спецификой этих объектов является существование определенных атрибутов пространственной организации геологической среды: радиальноконцентрической зональности размещения плотностных блоков земной коры, наличие радиальных и дуговых или кольцевых в плане и конических в разрезе систем разломов, являющихся структурообразующими. Изучение размещения кольцевых структур в глубинных особенностях литосферы, позволяет предполагать генетическую связь куполов не только с коровыми но и мантийными процессами. В пределах куполов имеются сквозькоровые очаги разуплотнения, которые вполне можно диагностировать как проводящие каналы для поступления мантийного вещества во внутрикоровое пространство.

Под Адниканским сооружением размещается крупный линеамент северо-восточного простирания литосферы, характеризующийся низкой плотностью в коре и мантии и являющийся важным региональным разломом. Расположение Ерикского сооружения контролируется градиентной ступенью мощности земной коры (см. рисунок). Под большей частью кольцевой структуры мощность коры составляет 38–39 км, падая до 35 км в районе Усть-Ниманского очага разуплотнения. Таким образом, наложенный характер выделяемых кольцевых структур, их выраженность в глубинном строении литосферы, широкая проявленность магматических продуктов на поверхности позволяют определить данные сооружения как вулкано-плутонические.





Буреинский осадочный бассейн

Анализ гравиметрических данных в сопоставлении с данными геологии [6] и петрофизики, позволяет утверждать, что одна часть локальных аномалий в пределах Буреинского бассейна отражают его внутреннюю структуру, а другая связана с конкретными геологическими объектами.

Структурно бассейн состоит из Верхнебуреинской и Гуджикской депрессий. В свою очередь, Верхнебуреинская депрессия делится на 3 области: южную, центральную и северную. Впервые получена информация о внутренней структуре Гуджикской впадины, которая существенно отличается от Верхнебуреинской изометричностью выделенных прогибов и отсутствием разделяющего прогибы горста.

Дизъюнктивная тектоника фундамента представлена системой разнонаправленных разломов: северо-восточных, северо-западных, субмеридиональных и субширотных. Северо-восточные нарушения разделяют прогиб на 3 крупных блока: Мельгинский, Ургальский и Гуджикский. Разломы контролируют меловой интрузивный магматизм. Субмеридиональные нарушения – реликты краевого шва. Северо-западные разломы в настоящее время – это подновленные древние нарушения сдвиговой природы.

Интерпретация

Верхнебуреинская депрессия, имеющая сложное внутреннее блоковое строение, состоящая из набора разрозненных грабенов, ранее, вероятно, состояла из двух параллельных субмеридиональных палеосистем, разделенных горстом [6]. В западную систему входили Чекундинский, Кындалский и Усть-Ниманский грабены. Восточная, более глубокая палеосистема состояла из Адниканского, Восточного, Тастахского и Северного грабенов.

Позже, вероятно, в процессе формирования Ерикской магматогенной системы, депрессия разделилась на 3 области: южную, центральную и северную. Наибольшей переработке подверглась центральная область, где по краям магматической структуры появились новые системы разломов и возникло связанное с ними Йорекское погружение.

Современная тектоническая картина сформировалась в начале мела. В это время активизировалась северо-восточная система разломов Тан-Лу, процесс коснулся Кындалского, Восточного и Северного грабенов. Кроме того, усугубился раскол, южной и центральной области, между ними образовался прогиб северо-восточного направления, секущий всю депрессию.

Возможную нефтегазоностность следует связывать с наиболее глубокими грабенами Кындалским, Восточным, Тастахским и Усть-Ниманским. В последние годы все больше появляется геологогеофизических, геохимических, промысловых данных, свидетельствующих о наличии современного подтока глубинных углеводородных флюидов и подпитки нефтяных месторождений [7]. С этих позиций особое внимание стоит уделить Кындалскому и Усть-Ниманскому грабенам, которые находятся на градиентной ступени мощности земной коры. Кроме того, Усть-Ниманский грабен расположен прямо над очагом флюидизации и напрямую связан с литосферной мантией.

Литература

1. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. №10.Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ

2. Малышев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А. Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей // Литосфера 2014 №2.- С.144–151

3. *Мишенькин Б.П., Колмаков Е.А.* и др. результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ // ТГ, 1989, № 3, с. 89–94.

4. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации/М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2010. 114с.

5. Потальев С.В., Спирина Е.Е. и др. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геол., 1979. № 3. С.32–40.

6. *Рейнлиб Э.Л*. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1987, № 2. С. 78–84.

7. Трофимов В.А. Особенности строения земной коры и нефтеносность (первые результаты глубинных сейсмических исследования МОВ ОГТ по геотраверсу, пересекающему Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию) // Доклады РАН. Москва. 2006. Т.410. № 5. – с. 651–657.

ВУЛКАНОГЕН ЯПОНСКОГО МОРЯ

Ю.И. Мельниченко, Е.Б. Осипова, В.Т. Съедин, П.С. Зимин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, yumel@poi.dvo.ru

Более четверти века назад В.И. Ильичев и Ю.В. Шевалдин предложили модель геодинамики Западно-Тихоокеанской переходной зоны (ЗТПЗ), предполагающую апвеллинг астеносферы и рост мантийного диапира на окраине континента [1]. Модель базируется на особенностях структуры теплового потока и их корреляции с остаточными гравитационными аномалиями. Диапир расчленяет окраину, отторгает в сторону океана блоки континентальной коры, формируя фундамент островной дуги. Появление котловин с субокеаническим или океаническим типом земной коры в тылу дуги служит следствием остывания верхов мантии. Подчеркнута широтная дискретность, неоднократность проявления диапиризма и развитие трещин внедрения различной ориентировки. С ними естественно связано формирование разного рода вулканотектонических структур.

Гипотеза "внедрения мантийных диапиров" изложена ранее П.Н. Кропоткиным (1971), В.Е. Хаиным (1973), В.В. Белоусовым (1975) и другими учеными. И.И. Берсенев увязывал её с происхождением впадины Японского моря [2]. Однако вулканоструктурной конкретизации в морях ЗТПЗ она пока не получила. В этой работе рассматриваются особенности формирования впадины Японского моря как вулканогена. Это тип структур вулканических поясов, характерным признаком которых является преобладание вулканических комплексов в геологическом строении [3]. В процессах тектонической активизации они как бы "срезают" ранее сформировавшиеся складчатые образования.

Для морфоструктуры Японского моря характерны многие признаки вулканогена. На разрушенном фундаменте, в строении которого участвуют гнейсы верхнего протерозоя, палеозойско-мезозойские породы вулканогенно-осадочного комплекса, граниты позднепалеозойского и позднемелового комплексов, в виде покровов залегают вулканогенные комплексы шести разновозрастных формационно-геохимических типов [4, 5]. Лишенные гранитного слоя котловины выделяются "субокеаническим типом "коры. Рельеф фундамента характеризуется сложными сочетаниями форм, образованных активной тектоникой и вулканизмом. Они коррелируются с неоднородностями полей геофизических аномалий. Все это служит основой для проведения различного рода палеовулканических реконструкций [6]. Здесь приводятся её некоторые результаты.

Материальной базой реконструкции послужили данные батиметрической съемки и спутниковой альтиметрии, результаты геологогеофизических исследований, отображенные на геологических картах и в многочисленных публикациях. Они дают представление о формациях (парагенезах пород), о вероятных типах вулканических извержений, морфологии соответствующих им построек. Устанавливается их связь с сейсмодислокациями и строением мантии.

В итоге выделилась система вулканоструктур, в общих чертах представляющая характер распределения центров вулканической деятельности. Вулканотектонику в целом объединяет серия долгоживущих зон глубинных трансрегиональных разломов, составляющих тектонический каркас вулканогена. Он определяет продольно-линейную и поперечноблоковую зональность региона. Обращает внимание форма тектонической рамы Японского моря – примерно центрального типа с незначительным по величине аппендиксом северо-восточного простирания тригональной симметрии. Их геометрия свидетельствует о разных геодинамических условиях формирования морской впадины.

Архитектонику впадины формирует гигантская вулканотектоническая структура размером в диаметре около 420 миль с координатами центра примерно 39°N×135°E. Её пересекает Диагональный линеамент структурный шов (сутура) северо-восточного простирания, который протягивается от о-ва Цусима до Сахалина. Своей северной частью он формирует северо-восточный выступ впадины Японского моря. Морфоструктура Ямато (по одноименной возвышенности) отчётливо выделяется по морфологическим элементам дна и в поле гравитационных аномалий по полигональной системе линеаментов. Её крайней границей на востоке служит дуга побережья о-ва Хонсю. От континента на севере её отделяет Центральная котловина, сформировавшаяся как вулканотектонический трог. На севере и западе возвышенность Ямато обрамляет серия (группа) вулканических построек, располагающихся на разных (от 2000 до 800 м) гипсометрических уровнях (см. рисунок). Подобные структуры вулканического происхождения в виде отдельных гор и коротких хребтов широко распространены в котловинах Центральной и Хонсю. Они также формируют локальные постройки вулканов в краевых частях возвышенностей Восточно-Корейской, Ямато, Ното и Окусири. Вулканические постройки

известны и на других крупных возвышенностях внутренней части моря – Уллындо, Оки, Кита-Оки и др. На шельфе и материковом склоне Юго-Восточного Приморья известны фрагменты Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса [7]. Наиболее крупные из вулканоструктур развивались в зонах транструктурных трансрегиональных линеаментов и в местах их пересечений [8]. К ним относятся рифтовые депрессии западной и восточной частей Центральной котловины, котловины Хонсю и Цусимской, где также выделяются вулканические постройки. Вулканоструктуры часто накладываются на ранее сформировавшиеся вулканические комплексы, в том числе на фрагменты окраинно-континентальных поясов.

Диагональный структурный шов играет особую роль в геодинамике Японского моря. Он составляет звено трансрегионального Азиатско-Тихоокеанского линеамента северо-восточного простирания. По морфологическим признакам линеамент протягивается нами с Южно-



Пример строения некоторых вулканоструктур возвышенности Ямато, выделенных по данным батиметрии и геологического драгирования морского дна: границы (1), стратовулкан (2), центральный конус (3), кальдера стратовулкана (4), кольцевой вал (5), кальдера проседания – вулканотектоническая впадина (6), остаточные горсты (7), грабены (8), разломы рельефообразующие установленные и предполагаемые (9 а, б), сбросы и оползни (10), ось рифта (11), изобаты в м (12), станции драгирования (13), буровая скважина (14), сейсмические профили (15) Китайского моря до залива Шелихова (Охотское море). Линеамент трассирует палеосейсмофокальную зону, которая предположительно существовала ранее на границе континентальной Азии с океанской геосферой. Появление диапира на контакте материкового и океанического коромантийных блоков при активизации зоны могло стать непосредственной причиной развития впадины Японского моря. Подтверждением качественной модели геодинамики В.И. Ильичева и Ю.В. Шевалдина, а также И.И. Берсенева, служит механико-математическое моделирование процесса внедрения мантийного плюма Японского моря [9].

Проведенная реконструкция Япономорского вулканогена отвечает целям геологического прогноза полезных ископаемых, сопровождающих вулканическую активность морского дна, в том числе, нефтегазовых проявлений, и может оказаться полезной для геоэкологического районирования [10, 11].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 14-05-00294, РФФИ 15-05-06638 и Программы Дальний Восток (15-1-1-017).

Литература

1. Ильичев В.И., Шевалдин Ю.В. Тепловой поток и геодинамическая модель Западно-Тихоокеанской переходной зоны // ДАН, 1986. Т. 286, №2. С. 324–328.

2. Геология дна Японского моря // ДВНЦ АН СССР, Владивосток, 1987. 140 с.

3. Красный Л.И. Проблемы геотектонической систематики. М.: «Недра», 1972.

4. Геологическая карта дна Японского моря. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1984.

5. *Съедин В.Т.* Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // ДАН. 1987. №6. С. 1441–1446.

6. Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: «Наука», 1985. 276 с.

7. Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Изосов Л.А. Вулканотектоника Япономорского региона // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы Всеросс. конф. с международн. участием, посвящ. памяти Л.М Парфёнова, Хабаровск, 11–16 июня 2007 г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 231–234.

8. *Izosov L.A., Kulinich R.G., Melnichenko Y.* I. Lineaments of the South Primorye continent-ocean transitional zone // Regularities of the structure and evolution of Geospheres: Proced. V Intern. Sci. Symp. Vladivostok, 2000. P. 101–103.

9. Osipova E. B., Melnichenko Y. I, S'edin V. T. Volcano-tectonic Deformations and Japan Sea Basin Geodynamics // 5th PEACE Workshop, 11–12 Sept., 2010, Gangneung, Korea. Proceeding of PEACE. Gangneung, Korea. P. 227–234.

10. Астахова Н.В., Мельниченко Ю.И. Баритовые конкреции Японского моря // Литология и полезные ископаемые. 2002. №1. С. 44–52.

11. Мельниченко Ю.И., Обжиров А.И., Мишукова Г.И. Тектонодинамическая обстановка вокруг Япономорского линеамента (Хонсю-Сахалинский сегмент). // Физика геосфер: 7-й Всерос. симпозиум. Материалы докл. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 345–350.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАНА В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ

А.И. Обжиров, Г.И. Мишукова, Н.Л. Пестрикова, В.Ф. Мишуков

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, gmishukova@poi.dvo.ru

В последнее десятилетие в Тихоокеанском океанологическом институте им. В.И. Ильичева ДВО РАН наиболее активно и плодотворно проводились исследования изучения распределения метана и газогидратов на акваториях северо-западной части Тихого океана, результаты которых изложены в многочисленных статьях и в нескольких монографиях. Интерес к данной проблеме, кроме решений энергетических проблем, обусловлен влиянием метана на парниковый эффект и на образование «озоновых дыр» [1].

Изучение распределения метана проводилось на акватории Татарского пролива Японского моря. Особое внимание уделялось полигонам к западу от о. Сахалин, которые включали шельфовые районы с глубинами до 200 м, склон и глубоководные районы с глубинами до 1200 м, где были обнаружены подводные газовые факелы.

При анализе были использованы материалы и результаты экспедиций:

НИС «Академик Лаврентьев» (рейс 59, август 2012 г.) и НИС «Академик Лаврентьев» (рейс 62, июнь 2013 г.).

Данные о положении эпицентров, времени и магнитудах землетрясений за 2011–2013 г.г. для учета влияния сейсмической ситуации района в момент проведения экспериментальных исследований взяты на сайте U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center. World Data Center for Seismology [2].

Расчет потоков метана проводился по методологии, описанной в работе [1].

На рис.1 показаны потоки метана на акватории Татарского пролива (моль/км2*сут.) согласно схеме расположения станций отбора проб воды, а также распределение концентраций метана (нмоль/л) в поверхностном



слое морской воды и схема эпицентров землетрясений в районе о. Сахалин за 2011–2013 годы.

Как можно видеть на рисунке, на изучаемой акватории Японского моря наблюдается очень неравномерное распределение потоков метана.

Представленные на рис.1 данные показывают, что выделение метана наблюдается при концентрация метана в морской воде С>2,6 нмоль/л. Средняя равновесная с атмосферой концентрация метана соответствует ориентировочному значению С* \approx 2,6 нмоль/л при солености и температуре измерений. Максимальное выделение метана наблюдалось на западном шельфе о. Сахалин в районе расположения подводных газовых факелов.

Сравнение распределения метана в поверхностных водах со схемой землетрясений на о. Сахалин и в прибрежных водах свидетельствует о том, что под влиянием землетрясений происходит активизация выделения метана из литосферы в морские воды. Максимальные потоки наблюдались на восточном шельфе между 47,5 ° и 48,5 ° северной широты, где, вблизи станций отбора проб воды было зарегистрировано землетрясение
08.05.2013 года. Еще одно землетрясение произошло 04.07.2013 после отбора проб в экспедиции, а эпицентр располагался вблизи о-ва Монерон.

Распределение метана в толще морских вод Татарского пролива по профилям 1 и 2 (см. рис.1) представлено на рис. 2.

Сильное выделение метана из подводных источников на западном шельфе о. Сахалин способствует обогащению растворенным метаном подповерхностного слоя морских вод (глубина 280–380 м) в летний период 2012 г. (рис. 2 а). Также можно отметить формирование локальных максимумов метана на глубинах 430–470 м, 550 м и в придонном слое морских вод.

На рис. 26 профиля 2 можно отметить три области повышенного содержания метана на глубинах 40 м, 130 м и 260 м (и, возможно, на глубине 450 м). Вертикальные размеры этих областей достигают от десятка до сотни метров, а горизонтальные от 50 до 120 км.

Расчеты, выполненные по модели [1], показали, что при наличии факелов газовых пузырьков изменяется картина пространственного распределения метана и других гидрохимических характеристик морских вод. Прежде всего, в местах выхода газов наблюдается вовлечение воды в струю газовых пузырьков, за счет чего происходит перенос морских вод в вышележащие горизонты (процесс «апвеллинга» морских вод). Во время всплывания пузырьков в морской воде происходит активное растворение метана из газовых пузырьков, которое сопровождается процессами перехода кислорода и азота, растворенных в морской воде, в газовую фазу пузырька. Таким образом, морская вода в зоне апвеллинга обогащается метаном при уменьшении содержания растворенного кислорода и азота. Расчеты показывают, что одиночные газовые пузырьки диаметром менее 1 мм полностью растворяются в воде при вертикальном движении на расстояние 60-100 м, и, при расположении газовых факелов на глубинах менее 60-100 м, возможен прямой транспорт газа со дна в приповерхностные воды с последующим выделением в атмосферу. При расположении газовых факелов глубже 100 м метан концентрируется в водной толще на глубине полного растворения газовых пузырьков. При обычном летнем распределении температуры в море, когда она понижается с глубиной, вовлечение придонных холодных вод в газовом факеле и их вертикальный перенос приводит к образованию слоя холодных вод в вышележащих горизонтах, наряду с образованием слоя с большим содержанием метана. Высокие скорости приливо-отливных течений на западном шельфе о.Сахалин (до 2 м/с) при среднем переносе на север западной ветви течением Куросио приводят к быстрому горизонтальному перемещению



Рис. 2. Вертикальное распределение метана на акватории Японского моря а) по профилю 1 (НИС «Академик Лаврентьев» (рейс 59, август 2012 г.), б) по профилю 2 (НИС «Академик Лаврентьев» (рейс 62, июнь 2013 г.)

образовавшегося промежуточного слоя холодных насыщенных метаном вод на большие расстояния от места его формирования, объясняя наблюдаемую картину неоднородного послойного распределения метана и температуры воды. Наблюдаемые на нескольких станциях, разнесенных в пространстве на значительные расстояния, на определенных глубинах максимальных концентраций метана свидетельствует о том, что результаты носят не случайный характер (рис.2.).

Кроме этого, при моделировании учитывалась возможность образования газогидратов при растворении природного газа в морской воде в процессе всплывания газового пузырька. Из литературных данных известно, что при температуре воды -1,8-0 °С на глубинах ниже 50-300 метров наблюдается образование гидратированных молекул природного газа за счет гидрофобной гидратации, с образованием промежуточных соединений, из которых в последующем формируется газогидрат [3]. В состав природного газогидрата входят, кроме метана (88–94 %), этан, пропан, нормальный и изо бутан, изопентан [4]. Процесс образования промежуточных соединений и газогидрата сопровождается выделением теплоты. Процесс гидратации приводит к увеличению размеров молекулярного образования, что резко снижает их трансляционные свойства и способствует концентрированию данных молекул в слоях воды с пониженными температурами и, как следствие, ведет к образованию слоя с максимальными концентрациями метана, пространственно распределенного на акватории Татарского пролива в зоне газовых факелов на значительные расстояния (рис. 2 а, б). Затем по мере всплывания в диапазоне глубин 50-250 метров происходит разрушение гидратированных молекул и газогидратов при значительном поглощении теплоты, которое сопровождается понижением температуры морской воды. Таким образом, слой воды с пониженными температурами способствует концентрированию метана за счет высокой растворимости метана. В летних условиях за счет разрушения газогидратов поддерживается пониженная температура в холодном подповерхностном слое морских вод.

Работа выполнена в рамках проекта «Расчет полей течений, переноса и трансформации загрязняющих веществ и экологических угроз в Дальневосточном регионе России» по программе Президиума РАН № 43 «Фундаментальные проблемы математического моделирования» и при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ №14–05–00294 «Исследование фоновых и аномальных газогеохимических полей и их взаимосвязи с активными геологическими процессами в Охотском и Японском морях и их обрамлении»

Литература

1. *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.

2. U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Center. World Data Center for Seismology. – http://neic.usgs.gov/neis/bulletin/neic_edau_l.html

3. *Lekvam K., Ruoff P.* Kinetics and mechanism of methane hydrate formation and decomposition in liquid water. Description of hysteresis // Journal of Crystal Growth. 1997. V. 179. p.618–624.

4. *Sassen R., Macdonalt I.R.* Hydrocarbons of experimental and natural gas hydrates, Gulf of Mexico continental slope //Org. Geochem., 1997. V.26. No.3/4. P.289–293.

МОРФОСТРУКТУРЫ И ОПАСНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Е.А. Мясников, В.В. Коробов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской академии наук, primcoast@mail.ru

Под переходными зонами мы понимаем не только пограничную область «континент-океан», но и высокоградиентные в геологогеоморфологическом и тектоническом смысле краевые части любых морфоструктур с принципиально различным строением и режимом развития. При этом переходные зоны являются «буферными» регуляторами взаимодействия природных антиподов (поднятия – впадины и т.д.), а также основными носителями энергии и вещества – массы в геолого-геоморфологических системах (морфоструктурах) разных рангов [1,2 и др.].

Территория южного Приморья включает бассейн залива Петра Великого вместе с его акваторией и является самостоятельной геологотектонической и морфотектонической единицей с длительным и во многом унаследованным развитием, по крайней мере, с мезозоя по кайнозой и настоящее время [3–5 и др.]. Относительно хорошая геологогеофизическая, геоморфологическая и аэрокосмическая изученность способствовала тому, что картографические морфотектонические (морфоструктурные) модели разных авторов не имеют принципиально больших отличий, если они базируются на принципе геолого-геоморфологической конформности [5–8 и др.].

Однако подходы и результаты оценки современной геодинамической опасности, имеют значительно больший разброс представлений. По нашему мнению, это во многом связано с приверженностью к разным геотектоническим концепциям и использованием разного набора признаков, характеризующих геоэкологическое состояние территории. Плейттектонисты, в частности, считают, что в отношении сейсмической опасности «любимый город может спать спокойно», а другие – наоборот бьют тревогу [9, 10 и др.]. Наши выводы ближе к последним, но методологический подход более комплексный – геодинамическая опасность должна включать эндодинамическую, экзодинамическую и технодинамическую составляющие с широким набором взаимосвязанных признаков, которые зачастую реализуются синергетическим воздействием и по «приниципу домино» – т.е. коэволюционными цепочками [11 и др.].

Для убедительных доказательств требуется комплексный мониторинг на типовых морфоструктурных объектах, поэтому пока освещены некоторые первые результаты.

Эндодинамическая опасность. Взгляды на сейсмичность территории Приморья претерпевали изменения, что вполне естественно. Южное Приморье, по А.В. и Н.А. Олейниковым [10], подразделено на районы потенциальной сейсмичности. Здесь также выделяются сейсмические узлы, где потенциальная сейсмичность составляет 8–9 баллов.

Соглашаясь с предложенной схемой сейсмического районирования, считаем необходимым сделать некоторые комментарии. Согласно нашим морфоструктурным построениям архипелаги и ряд прибрежных территорий относятся к активно развивающимся морфоструктурам деструктивного типа. Отсутствие данных о сейсмичности этой системы не может считаться решающим аргументом.

Допускаем, что сейсмичность в 7–8 баллов является фоновой для всего Южного Приморья и шельфа залива Петра Великого. Она обусловлена разрушением окраины континента, и втягиванием ее в морфоструктуру глубоководной части Японского моря.

Таким образом, на исследуемой территории есть несколько аномалий, где опасность может быть выше на 1–2 балла.

Экзодинамическая опасность. Контрастность форм рельефа, их линейные, угловые и высотные параметры в сочетании со структурными особенностями вещественных комплексов определяют возможность протекания тех или иных типов экзогенных процессов и образования соответствующих форм. Оценка степени экзодинамической опасности на рассматриваемой территории проводилась по методике, изложенной ранее [8].

Слабая и очень слабая экзодинамическая опасность характерна для районов с малоконтрастным рельефом: равнины, в том числе и подводные, увалы, плато, выровненные поверхности. Здесь развиты преимущественно овраги, ложбины стока, промоины, небольшие трещины, оплывины, просадки, бугры пучения. При землетрясениях такие формы теряют или приобретают новые значения параметров, однако почти во всех случаях опасность остается в пределах очень слабой – слабой и может усилиться не столько от сейсмических событий, сколько от неразумного антропогенного вмешательства.

Умеренная и повышенная экзодинамическая опасность свойственна мелкогорьям и холмогорьям со средними уклонами поверхности. Здесь целесообразно выделять несколько типов районов [8].

Описанные типы рельефа и связанные с ними относительные степени экзодинамической опасности, а также данные по строению и уязвимости эколого-геоморфологических систем послужили основой для составления схем районирования локальных территории по комплексной эндо- и экзодинамической опасности. В матрице, являющейся основой схемы, в горизонтальном верхнем ряду указана потенциальная сейсмичность в баллах, а в вертикальном – степень экзодинамической опасности в условных баллах. На пересечении рядов указаны степени комплексной относительной экзо- и эндодинамической опасности.

Технодинамическая опасность. Степень освоенности территории является функцией от численности населения (человек на 1км²), длины дорожной сети (км/км²) и площади элементарной ячейки карты ГГС (1 км²). Процедура расчетов приведена в [8].

Не имея возможности собрать всю необходимую информацию, мы остановились на упрощенном варианте – описательном.

Приведем несколько характерных примеров. Густозаселенные территории характеризуются высоким и очень высоким уровнем технодинамической опасности. Так, например, строительство объектов нефтегазового комплекса чревато негативными последствиями, так как здесь должны быть усилены нормы безопасности. Даже при землетрясении меньше 7 баллов могут возникнуть критические ситуации.

В заключение отметим, что определение степени комплексной геодинамической опасности и районирование территории по этим показателям крайне необходимы. Они позволят определить оптимальные варианты дальнейшего освоения территории, наметить те пределы, переход через которые может привести к необратимому развитию в первую очередь сейсмотектонических и эколого-геоморфологических процессов.

Литература

1. Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. М.: Наука, 1977. 256 с.

2. Мясников Е.А., Худяков Г.И. Типы и эндодинамика северо-востока Азии // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 19–26.

3. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч.1. Геологическое строение. М.: Недра, 1966. 695 с.

4. *Тащи С.М.* История развития морфоструктур Южного Приморья в мезозое // Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 17–23.

5. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.

c.

6. *Худяков Г.И*. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256

7. Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 176 с.

8. *Тащи С.М., Мясников Е.А.* Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток – Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.

9. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн./ под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. кн.1. с. 1–572.

10. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ДСР ХАСАНСКОГО ГП ПРИМОРСКОГО КРАЯ

С.Б. Наумов, П.В. Горелов

Сейсмологическая станция «Владивосток», revtrud@yandex.ru

В рамках подпрограммы "Сейсмобезопасность территории Приморского края" на 2013–2017 годы [1], в октябре-ноябре 2014г., было выполнено детальное сейсмическое районирование (ДСР), Хасанского городского поселения (ГП) [2]. Для проведения геофизических исследований для целей ДСР была выбрана методика, утверждённая Междуведомственным советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству, под редакцией Ф.Ф. Аптикаева и В.И. Кнауфа « Методические рекомендации по детальному сейсмическому районированию» [3].

Данная методика предусматривает: 1-геофизические исследования с целью установления корреляций между сейсмичностью района и особенностями геофизических полей, 2-оценка общей тектонической активности района и отдельных его частей производится на основании общих корреляционных соотношений между геофизическими полями, геологией района и сейсмичностью.

Для реализации корреляционных соотношений между геофизическими полями, геологией района и сейсмичностью, необходимо построить карты магнитного поля, гравиметрического поля, карту категории грунтов и карту микросейсм исследуемого района, что и было сделано. Далее наложением карт геофизических полей определялась корреляция между геофизическими полями.

Для исследования микросейсмичности района были произведены полевые работы с инструментальными замерами колебаний в определённых местах наблюдения. При проведении инструментальных измерений использовались цифровые трехкомпонентные сейсмометры CMG-6TD фирмы Guralp (рис. 1).

СМG-6TD – современный цифровой трехкомпонентный сейсмометр, состоящий из трех ортогонально ориентированных однокомпонентных датчиков расположенных в общем герметичном корпусе. Каждый датчик обеспечивает измерение колебаний в широком диапазоне частот (0.033–50 Гц). Такой широкий диапазон частот обеспечивается



Puc. 1. Сейсмометр CMG-6TD фирмы Guralp

Рис. 2. Пункты наблюдения

благодаря применению совершенной технологии форс-балансных маятников с петлей обратной связи. Встроенный цифровой преобразователь с разрешающей способностью 24 бита конвертирует полученные на выходе датчиков сигналы в цифровые данные.

Результатом проводимых исследований является составление уточнённой карты сейсмического районирования, поэтому корреляционные соотношения проводились между картой микросейсм и картами магнитного поля, картой гравиметрического поля и картой категории грунтов, т.к. сейсмические приращения производятся с учётом категории грунтов исследуемого района [4].

Сравнивая карту магнитного поля и карту микросейсм, никаких совпадений значений максимумов и минимумов магнитного поля и микросейсм выявить, не удалось. Карта магнитного поля состоит из множества мелких участков различных значений и на площади одинаковой сейсмической бальности находится несколько таких участков, различных значений. Выявить корреляционную зависимость не удалось.

Иная картина наблюдается и при корреляционных соотношениях между картами гравитационного поля и картой микросейсм. Прослеживается тенденция уменьшения значений гравитационного поля и сейсмичности с юга на северо-запад. Коэффициент корреляции равен 0,48.



Рис. 3. Карта магнитного поля. -1, 0, 1, 2 – нТл х 10²; землетрясения; активные четвертичные разломы



Рис. 5. Карта гравитационного поля. 40, 36, 32,16 мГл; землетрясения; активные четвертичные разломы



Рис. 4. Карта микросейсм Хасанского района. 6.2, 6.5, 6.8, 7.1 – баллы микросейсм



Рис. 6. Карта микросейсм Хасанского района. 6.2, 6.5, 6.8, 7.1 – баллы микросейсм

Хорошая корреляция между картой категории грунтов и картой микросейсм, 75% грунтов III категории лежат в области 6.8–7.1 бальности



микросейсм, что позволяет использовать такой результат для составления карты детального сейсмического районирования. Коэффициент корреляции составляет 0,75.

Результаты геофизических исследований для уточнения карты сейсмического районирования нужно использовать с большой осторожностью, в том случае, когда явно наблюдается корреляционное соотношение, на наш взгляд, оно должно превышать 65%.

Сейсмологические исследования, полевые работы с инструментальным контролем, очень полезны для уточнения карты сейсмического районирования.

Литература

1. Департамент градостроительства. Подпрограмма «Сейсмобезопасность территории Приморского края» на 2013–2017 годы // Администрация приморского края 2012г.

 Геофизическая служба РАН. Отчёт по научно-исследовательской и опытноконструкторской работе: «Оценка сейсмических воздействий на территорию, акваторию и население Приморского края» // Геофизическая служба РАН, Обнинск 2014г.

3. Аптикаев Ф.Ф., Кнауф В.И. Методические рекомендации по детальному сейсмическому районированию. // М.: Наука, 1986, (Вопр. инж. сейсмологии; вып. 27).

4. СНиП II-7-81 // Федеральный закон № 184 от 27.12.2002г.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ И ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ОХОТСКОМ МОРЕ

А.И. Обжиров

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, obzhirov@poi.dvo.ru

В 1988 году в процессе гидроакустических исследований на Сахалинском северо-восточном склоне впервые в этом регионе был обнаружен выход пузырей метана из донных осадков в воду [1], который представлял собой вертикальное конусообразное тело, на глубине 700 м. Высота потока составляла 300–600 м и диаметром в придонном слое 50–100 м (рис.1).

В районе обнаруженного потока метана донные осадки были насыщены метаном и керн распадался на кусочки. В 1991 году в другой экспедиции в районе этого потока метана в донных осадках были обнаружены газогидраты. Они находились в керне и в экспедиции 1988 года, но



Рис. 1. Субвертикальное тело, записанное гидроакустической эхолокацией в рейсе № 56, 2011 г. на глубине моря 700 м в район открытия первого потока пузырей метана из донных отложений в воду Сахалинском на северо-восточном склоне Охотского моря, который был назван «факел Обжирова». Высота потока пузырей метана составляет 600 м

керн осадка содержался долго в геологической трубке и газогидрат при атмосферном давлении и температуре в лаборатории разложился и превратился снова в метан, разрушив при этом керн на кусочки. Газогидрат образуется при наличии достаточного количества метана, который в воде при высоком давлении и низкой температуре внедряется между молекулами воды и образует твердое тело, похожее на лед, насыщенный снегом. В 1 см³ газогидрата содержится около 160 см³метана. При повышении температуры и (или) уменьшении давления газогидрат разрушается с выделением большого количества метана. В Охотском море газогидрат образуется в донных осадках на минимальной глубине моря около 400 м, так как температура придонной воды составляет +2.4°C. При температуре 0°C зона стабильности газогидрата и его образование в донных осадках достаточно при давлении 30 атм., то есть, минимальной глубины моря 300 м.

Результаты исследований

Благодаря выполненным комплексным исследованиям – геологическим, геофизическим, гидроакустическим, газогеохимическим, батиметрическим, были закартированы морфо-структурные нарушения поверхности дна в районе потоков пузырей метана и разрушения – формирования газогидратов в донных осадках [2]. Участки дна, где нарушения его поверхности в районе потока пузырей метана из донных осадков в воду и газогидратов, похожи на разрушения поверхности почвы при оттайки вечной мерзлоты. Эти площади хорошо прослеживаются гидроакустическими наблюдениями (рис. 2А, 2Б) и сонарной съемкой (рис. 4). На этих участках возможны технические катастрофы при строительстве инженерных сооружений на дне (прокладка трубопроводов, буровых вышек и др.)

Геофизическими исследованиями показано, что в зоне перехода шельфа в склон в районе впадины Дерюгина Охотского моря наблюдаются зоны деструкции, осложненные разломами, которые создают каналы миграции газо-флюидных потоков как, возможно, из мантии, так и нефтегазосодержащих пород [4]. В геофизических полях они выражены отсутствием отражений в зоне разлома и деструкции пород (рис.3). В этих каналах происходят физико-химические преобразования пород и минералов, что изменяет их физические характеристики по сравнению с окружающими породами. Из этих каналов газы мигрируют к поверхности донных осадков и в воду. Потоки пузырей метана в воде хорошо фиксируются в гидроакустических полях [5, 6].



Рис. 2. А – Гидроакустическая запись морфоструктуры в донных осадках на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря в районе выходов пузырей метана из донных осадков в воду и газогидратов (в центре расположена структура, образованная потоком метана, в которой поток в настоящее время перекрыт возможно карбонатной коркой, и поток переместился вправо, в зону разлома. Б – в верху – черные точки – выходы потоков метана из донных отложений в воду на Сахалинском северо-восточном склоне, внизу – нарушение донных отложений в воду на Сахалинском северо-восточном склоне, внизу – нарушение донных осадков в районе выходов пузырей метана из донных отложений в

воду (светлые округлые фигуры), зафиксированные в результате сонарной съемки



Рис. 3. Схема газо-флюидного потока в зоне перехода от шельфа в склон во впадине Дерюгина в Охотском море. : N_{2dr}+Q, N_{1-2pm+nt, -} сейсмические комплексы, В – фундамент мелового возраста. Стрелками показано направление потоков газа и флюидов [7]

Одним из главных результатов исследований является разработка технологии поиска нефтегазовых залежей и газогидратов и создание комплексных геологической, акустической и физико-химической моделей взаимосвязи формирования потоков пузырей метана, газогидратов, морфоструктур и нефтегазоносных залежей Данные модели позволят всесторонне выявить и описать основные параметры нефтегазосодержащей и гидратоносной толщи в районе исследований. Знание этих параметров, а также характера их изменчивости позволяет выработать в дальнейшем наиболее эффективный метод поиска нефтегазовых залежей и экологически безопасный подход воздействия на газогидратоносную толщу с целью извлечения метана. Геофизической съемкой были выделены структуры с потоками газа и изменением поверхности дна с образованием неровностей, сформированных, вероятно, газо-флюидными потоками, поднимающимися из глубоких слоев осадочного чехла.

Литература

1. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Звукорассеивающий эффект в воде Охотского моря // Тихоокеанская геология. № 2, 1989. С. 119–121.

2. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука. 1993. 139 с

3. Обжиров А.И., Соснин В.А., Салюк А.Н. и др. Мониторинг метана в Охотском море. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с

4. *Obzhirov A., Shakirov R., Salyuk A., Suess E., Biebow N.* and *Salomatin A*. Relations between methane venting, geological structure and seismo-tectonics in the Okhotsk Sea // Geo-Marine Letters. 2004. V. 24, N. 3. P. 135–139.

5. Обжиров А.И., Саломатин А.С., Юсупов В.И. Газогидроакустический комплекс для оценки сейсмоакустической активизации. Патент RU 78333 U1. 2008. Бюлл. № 32

6. Обжиров А.И. Способ прогноза залежей углеводородов. Патент № RU 2359290 C1. 2009. Бюлл. № 17

7. *Харахинов В.В.* Геология нефти и газа в Сахалинском регионе. 2010. Москва. Из-во Мир. 275 с.

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ КОРОК НА ГАЙОТАХ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (НА ОСНОВЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ)

С.П. Плетнев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, pletnev@poi.dvo.ru

Открытие промышленных запасов различных металлов в рудных корках на подводных горах в океане в прошлом столетии привлекло пристальное внимание исследователей по установлению их возраста и условий образования. Кобальтоносные железомарганцевые корки представляют собой сплошные покровы гидроксидов железа и марганца на поверхности обнаженных коренных пород подводных поднятиях. Одним из таких объектов является цепь гайотов Магеллановых горах, расположенных в Восточно-Марианской впадине в Тихом океане. Интерес к ним вызван и тем обстоятельством, что в 2015 году Комиссией по морскому дну при ООН под юрисдикцию России на 15 лет выделен участок на северо-западе Магеллановых гор для более детального изучения рудных корок. Материалом для данного исследования послужили образцы рудных корок, собранных автором и коллегами в период 2004-2014 гг. нис «Геленджиу» в экспедициях, организованных ГНЦ "Южморгеология" (г. Геленджик). В результате драгирования и бурения были установлены стратифицированные разрезы рудных корок с возрастом кайнозоя и позднего мела. Определения геологического возраста отдельных элементов разреза корок в разных районах Мирового океана проводилось с середины 80-ых годов XX века [2, 3].

Анализ раковин планктонных фораминифер в многочисленных разрезах кобальтоносных марганцевых корок Магеллановых гор позволил установить возраст формирования отдельных слоев рудного разреза (см. рисунок). Корреляция рудных прослоев верхнего мела и кайнозоя позволила установить выдержанность единого временного разреза корок не только на гайотах Магеллановых гор, но и соседних гайотах поднятий Маркус-Уэйк, Уэйк-Неккер и Маршалловых островов. Больший объем полученного биостратиграфического материала по горным породам, на которых формировалось рудное вещество, позволил более объективно оценить природные условия рудообразования и сопоставить этапы роста рудных корок с ходом глобальных и региональных природных процессов. Доказано, что развитие корок – процесс длительный и дискретный во времени: периоды формирования слоев разделены перерывами протяженностью несколько миллионов лет и более. Так, перерыв между образованием слоев I–2 и II в определенных случаях может превышать 25 млн. лет. Отмечается выдержанность единого разреза корок не только в пределах Магеллановых гор, но и соседних поднятий Маркус – Уэйк, Уэйк – Неккер и Маршалловых островов [1]. Это позволило сделать важный вывод о стадийности процесса роста рудных корок в исследуемом регионе.

В процессе проведенных нами исследований подтверждено, что развитие корок – процесс длительный и дискретный во времени: периоды формирования слоев разделены перерывами протяженностью несколько миллионов лет. Возможно, некоторые перерывы имели даже большую протяженность, чем это было выявлено ранее, по крайней мере, на некоторых участках Магеллановых гор. Так, перерыв между образованием слоев I-2 и

II в определенных случаях может превышать 25 млн. лет (с средины позднего эоцена до среднего миоцена) и в любом случае составляет не менее 13 млн. лет (протяженность олигоцена). В течение формирования слоя II возможен перерыв продолжительностью до 6 млн. лет. А перерыв между отложением слоя II и III может составлять 2-3 млн. лет. Однако следует оговориться, что такие продолжительные перерывы могут иметь место на каких-то локальных участках со специфическими условиями, расширившими перерыв.

Формирования основного, ныне существующего, разреза корок происходит с начала позднего палеоцена. Но имеются и явные признаки начала железомарганцевого рудогенеза с конца позднего мела (кампан – маастрихт).

Пространственно-временной анализ перерывов рудоот-



Разрез рудной корки (гайот Бутакова). Возраст слоев (снизу вверх): (R) – поздний кампан – маастрихт; I–1– поздний палеоценпервая половина раннего эоцена; I–2 – средний эоцен – первая половина позднего эоцена; II– поздний миоцен и III– плейстоцен [1]

ложения на Магеллановых горах и за их пределами, показывает их устойчивую выдержанность во времени, что позволяет связать природу возникновения перерывов и этапов формирования железомарганцевых корок с какими-то масштабными природными событиями. Сопоставление данных о возрасте и составе слоев корок с типами формировавшихся в те же периоды осадочных пород позволяют сделать интересные выводы об условиях рудонакопления.

Олигоцен в разрезе корок не представлен. Два нижних фосфатизированных слоя и два верхних, практически не измененных, разделены перерывом более 13 млн. лет. Это хорошо соотносится с практически полным отсутствием олигоцена в разрезе осадочной толщи в пределах исследуемого района [1], что подтверждено и результатами глубоководного бурения на гайоте Ита-Май-Тай. Вероятно, пелагическое осадконакопление в олигоцене имело место на гайотах. Однако, олигоцен – это время глобальной перестройки в океане. Именно в это время активно формируется переходная зона между континентами и Тихим океаном с системой окраинных морей, а также происходит начало становления термогаллиной циркуляции водных масс. Гидродинамической активизации в придонной среде способствовали тектонические события и образование ледников в Антарктиде. Вероятно, эти события и ответственны за существенное погружение гайотов с установлением их вершин в миоцене на глубинах, близких современным. Кроме того, к перерыву осадконакопления мог привести и равновесный баланс между поступлением и выносом материала, эрозия придонными течениями.

Сопоставление строения и состава слоев корок с вещественнолитологическими характеристиками одновозрастных осадочных толщ позволяют выявить условия рудоотложения. Нижняя фосфатизированная часть разреза (слои I-1, I-2, реликтовые) сформированы в относительно мелководных условиях – шельфа и верхней батиали. Реликтовые слои могли быть сформированы в еще более мелководных зонах, вплоть до фотических. Верхние слои II и III, очевидно, формировались на глубинах близких к современным, то есть от 1200 до 3000 м.

Литература

1. *Мельников М.Е., Плетнев С.П.* Возраст и условия формирования кобальтоносных марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор // Литология и полезные ископаемые, 2013. № 1. С. 3–16.

2. Плетнев С.П., Раткин В.В., Щека С.А. Скорости роста железомарганцевых конкреций и корок в Филиппинском море // ДАН СССР, 1985, т. 283, № 4, с. 961–963.

3. *Janin M.-Ch.* The imprints of Cenozoic calcareous nannofossils from polymetallic concretion: biostratigraphic significance for two crusts from the central Pacific (Line Islands ridge and Mid-Pacific mountains) // Abh. geol. B.-A., 1987, v. 39, p. 121–141.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ (по результатам кинематической миграции материалов глубинного сейсмического зондирования российско-японского эксперимента 1996 г.)

С.Н. Медведев, В.Г. Прокудин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, prokudin@poi.dvo.ru

Центральная (Японская) котловина расположена на севере Японского моря в пределах его абиссальной части. Первые работы методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) были проведены в 1962 и 1964 годах в экспедициях институтов Океанологии, Физики Земли и Сах-КНИИ АН СССР [1]. Для возбуждения упругой энергии использовались взрывы (135-400 кг тротила), а запись информации с приемных гидрофонов велась на дрейфующих надводных и подводных кораблях. Эти материалы позволили оценить общую мощность коры в котловине (13-15 км) и определить скорости в консолидированной коре и под поверхностью Мохо. В 1990 и 1996 годах исследования ГСЗ выполнены на трех профилях, расположенных в восточной и центральной частях котловины (в экспедициях ТОИ ДВО РАН, совместно с японскими учеными) [2, 3]. Использовались пневматические источники упругой энергии и трехкомпонентные донные сейсмические станции (ДСС). Наиболее качественные материалы получены на профиле ГСЗ-96 длиной около 102 км. Первые результаты интерпретации этих данных были опубликованы в работах [3, 4].

Нами проведена повторная интерпретация материалов ГСЗ-96 с помощью новой технологии обработки и интерпретации сейсмических данных, названной кинематической миграцией. Сущность кинематической миграции заключается в совместной обработке отражённых и преломленных волн при обязательном анализе их амплитудных кривых. При этом, по отражённым волнам определяются скоростные и структурные параметры среды, а преломлённые волны используются только для определения граничных скоростей (по прямой и встречным системам). Одно из главных преимуществ кинематической миграции перед стандартными методами обработки сейсмических данных состоит в возможности определения по отражённым волнам средних вертикальных скоростей в отдельных слоях среды. В части изучения свойств осадочной толщи применение кинематической миграции позволило впервые получить корректные оценки её скоростных и структурных характеристик. Установлено трехслойное строение осадочного чехла, содержащего толщу рыхлых отложений, толщу литифицированных пород и переходную зону между ними. Горизонтальные скорости, найденные по преломленным волнам возрастают от 1.5 км/с в рыхлых осадках, до 1.75 км/с в переходной зоне, в то время как средняя вертикальная скорость во всём этом комплексе составляет 1.6–1.63 км/с. Средняя вертикальная скорость в слое литифицированных пород (над акустическим фундаментом) равна 2.2 км/с, а горизонтальная скорость, найденная по преломлённым волнам, около 2.35 км/с.

Для изучения свойств консолидированной земной коры (как части среды ниже акустического фундамента) использованы возможности имеющейся обрабатывающей системы. Они включают в себя вычитание регулярных волн-помех и локальное суммирование полезных волн. На выходе процедуры локального суммирования имеются годограф и его первая производная (а значит и кажущаяся скорость), а также амплитудная кривая выбранной целевой волны. Все вместе это позволяет надёжно выделять начальные точки преломлённых волн (волны от слоя 3 и мантийной волны). Знание параметров (времена и кажущиеся скорости) начальных точек и простая модификация способа определения среднеквадратичных скоростей по начальным точкам позволяют найти средние по вертикали скорости в слоях консолидированной коры.

В результате проведенной обработки материалов ГСЗ-96 получены вертикальные (пластовые) скорости в слоях 2 и 3 (5.2 км/с и 6.8 км/с). При этом горизонтальные кажущиеся скорости в верхней части слоя 2 составляют 3.8–4.0 км/с, а граничная скорость для слоя 3 – около 6.75 км/с (см. рисунок, (А)). При обработке и интерпретации мантийных волн установлено наличие переходной зоны между корой и мантией.

Дно моря вдоль профиля ГСЗ-96 слабо погружается с запада на восток с 3475 м до 3520 м. В районе постановки ДСС 3 расположена погребенная вулканическая постройка, на склонах которой выклинивается нижний горизонт чехла. Значительная криволинейность границ не позволяет проводить корректную обработку материалов ДСС 3; для этой станции определены только параметры верхней части разреза.

На рисунке (Б) представлен глубинный скоростной однороднослоистый разрез земной коры Центральной котловины, построенный с учетом результатов кинематической миграции.

Применение новой технологии обработки и интерпретации данных ГСЗ позволило получить корректные оценки параметров среды. Установлено наличие анизотропии скоростей во всех слоях коры. Слои 2A и 3B



Динамический временной (А) и глубинный (Б) разрезы земной коры Центральной котловины. Значения глубин (Z, км) вычислены относительно поверхности моря; значения временной шкалы (T, сек) соответствуют времени пробега отраженных волн (положение приемника приведено к поверхности моря). Цифры на разрезах – величины пластовых и граничных (в квадратных скобках) скоростей продольных волн. М – граница Мохоровичича. В фигурных скобках – индексы слоев коры. Сплошными линиями показано установленное, а пунктиром – предполагаемое положение границ разреза

являются выпадающими из первых вступлений волнового поля. По мощности (12.0–12.5 км) и скоростным параметрам кора Центральной котловины относится к океаническому типу.

Литература

1. Зверев С.М., Тулина Ю.В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971. 286 с.

2. *Hirata N., Karp B.* et. al. Oceanic Crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the Japan-USSR Expedition // Geophysical Research Letters, 1992. V. 19, No. 2. P. 2027–2030.

3. Sato T., Shinohara M., Karp B.Y., Kulinich R.G., and Isezaki N. P-wave velocity structure in the northern part of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // Earth Planets Space, 2004. V. 56. P. 501–510.

4. Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н. Строение земной коры по сейсмическим данным // Дальневосточные моря России. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 26–47.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ И ЯПОНСКОГО МОРЯ

А.А. Пугачев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

В структурном отношении Южное Приморье относится к области позднепалеозойской складчатости с наложенными мезозойскими впадинами (подзонами) и подразделяется на Западно-Приморскую и Южно-Приморскую зоны, в каждой из которых выделяется несколько более мелких подзон [1]. Эта область на севере граничит с Ханкайским, а на западе с Сино-Корейским массивом, сложенными докембрийскими метаморфическими образованиями. Одной из проблем геологического строения Южного Приморья является выяснения наличия блоков докембрийских метаморфических пород в структурах ее Западно-Приморской и Южно-Приморской зоны. Небольшие выходы метаморфических пород встречаются на побережье Японского моря и в материковой части этой области. Среди них выделяются докембрийские и силур – девонские образования. Однако условия их метаморфизма, время его проявления и сравнение с метаморфическими образованиями прилегающих метаморфических комплексов не проводилось или проводилось в очень ограниченной степени. И поэтому решить эту проблему на основе имеющихся отрывочных материалах не представляется возможным. В Южном Приморье имеются выходы метаморфических пород на островах Русском, Путятин, Аскольд (путятинская свита) и на полуострове Трудный. Эти породы недостаточно изучены, в частности, не определены условия их образования, тип метаморфизма (региональный или контактовый), во многих случаях возраст, структурное и стратиграфическое положение, а также их петрогеохимические особенности.

Метаморфические породы позднего протерозоя (рифея).

В Южно-Приморской и Западно-Приморской зонах установлены регионально-метаморфизоваиные породы, в виде блоков и ксенолитов в интрузивах породах: габброидах, габбро-диоритах, гранитах, которые с различной степенью достоверности относятся к позднему протерозою. Они представлены в основном биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, гнейсами и мигматитами.

В бухте Авангард на мысе Пашинникова установлены блоки и ксенолиты гранатовых амфиболитов в тафуинских гранитах. Определение абсолютного возраста роговой обманки гранатового амфиболита дало цифру 622 млн. лет. [2]. По составу это биотит-цоизит-кварц-амфиболгранатовая метаморфическая порода с неявновыраженной сленцеватой текстурой. Биотит представлен листоватыми зернми около 0,4 мм, составляет около 5% основной массы. По биотиту развивается мускавит. Амфибол представлен роговой обманкой, размером до 1,4 мм около 30%. Во включениях кварц. Гранаты представлены гроссуляр-адродитовым рядом. Около 30% от все породы. Размер более 2-х мм. Акцессорные: ксенотим (?), сфен имеет идиоморфные кристаллы до 0,1мм. Цоизит имеет удлиненные кристаллы с явной спайностью по одному направлению. Составляет около 10% общей массы. Размерность до 0,4 мм. Структура нематобластовая, гранобластовая, порфиробластовая, пайкилобластовая. На микрозонде опредлен состав некоторых минералов, любезно предоставленный сотрудником ДВГИ И. А. Тарариным (см. таблицу).

	Av-1						Av-3				
	Gr	Hb1	Hb ²	Pl	Ер	Or	Gr ¹	Gr ²	Hb	Pl	Sph
SiO ₂	37,45	40,35	40,44	56,40	38,50	65,55	37,95	38,41	40,79	57,70	30,41
TiO ₂	0,11	0,39	0,39	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12	0,75	0,00	36,75
Al ₂ O ₃	21,61	16,23	17,33	27,85	28,25	18,63	21,90	21,53	14,81	26,73	3,16
FeO	24,74	22,90	21,55	0,23	8,11	0,57	25,03	25,20	21,89	0,06	0,69
MnO	3,44	0,15	0,06	0,00	0,01	0,00	3,50	3,34	0,18	0,00	0,00
MgO	0,74	5,20	4,60	0,00	0,00	0,00	0,86	0,93	5,16	0,00	0,00
CaO	12,77	11,92	11,77	9,52	23,64	0,01	12,21	12,52	11,82	8,78	28,27
Na ₂ O	0,04	0,74	1,30	6,50	0,02	0,39	0,02	0,00	1,28	6,32	0,03
K ₂ O	0,04	1,58	1,61	0,13	0,02	15,71	0,03	0,03	1,59	0,16	0,03
Сумма	100,94	99,46	99,05	100,63	98,55	100,86	101,54	102,08	98,27	99,75	99,34

Рентгеноструктурный анализ образцов м.Пашинникова

По амфибол-плагиоклазовому парагенезису предварительно определены условия метаморфизма температура порядка 600° С и давление 2 кбар.

В районе Находкинского перевала установлены выходы кварцбиотит-серицитовых сланецев, темно-серых метапесчаников и выветрелых среднезернистых разгнейсованных гранитов с прожилками кварца до 20 см. Аналогичные породы развиты в 2-х км на восток от Находки, где они переслаиваются с песчаниками. В Муравьевско-Дунайской зоне выделена сланцевая толща. Она слагает небольшие блоки и тектонические пластины среди мезозойских образований и представлена эпидотовыми, эпидот-гранатовыми, гранатбиотитовыми сланцами, содержащими горизонты полосчатых амфиболитов, кварцитов и магнетит – гранатовых пород [1].

Так же сланцевая толща выделена на п-ове Дунай. В её составе существенный объем составляют сильно рассланцованные вулканомиктовые средне-крупногалечные конгломераты, в переслаивании с которыми находятся разнообразные сланцы – амфибол-хлоритовые, амфиболхлорит-карбонатные, серицит-хлоритовые, биотитовые, кордиеритбиотитовые. [1].

На острове Русский метаморфические породы развиты в западной его части в бухте Рында. Коренные обнажения протягиваются вдоль бортов бухты на 350 м. а также найдены между м. Кошелева и м. Игнатьева. Представлены они тонкоплойчатыми темно-серыми, иногда черными сланцами, прорванными среднезернистыми кварц-полевошпатовыми гранитами.

В Западно-Приморской зоне наблюдаются выходы небольших блоков метаморфических пород, отнесенных позднему рифею. Это кубанская толща, сусловский комплекс, и новгородский комплекс динамометарорфитов.

Кубанская толща распространена на юге Западно-Приморской зоны в бассейнах рек Цукановка и Виноградная, в тектонических блоках линейной формы площадью 8 км², а также на мысе Суслова – в виде останца габбро сусловского комплекса. В 2-х км от Краскино на север в правом борту карьера находится коренной выход слюдяных сланцев, а также тонкоплойчатых серых кварцитов. Возраст амфиболитов (U-Pb метод) кубанской толщи 690 млн. лет [3]

Новгородский комплекс представлен сланцами биотит амфиболовыми, амфибол-хлорит-эпидотовыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми, серицит-хлоритовыми, кварцитосланцами, миланитами, бластомиланитами.

Породы, относимые к силур-девону.

Путятинская свита установлена островах Путятин и Аскольд и на полуострове Дунай. На острове Путятин представлена зелеными изменёнными порфирами и роговиками, переслаивающими гравелитами [1]. А на острове Аскольд биотитовыми роговиками и метаморфизованными конгломератами. [4].

На полуострове Дунай и мысе Майделя она представленна: чередующимися горизонтамитемно-зеленых рассланцованных метапорфиров, встреченна пачка желтовато-розовых сильнометаморфизованных туфопесчанников и серых кремнистых сланцев. Кроме того, метаморфические породы встречаются в правом борту бухты Безымянная они представлены биотитовыми сланцами, а в центральной части бухты Веселкина развиты очковые гнейсы и филиты.

Вся свита отнесена к силуру – девону, т.к. не похожа на известные в Приморье протерозойские отложения и прорвана гранитами и анненскими габброидами, имеющими абсолютный возраст 315 млн. лет, и несогласно перекрыта нижнепермской дунайской свитой. Общей характерной особенностью структур крупных блоков метаморфических пород является их северо-западное простирание, характерное для протерозойских толщ Ханкайского массива, тогда как осадки палеозоя и мезозоя Южно-Приморской зоны смяты в складки северо-восточного простирания. [2]

Таким образом, на побережье Южного Приморья широко развиты метаморфические породы различного состава и степени метаморфизма. Наблюдается их сходство с метапородами Ханкайского массива Приморья и прилегающей акватории Японского моря.

В Японском море метаморфические породы установлены в районе Северного замыкания Центральной котловины на подводных возвышенностях Витязя и Алпатова.

Их характеристика приведена по данным Е.П. Леликова [5]. Среди метаморфических пород встречаются: метаэффузивы, метабазиты, превращенные в микросланцы и амфиболиты, альбит-биотит-хлоритовые сланцы, хлорит-альбит-мусковит-карбонатные.

По соотношению щелочных и щелочно-земельных металлов породы побережья Японского моря относятся к натрово-кальциевому (Na/K = 1,05–3,09; Ca/Mg = 1,19–3,63), а породы Северного замыкания Центральной котловины к натрово-магнезиальному (Na/K = 4,19–30,39; Ca/ Mg = 0,61–0,93). Все они характеризуются умеренной железистостью (0,1–0,51) и низким коэффициентом глиноземистости (0,37–0,71). По соотношения суммы натрия и калия к окиси кремния породы возвышенностей Витязя и Алпатова относятся к базальтам, образцы с острова Русский – базальтовым андезитам, а породы мыса Пашинникова к андезитам и дацитам.

Всем изученным породам свойственны высокие концентрации легких редкоземельных элементов и низкие содержания тяжелых, что выражается в высоких La/Sm (2,78–5,32), La/Yb (6,13–23,54) отношениях и резко фракционированном спектре распределения редкоземельных элементов (REE). Также наблюдается отрицательная европиевая аномалия, что может свидетельствовать об их образовании на коре континентального типа. Определен исходный состав метаморфических пород некоторых береговых структур и Японского моря при помощи диаграммы А. Н. Неелова. По соотношению глиноземистого модуля ($a = Al_2O_3$ ат. кол./SiO₂ ат. кол.) и суммы окислов ($b = FeO+Fe_2O_3+MnO+MgO+CaO$). [6]. Исходными породами для метаморфических пород возвышенностей Витязя и Алпатова и плато Ямато являются в основном пелитовые, карбонатистые и железистые аргилиты, в меньшей степени алевропелитовые аргилиты и полимиктовые алевролиты. Так же метаморфические породы возвышенностей Витязя и Алпатова явно делятся на 2 группы по исходному составу одни являются исходно терригенными, а другие исходно вулканическими. Породы плато Ямато занимают как бы промежуточное значение между этими группами.

Литература

1. Геология СССР, Том 32. Приморский край. М.: «Недра». 1969. 695 с.

2. Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье // ДАН СССР. Т. 190. № 6, 1970.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. (Третье поколение). Дальневосточная серия. Лист К-52, 53 Владивосток. Объяснительная записка. Санкт-Петербург. 2011. 332 с.

4. *Леликов Е.П.* Остров Аскольд: геологическое строение и золотоносность// Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 198–204.

5. *Леликов Е.П.* Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана/ Е.П. Леликов. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. С.168

6. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. Интерпретация геохимических данных. Москва. Интернет Инжиниринг. 2001. 288 с.

ПРИМЕНЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНА ОБРУЧЕВА В КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГЕ

Ю.И. Блох¹, В.И. Бондаренко², А.С. Долгаль³, П.Н. Новикова³, В.А. Рашидов⁴, А.А. Трусов⁵

¹Государственная геологоразведочная академия, г. Москва,??? ²Костромской государственный университет им. А.Н. Некрасова, ³Горный институт Уральского отделения РАН, ⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, ⁵ЗАО «Геофизическое научно-производственное предприятие Аэрогеофизика» rashidva@kscnet.ru

В течение десяти лет нами развиваются технологии комплексной интерпретации данных геофизических исследований подводных вулканов Охотоморского склона Курильской островной дуги (КОД) [1–5]. В настоящее время идет модернизация существующего интерпретационного комплекса за счет применения новых современных элементов [6].

Одним их подводных вулканов КОД, исследованных в 17-м рейсе НИС «Вулканолог» и изученных с помощью оригинальной авторской технологии явился вулкан Обручева [5], названный в честь крупнейшего отечественного геолога академика В.А. Обручева [7].

Подводный вулкан Обручева возвышается над дном моря на 2200 м, имеет размеры основания на уровне дна – 11×15 км и довольно правильную конусовидную форму (рис. 1).

Вулкан и расположен в 50 км к север-северо-западу от о-ва Броутона. В каталог «Подводных вулканов и гор Курильской островной дуги» он вошел под номером 6.2 [8].

Объем вулканической постройки ~ 400 км³, а крутизна склонов вулкана возрастает от основания к привершинной части от 6 до 25°.

По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) установлено, что подножие вулкана перекрывается осадками мощностью до 500–600 м, размер погребенного под осадками основания постройки – 20×24 км, а полная высота – 2700–2800 м.

Подводный вулкан Обручева расположен в области слабоотрицательного аномального магнитного поля. Минимальное значение маг-



Рис. 1. Фрагмент профиля НСП через подводный вулкан Обручева

нитного поля (около -220 нТл) приурочено к север-северо-восточному склону, максимальное (до 30 нТл) – к привершинной части постройки с небольшим смещением к югу, то есть в целом эта часть постройки имеет прямую намагниченность. Размах аномалии, приуроченной к привершинной части постройки – 150–180 нТл, а полная амплитуда аномалии ~ 250 нТл.

В привершинной части подводного вулкана Обручева выполнено три станции драгирования в интервале глубин 960–1350 м и поднят разнообразный по составу материал [8]. В драгах преобладают пропилитизированные андезиты и дациандезиты. На вершине вулканической постройки опробованы разнообразные интрузивные и вулканогенноосадочные пород, которые, вероятно, является результатом ледового разноса. Диапазон изменения естественной остаточной намагниченности горных пород, драгированных в рейсе НИС «Вулканолог» – (0.02–0.42) А/м, магнитной восприимчивости – (0.04–30.77)×10⁻³ ед. СИ, а фактора Кенигсбергера – 0.15–19 (таблица).

На вулкане Обручева в 21-м рейсе НИС «Пегас» подняты единичные образцы гидротермальных эффузивов и туфобрекчий, с редкой вкрапленностью самородной серы, которые, по мнению авторов работы [9] связаны с фумарольной деятельностью вулкана.

Порода	Кол-во образ-	Остаточная ченность.	намагни- Jn, А/м	Магнитная во вость, æ·1	сприимчи- 10 ⁻³ СИ	Q-фактор		
	цов	диапазон	ср. зн.	диапазон	ср. зн.	диапазон	ср.зн.	
Граниты	6	0.02-0.29	0.13	0.04-19.94	11.60	0.15-0.35	0.3	
Андезиты	5	0.09-0.42	0.37	0.07-30.77	28.49	0.08–19	12	

Магнитные свойства пород подводного вулкана Обручева

Последовательное применение современных интерпретационных технологий позволило провести комплексную интерпретацию данных, полученных в 17 рейсе НИС «Вулканолог».

На первом этапе применение интегрированной системы СИНГУ-ЛЯР позволило выделить субвертикальное положение подводящих каналов и наличие на глубинах 3700–4200 м застывшего магматического очага [5].

На втором этапе 3D моделирование с помощью пакета СИГМА-3D, показало, что наиболее намагниченной является привершинная часть вулканической постройки.

На третьем этапе с помощью интерпретационной томографии выделены контуры крутопадающей положительной аномальной зоны, протягивающейся от вершины вулканической постройки, где наблюдаются наиболее высокие значения поля, до глубины ~ 3 км (рис. 2).

На четвертом этапе решение смешанной обратной задачи магниторазведки (O3M) монтажным методом позволило выделить крутопадающий аномалиеобразующий объект с вертикальной намагниченностью ~ 1 А/м, направление которой отличается приблизительно на 8° от направления нормального магнитного поля Земли в районе КОД (рис. 2).

В настоящее время мы наращиваем усилия по вовлечению в комплексный анализ результатов спутниковой интерферометрической радарной альтиметрии, с помощью которой можно определять гравитационные аномалии Фая на океанах и морях [6]. Сейчас точность таких определений близка к 1 мГал для полуволны пространственного разрешения в 7 км [10]. Подводный вулкан Обручева четко выделяется по этим данным локальной гравитационной аномалией, а особые точки функции, описывающей ее, приурочены к вершине вулкана. Для анализа глубокозалегающих частей подводной постройки, очевидно, необходимо ввести поправки и перейти к аномалиям Буге, что нам еще предстоит сделать.

По мнению японских коллег, ранее выполнивших гидромагнитную съемку подводного вулкана Обручева [11], он имеет меловой возраст. Однако, учитывая результаты наших геолого-геофизических и геоморфологических исследований и то, что в пределах вулканического пояса Боль-



Рис. 2. Интерпретационная томография и решение ОЗМ для подводного вулкана Обручева

шой Курильской гряды отсутствуют вулканогенные образования древнее неогена [12], меловой возраст постройки, маловероятен и, скорее всего, она образовалась в неогене.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 15-05-02955-а и 15-05-01823-а).

Литература

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012. № 2. С. 58–66.

2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Современные интерпретационные технологии при комплексном моделировании подводного вулкана Макарова (Курильская островная дуга) // Геоинформатика. 2012. № 4. С. 8–17.

3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., *Трусов А.А.* Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 77–85.

4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 27–40.

5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Геофизические исследования подводного вулкана Обручева (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 42-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского (г. Пермь, 26–30 января 2015 г.). Горный ин-т УрО РАН, Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 21–23.

6. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Новые информационные технологии геофизического изучения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 42-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского (г. Пермь, 26–30 января 2015 г.). Горный ин-т УрО РАН, Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 18–21.

7. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.

8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пущаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.

9. Корнев О.С. Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф. и др. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС «Пегас» (21-й рейс) // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 36–51.

10. Sandwell D.T., Garcia E., Wessel P., Chandler M.T., Smith W.H.F. Toward 1-mGal accuracy in global marine gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1 // The Leading Edge. 2013. No. 8. P. 892–899.

11. *Yasui M., Hashimoto Y., Ueda S.* Geomagnetic and Bathymetric Study of the Okhotsk Sea – (1) // Oceanographical Magazine. 1967. V. 19. № 1. P. 73–85.

12. *Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХИЙ ОКЕАН

А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, Н.А. Сергеева

Геофизический центр РАН, rodnikov@wdcb.ru

В статье рассматривается применение геодинамических моделей глубинного строения литосферы для изучения неоднородностей земной коры и верхней мантии Земли. В качестве полигона исследования выбрана переходная зона от Евразийского континента к Тихому океану. С помощью геодинамических моделей выделены древние и молодые субдукционные зоны, астеносферные диапиры, содержащие магматические очаги и другие структурные неоднородности литосферы. Построение геодинамических моделей литосферы является основой для изучения глубинного строения регионов исследований, выделения областей природных катастроф и районов распространения полезных ископаемых.

На основе геодинамических моделей, построенных для окраинных морей переходной зоны, установлено [1], что отличительной особенностью глубинного строения этой акватории является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обусловливают формирование структур земной коры. Распространение астеносферы в верхней мантии переходной зоны подтверждается томографическими исследованиями. В формировании астеносферы значительную роль играли субдукционные процессы. Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми изученными глубоководными котловинами окраинных морей. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют собой области генерации новой океанической коры и литосферы.

Рассмотрим геодинамическую модель, построенную для переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану в регионе Филиппинского моря вдоль геотраверса (рис. 1).

В регионе Филиппинского моря наблюдаются, как и в других окраинных морях переходной зоны, определенные соотношения между глубинным строением верхней мантии и строением поверхностных геологических структур. Чем выше уровень залегания астеносферы, тем



Рис. 1. Геодинамическая модель глубинного строения региона Филиппинского моря. Вверху – карта-схема расположения геотраверса, ниже – распределение измеренных значений теплового потока вдоль профиля. 1 – очаги землетрясений; 2 – механизмы очагов землетрясений; 3 – разломы; 4 – глубинные температуры по геотермическим данным; 5 – поверхность Мохо; 6 – геологические слои и их возраст; 7 – границы по сейсмическим данным (Vp – скорости продольных волн, Vs – скорости поперечных волн); 8 – водный слой. Горизонтальные стрелки указывают направление движения геологических структур

большая плотность теплового потока и моложе возраст формирования глубоководных котловин и осадочных впадин [2]. Марианскому трогу с современной тектономагматической активностью соответствует глубина залегания астеносферы 10 км, миоценовой котловине Паресе-Вела – 30 км, а эоценовой Западно-Филиппинской котловине – 50–80 км. В Северо-Китайской равнине с ее нефтегазоносными осадочными бассейнами, активизированной в кайнозойское время, уровень залегания астеносферы расположен на глубине 50–70 км. Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность с образованием сульфидов [1, 2].

Активные континентальные окраины переходной зоны, включающие в себя шельф, континентальный склон и глубоководные желоба, являются главными областями лавинного осадконакопления. В пределах этих областей существуют крупные ловушки осадконакопления, где скорости отложения осадков и их мощности очень велики. Кроме того, изучение глубинного строения желобов вблизи островных дуг дает возможность выделить области быстрого погружения (зоны субдукции) океанических плит под островные дуги. Осадки, рыхлые или плотные, могут вовлекаться в субдукцию благодаря наличию структур горстов и грабенов, развивающихся на поверхности погружающейся плиты. Скорость погружения океанической плиты под островные дуги также очень велика – достигает несколько десятков миллиметров в год.

Построение геодинамических моделей глубинного строения литосферы дает возможность выделить участки распространения полезных ископаемых, связанных с астеносферными диапирами. На рис. 2. показано глубинное строение переходной зоны и распространение залежей сульфидов.

Изолинии с цифрами показывают глубину до астеносферных диапиров. В глубоководных котловинах и междуговых трогах выделены



Рис. 2. Астеносфера гидротермальные проявления в коре [3]. 1 – гидротермальные проявления (сульфиды); 2 – глубоководные котловины (цифры - глубина до астеносферы); 3 рифты; 4 – время формирования котловин (млн. лет); 5 – контуры астеносферы. При подъеме астеносферы к коре происходит образование рифтовых структур, излияние магмы, сопровождаемое гидротермальными проявлениями с формированием сульфидов

рифтовые структуры, время образования которых в млн. лет показано цифрами. Гидротермальные процессы с сульфидными проявлениями отмечены кружками. Изучение глубинного строения переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану позволило выделить участки земной коры, где разогретая магма астеносферных диапиров, насыщенная флюидами, близко подходит к земной коре. Это приводит к разрыву сплошности литосферы, растяжению земной коры, активным гидротермальным процессам и формированию сульфидов железа, цинка, свинца, серебра и меди. К таким районам относятся в настоящее время современные задуговые впадины и междуговые троги островных дуг. Анализ геотектонической обстановки приводит к выделению древних залежей полезных ископаемых, ныне перекрытых морскими осадками, к которым относятся рифтовые структуры глубоководных котловин окраинных морей. Установлена взаимосвязь: апвеллинг астеносферы – магматические очаги в коре – рифтовые структуры – излияния толеитов – гидротермальная деятельность – образование сульфидов «черных и белых курильщиков».

Литература

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.

2. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб. Отв. ред. А.Г. Родников, Н. Иседзаки, Ц. Сики, С. Уеда, Лю Годун. М.: Наука, 1991. 150 с.

3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Геодинамические процессы и минерагения переходной зоны Евразия – Тихий океан // Материалы II Школысеминара «Гординские чтения», ИФЗ РАН, Москва. 2012. С. 175–178.
ОСАДОЧНЫЕ ВОЛНЫ НА ШЕЛЬФЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО)

А.Н. Самченко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, samchenco@poi.dvo.ru

Изучение морфологии рельефа прибрежной зоны Японского моря имеет научное и прикладное значение в плане проведения инженерностроительных работ на шельфе, укладки трубопроводов и телекоммуникационных сетей по дну моря. В мировой литературе освещены вопросы формирования осадочных волн (рифели) [3]. Формирование осадочных волн, по литературным данным [3], происходит за счет гидрофизических процессов, исторического изменения уровня моря и за счет крипа (сползание грунта на крутых склонах).

Залив Петра Великого расположен в северо-западной части Японского моря и является самым крупным заливом Японского моря, его площадь равна примерно 9000 км². Береговая линия залива Петра Великого изрезана многочисленными бухтами и шестью заливами, один из которых залив Посьета. В заливе Посьета наиболее детально проведен анализ батиметрических, сейсмоакустических и гидрологических данных. Дно залива Петра Великого достаточно ровное и в целом характеризуется уклоном 6–7° до 150 м. Залив ограничен с моря береговым склоном с уклоном до 30° с глубины 150 м до глубин порядка 2500 м.

В 2009–2010 гг. были проведены батиметрические исследования эхолотом GARMIN Fishfinder 400С на участке шельфа размером 400 км² в заливе Петра Великого Японского моря [1, 2]. Большая часть исследуемого участка шельфа географически относится к внутреннему заливу Посьета. В 2008 г. на данном участке также проводились сейсмоакустические исследования с помощью 3,5 КГц профилографа "GeoPulse Subbottom Profilier" (Великобритания), методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) [6]. Максимальная глубина проникновения сигнала НСП составила порядка 40 м. Достаточно подробно изучена структура осадков и фаций в заливе Петра Великого и в частности в заливе Посьета различными исследователями [4]. Кроме того, были проведены литологические работы геологической трубкой ГОИН длиной 1,5 м в 2008–2009 гг. на участке шельфа, где проводились сейсмоакустические работы [6]. Всего было реализовано 12 станций пробоотбора донных отложений трубкой.

В рельефе дна исследуемого участка шельфа в заливе Петра Великого Японского моря прослеживаются осадочные волны (рифели) на профилях НСП и по данным батиметрической съемки (см. рисунок) [1, 6]. По некоторым признакам, которые описаны в работе [3], по данным НСП выделены именно осадочные волны на исследуемом участке, а не гравитационные или оползневые крипы (складки). Зафиксированные осадочные волны (рифели) имеют различные высотные характеристики от полуметра до восьми метров. Микрорифели с высотой порядка одного метра имеют широтную направленность и встречаются на всей изученной акватории, рифели с высотами от 2 до 8 м встречаются на глубинах 50-70 м вытянуты с северо-востока на юго-запад, имеют форму дуг. Также в рельефе дна исследуемого участка выделяются объекты с вертикальными высотами более 8 м – это вал, протянувшийся от мыса Гамова до о-ва Фуругельма и впадина в центре залива Посьета (см рисунок). Формирование микрорифелей и рифелей с амплитудой первых метров, по всей видимости, связано с современными морфолитодинамическими процессами вызванными гидрофизическими явлениями. Образование наиболее крупных форм рельефа могло произойти в процессе нескольких гляциоэвстатических колебаний уровня моря в позднем плейстоцене и голоцене [1, 5].

Формирование рифелей с высотами 2–8 м в заливе Петра Великого, по всей видимости, связано с гидрофизическими процессами, а именно с разрушением внутренних волн на глубинах 40–100 м. Вблизи п-ва Гамова количество рифелей достигает семи, где наиболее активно происходит разрушение внутренних волн, расстояние между вершинами холмов порядка 500–700 м, высота рифелей от 2–6 м (см. рисунок, X1). К острову Фуругельму количество рифелей уменьшается до 2–3, расстояние между вершинами холмов составляет порядка 800–1000 м (см. рисунок, X3), и вблизи острова плавно переходит в вал высотой 6–8 м. Кроме того, рифели с высотами от 4 м до 8 м фиксируются на сейсмограммах НСП на всем протяжении залива Петра Великого [4], расположены они на глубинах от 50 м до 100 м, их количество может достигать восьми на одном разрезе. Рифели в центральной части залива Петра Великого одиноко стоящие с большим расстоянием между вершинами холмов, протяженность самих холмов около 500–600 м.



Исследуемый участок в заливе Петра Великого. В левом верхнем углу вставка: сейсмический профиль НСП. На профиле показаны осадочные волны

В заливе Петра Великого выделяется четыре типа фациальных условий формирования донных отложений: лагуно-бухтовые, подводного берегового склона, внутреннего и внешнего шельфа [4]. На изобатах 50–60 м, где нами выделены рифели, проходит условно граница между фациальными условиями формирования осадков внешним и внутренним шельфом. Фацию внутреннего шельфа составляют галечники, гравийники, псаммиты, алевриты и миктиты. Тип осадков залива Петра Великого приведен по классификации, разработанной в ТОИ ДВО РАН [4]. На внешнем шельфе с глубинами 60–80 м мелкозернистые отсортированные псаммиты переходят в плохо сортированные средне – и крупнозернистые псаммиты с примесью гравия, гальки.

В результате лабораторных исследований проб донных отложений в заливе Посьета плотность осадков составила 1.2–2.2 г/м³, при вариациях абсолютной влажности 35–125 % [6]. Донные осадки в заливе Посьета представлены в основном среднезернистыми и мелкозернистыми псаммитами, в северо-восточной части залива (у побережья п-ва Гамова) часто с ракушечным детритом. Преобладает фракция мелкозернистых псаммитов (0.25–0.1 мм). Практически отсутствует фракция крупнозернистых псаммитов (1–0.5 мм). Выделяются две зоны с различными плотностными характеристиками и литологическим составом донных осадков: зона высокого содержания среднезернистых фаций, осадки зеленовато-серые, распространенны во внутренней части залива Посьета и зона повышенного содержания мелкозернистой фации по борту залива, осадок желтовато-серый.

Анализ сейсмических профилей НСП, проведенных в 2008 г. в заливе Посьета [6], показывает, что акустический облик и характер залегания осадочного чехла на площади исследований различен. На сейсмических разрезах выделены три сейсмических фации (СФ) и оконтурены районы их распространения. Отложения СФ 1 распространены в северной части полигона и приурочены к отложениям канала, расположенного вблизи береговой черты у п-ва Гамова, по которому осадки выносятся из западной части залива Посьета в глубоководные части шельфа. СФ 1 представлена преимущественно мелкозернистыми песками. СФ 2 имеет наибольшее распространение, наблюдается на участках морского дна с глубинами от 35 до 55-70 м, отложения данной фации представлены среднезернистыми песками. СФ 3 распространена в южной части полигона и встречена на участках морского дна с глубинами более 55-70 м, представлены мелкозернистым песком, иногда с присутствием илистой фракции. Переход от отложений СФ 2 к СФ 3 часто сопровождается заметным уменьшением интенсивности отраженного сигнала, что может свидетельствовать об достаточно коротком расстоянии, на котором происходит смена размера частиц песка (от среднезернистого до мелкозерностого), появлении илистой компоненты, и как следствие, резком изменении физических свойств донных осадков.

В заливе Петра Великого на протяжении нескольких лет проводятся гидрологические работы, в том числе с использованием стационарных автономных термогирлянд и гидрологических зондов (см. рисунок) [7]. Результаты гидрологических работ показывают, что на глубинах 40–60 м активно разрушаются внутренние волны. Таким образом, наибольший вклад в образование осадочных волн в заливе Петра Великого, расположенные на глубинах 40–60 м, скорее всего, оказало влияние гидрофизических процессов, а именно разрушение внутренних волн.

Литература

1. Коротченко Р.А., Самченко А.Н., Ярощук И.О. Применение статистических методов в изучении рельефа шельфовой зоны залива Посьета (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2011. № 6. С. 54–59.

2. Коротченко Р.А., Самченко А.Н., Ярощук И.О. Пространственно-временной анализ геоморфологии океанического дна залива Петра Великого Японского моря // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 538–545.

3. *Левченко О.В., Росляков А.Г., Поляков А.С.* и др. Новые данные об осадочных волнах на западном континентальном склоне Каспийского моря // ДАН. 2008. Т. 420. № 4. С. 537–542.

4. Лихт Ф.Р., Астахов А.С., Боцул А.И. и др. Структура осадков и фаций Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1983. 286 с.

5. *Марков Ю.Д.* Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1983. 128 с.

6. Самченко А.Н., Карнаух В.Н., Аксентов К.И. Геолого-геофизические исследования верхней части осадочного чехла и геоакустическая модель шельфа залива Посьета (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 65–75.

7. *Ярощук И.О., Леонтьев А.П., Кошелева А.В.* и др. Экспериментальные исследования внутренних волн в прибрежной зоне Японского моря // Подводные исследования и робототехника. 2013. № 1. С. 37–44.

ГЕОАКУСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В ШЕЛЬФОВЫХ ЗОНАХ (СОЗДАНИЕ И ПРИМЕНЕНИЕ)

А.Н. Самченко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, samchenco@poi.dvo.ru

Наиболее перспективным и интенсивно развивающимся в последние годы направлением исследования поля скорости звука в водном слое и геологии дна в мелководной среде стали акустические и сейсмоакустические методы. С точки зрения волновой акустики, формирование звукового поля в зоне океанского шельфа определяется волноводом – акустическими характеристиками водного слоя, донных отложений и горных пород их геометрических параметров. Обобщение, а также качественное и количественное описание последних, находит свое выражение в такой научной категории как геоакустическая модель [2, 10]. Важно отметить, что влияние параметров осадочной толщи на распространение звука увеличивается с уменьшением используемой частоты [3].

Изучение геоакустических свойств осадочной толщи и их параметров (условия залегания, мощности и т.п.), а также акустические свойства осадочных и скальных пород, имеет как научное, так и прикладное значение. Поскольку в шельфовой зоне активно введутся строительные работы, разведка и добыча полезных ископаемых. Хорошо известно, что знание акустических свойств осадков имеет определяющую роль при изучении распространения низкочастотного гидроакустического сигнала [3]. Кроме того, такой параметр, как затухание звука в среде играет большое значение на распространение акустического сигнала в шельфовой зоне океана [2, 4]. Проблема моделирования волновых полей низкочастотного источника в мелком море, когда кроме продольных могут наблюдаться и сдвиговые волны, довольно актуальна [1].

Решением задач построения геоакустической модели занимались многие исследователи. Одним из первых, наиболее полно кто дал определение, описал структуру геоакустической модели, а также предложил методики разработки моделей, является Гамильтон [10]. В его работах отмечается, что наилучшие результаты при обработке гидроакустических экспериментов, проводимых ВМС США, получались в том случае, когда в работе участвовали океанологи, геологи и геофизики. Под геоакустической моделью предлагается понимать такую модель реального морского дна, в которой основное место занимают экспериментально измеренные, экстраполированные и предсказанные значения важных для гидроакустики параметров, а также геофизические характеристики, влияющие на распространение звука [10]. Геоакустическая модель должна давать детальное строение реального морского дна. В работах Гамильтона довольно детально исследованы зависимости между акустическими свойствами (плотность, скорость и затухание продольных и поперечных волн) от гранулометрического состава, влажности и пористости донных отложений [10, 13]. Кроме того, изучены акустические характеристики рыхлых донных осадков в условиях приближенных к in situ.

Одним из первых, достаточно детально освященных в научной литературе гидроакустический эксперимент был крупномасштабный эксперимент на шельфе США «SWARM 1995» (Shallow Water Acoustics in Random Media), прошедший в 1995 г. в районе Среднеатлантического побережья [5]. Параметры осадочной толщи при интерпретации гидроакустического эксперимента были получены по данным геологогеофизических исследований «STRATAFORM», где проводился комплекс сейсмоакустических работ, и было проведено бурение [16]. Один из важных выводов гидроакустического эксперимента заключался в том, что до проведения исследований низкочастотных акустических полей крайне важно иметь общие, а лучше детализированные, модели акустических параметров геологических структур и гидрологической обстановке в месте проведения гидроакустического эксперимента [8]. При этом необходимые данные могут быть получены только в результате комплексного геолого-геофизического изучения дна интересующей акватории, а также, выяснения особенностей динамики вод и выполнение сопровождающих гидрологических работ во время эксперимента. Последующие крупномасштабные международные комплексные акустические и геофизические эксперименты проводились в 2001 и в 2004 гг. использовали разработанную методику построения геоакустических моделей дна шельфа Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей [8, 14]. А в 2006 г. гидроакустический эксперимент «SWARM 2006» сопровождался привлечением геолого-геофизических данных и геоакустическим моделированием дна исследуемого участка шельфа [7, 9, 15]. Акустические свойства рыхлых донных отложений на участке, где проводился эксперимент, были рассчитаны на основе методики Гамильтона.

В дистанционном исследовании и расчета акустических свойств рыхлых донных отложений существует два подхода - с помощью высокочастотных сейсмоакустических исследований и в результате анализа данных литологии осадка. Первый подход основан на данных высокочастотных сейсмоакустических исследований. С помощью обработки сейсмоакустических данных можно получить жесткость границы раздела сред, что дает возможность рассчитать акустические свойства в различных слоях [6, 9]. Большое количество лабораторных измерений акустических свойств на пробах рыхлых донных отложений различного гранулометрического состава в условиях приближенных к *in situ* позволило сформулировать ряд эмпирических зависимостей, с помощью которых можно рассчитать зависимость продольной скорости звука и плотности от гранулометрического состава проб и пористости донных отложений [10]. Поперечная скорость звука в рыхлых осадках имеет квазилинейную зависимость от продольной скорости звука [12]. Также необходимо учитывать, что с глубиной в толще осадков происходит изменение акустических характеристик за счет уплотнения среды [11].

Последующая коррекция модели может быть выполнена в процессе решения обратных гидроакустических и сейсмоакустических задач. При этом математическая обработка сейсмоакустических данных должна базироваться на численном моделировании процессов формирования звуковых волн в различных типах осадков. Предложенная в работе методика позволяет последовательно формировать как детализированные модели локальных районов, так и обобщенные геоакустические модели шельфов в целом. Нет сомнений, что такие модели должны быть основой гидроакустических и сейсмоакустических исследований мелководных морских областей дальневосточного региона.

Литература

1. Авербах В.С., Боголюбов Б.Н., Заславский Ю.М. и др. Применение сложных фазоманипулированных сигналов для сейсмоакустического зондирования грунта гидроакустическим источником // Акустический журнал. 1999. Т. 45. № 1. С. 5–12.

2. Акустика д
на океана. Под ред. У. Купермана и Ф. Енсена. М.: Мир, 1984. 456 с.

3. Акустика морских осадков. Под ред. Хэмптона Л., Житковского Ю.Ю. М.: Мир, 1977. 533 с.

4. Ефимов А.В., Ивакин А.Н., Лысанов Ю.П. Геоакустическая модель рассеяния звука дном океана, основанная на данных глубоководного бурения // Океанология. 1988. Т. 28. № 3. С. 371–375.

5. Apel J.R., Badiey M., Chiu C.-S., etc. An overview of the 1995 SWARM shallowwater internal wave acoustic scattering experiment // IEEE JOE. 1997. Vol. 22. No. 3. P. 465–500.

6. *Berkson J.M.* Measurements of coherence of sound reflected from ocean sediments // J. Acoust. Soc. Am. 1980. Vol. 68 (5). P. 1436–1441.

7. *Daves T.A., Austin J.* A., Lagoe M.B., Milliman J.D. Late quaternary sedimentation off New Jersey: New results using 3-D seismic profiles and cores // Marine Geology. 1992. Vol. 108. P. 323–343.

8. Denner W.W., Simmen J.A. ASIAEX – the history and status // The 2nd international workshop on acoustical engineering and technology. Harbin. China. Oct. 1999. P. 1–10.

9. *Goff J.A., Kraft B.J., Mayer L.A.* and etc. Seabed characterization on the New Jersey middle and outer shelf: correlatability and spatial variability of seafloor sediment properties // Marine Geology. 2004. Vol. 209. P. 147–172.

10. *Hamilton E.L.* Geoacoustic modeling of the sea floor // J. Acoust. Soc. Am. 1980. Vol. 68. P. 1313–1340.

11. *Hamilton E.L.* Sound velocity as a function of depth in marine sediments // J. Acoust. Soc. Am. 1985. Vol. 78. P. 1348–1355.

12. *Hamilton E.L.* Vp/Vs and poisson's ratios in marine sediments and rocks // J. Acoust. Soc. Am. 1979. Vol. 66. P 1093–1101.

13. *Hamilton E.L., Bachman R. T.* Sound velocity and related properties of marine sediments // J. Acoust. Soc. Am. 1982. Vol. 72(6). P. 1891–1904.

14. Lynch J.F., Tang D. Overview of Shallow Water 2006 JASA EL special issue papers // J. Acoust. Soc. Am. 2008. Vol. 24. No. 3. Pt. 2. EL. 63–66.

15. Nordfjord S., Goff J.A., Austin J. A., Sommerfield C.K. Seismic geomorphology of buried channel system on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions // Marine Geology. 2005. Vol. 214. P. 339–364.

16. *Richards A.* F. Atlantic Margin Coring Project 1976: Preliminary report on shipboard and some laboratory geotechnical data. U.S. Geological Survey Open-File Rep. 78–123. Dec. 1977.

ВЫДЕЛЕНИЕ ДЛИННОПЕРИОДНОЙ ВАРИАЦИИ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО НАПРЯЖЕНИЯ НА ПОДВОДНОМ КАБЕЛЕ JASC

С.С. Старжинский

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, starjinsky_ss@mail.ru

В Тихоокеанском океанологическом институте ДВО РАН с 1996 по 2005 гг. проводилась регистрация вариаций электрического напряжения с выведенного из эксплуатации подводного телекоммуникационного кабеля JASC (Japan Sea cable), пересекающего Японское море (рис. 1). Два морских заземления кабеля, вариации разности электрического потенциала между которыми регистрировались, располагались вблизи российского побережья у г. Находка и японского у г. Наоецу. Электроды заземлений размещались на глубине ≈15 м у российского побережья и 1.5 км у японского берега в точках с координатами (42°48' N, 132°48.7' Е) и (37°40.2' N, 137°58.8' Е), соответственно. Расстояние между заземлениями 718 км по дуге большого круга.

Исследование основывалось на записях вариаций естественного электрического напряжения с кабеля JASC полученных на временном интервале с 07.02.1997 по 21.10.2002 г. наиболее свободном от перерывов записи, вызванных пропаданием питающего напряжения. Синхронизируемая по GPS приёмнику, регистрация вариаций производилась с частотой взятия отсчётов 1 Гц и сохранением данных на магнитооптическом диске часовыми файлами. Для регистрации использовался цифровой мультиметр 7561 японского производства предоставленный проф. Х. Утада (H. Utada). Входное сопротивление прибора 1 гОм и разрешение 100 мкВ.

Как известно, наиболее интенсивные естественные электрические напряжения в кабеле наводятся вариациями магнитных полей магнитосферных и ионосферных токовых систем, течениями проводящей морской воды в постоянном магнитном поле Земного ядра [1]. Вариации электрического напряжения в кабеле U(t), наведённые этими источниками, будут маскировать значительно меньшие вариации могущие быть вызванными электромагнитными процессами в Земном ядре или эффектами от мощных землетрясений с эпицентрами вблизи места прокладки кабеля. Для



Рис. 1. Расположение подводного телекоммуникационного кабеля JASC. Глубины моря в м. + и – указывают полярность подключения заземлений к мультиметру

изучения этих малых по амплитуде вариаций напряжения в кабеле из наблюдённых данных выделялась некоррелируемая с магнитными вариациями на обсерватории составляющая. Для этого с сайта http://swdcwww. kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html были взяты среднечасовые значения вариации трёх компонент H_x , H_y , H_z геомагнитного поля на обсерватории Мемамбецу (MMB). По ним была вычислена горизонтальная компонента магнитной вариации H_p перпендикулярная простиранию кабеля, которая и использовалась в расчётах. Выделение некоррелированной части $U_n(t)$ осуществлялось с использованием выражения [3], [4]

$$U_n(t) = \operatorname{Re}\left\{\frac{1}{T}\int_{-\infty}^{\infty} \left(1 - G_{UH_p}(f)\right)^m \cdot S_U(f) \cdot e^{i2\pi f t} df\right\}.$$
 (1)

Здесь $S_U(t)$ – спектр Фурье исходной вариации, T – её длителность, $G_{UH_p}(f)$ – функция обычной когерентности между компонентами U и H_p [2], f – частота, t – время, i – мнимая единица, Re – реальная часть выражения, а m \geq 1 небольшое целое положительное число улучшающее селективные свойства фильтрации. Расчёты выражения (1) выполнялись с использованием алгоритма быстрого преобразования Фурье (БПФ) для получения спектров вариаций. Так как алгоритм БПФ требует, чтобы количество отсчётов в массиве удовлетворяло требованию $N = 2^k$, где k – целое положительное

число, то исходная реализация дополнялась нулями для увеличения её длительности получаемой при k = 17. Селективные возможности первого подынтегрального множителя в (1) повышаются с увеличением значения m, и для выбора оптимального значения производился счёт для значений m = 1...8. Авто и взаимные спектры определялись при использовании частотного интервала осреднения AV, содержащего 7–17 отсчётов спектров каналов. Необходимость выделения сигнала в низкочастотной области спектров ограничивала диапазон значений AV. Работоспособность алгоритма проверялась на контрольных примерах, содержащих синусоидальный сигнал в гауссовском шуме или добавленный к исходной реализации.

Процесс выделения временной электрической вариации приводится на рис. 2. В верхней части рисунка представлена исходная запись естественного электрического напряжения на кабеле JASC после вычитания из неё линейного тренда. В средней части рисунка на графике показаны временные вариации напряжения, полученные из (1) при значениях показателя степени m = 1, 4, 8 последовательно по мере смены цвета линий от серого к чёрному. Видно, что при *m* = 8 подавляется значительная часть вариаций исходной реализации и остаётся компонента, содержащая низкочастотную вариацию осложнённую высокочастотным шумом. Чтобы выделить низкочастотную (НЧ) вариацию полученная реализация была подвергнута НЧ цифровой фильтрации с частотой среза $f_c = 0.01$ цикл/день. Результаты фильтрации показаны на графике в нижней части рис. 2 светлой линией. Выделенная вариация представляет собой квазисинусоиду с амплитудой ≈10 мВ. В её спектре Фурье максимальное значение достигается на периоде 210 дней. Несколько меньшие амплитуды на протяжении двух последних периодов вариации могут быть обусловлены тем, что на этом временном интервале регистрации участились перерывы в записях, для устранения которых использовались интерполяционные процедуры. Так как применяемая процедура, выделения сигнала несколько уменьшает его амплитуду, учёт этого эффекта приводит к оценке амплитуды некоррелированной вариации напряжения на кабеле ≈20 мВ. Принимая это значение, предполагая, что выделенная вариация вызвана течением в Японском море, и зная величину постоянного геомагнитного поля в районе расположения кабеля, можно оценить скорость течения. Полученное значение скорости равно ≈0.7 мм/ сек. Скорости приливных течений в Японском море в области суточных S1 и полусуточных M2 периодов, рассчитанные по данным заякоренных станций Сеульского национального университета (http://cmdac.oce.orst.edu/) составляют 0.3, 0.7 см/сек, соответственно, и выдерживаются по всей толще воды. Полученная в эксперименте скорость течения на порядок ниже, но, учитывая, что она относится к гораздо более длительному периоду коле-



Рис. 2. Выделение некоррелируемой с магнитным полем электрической вариации на кабеле JASC. а – исходная вариация после удаления линейного тренда, б – некоррелируемые электрические вариации, полученные для значений показателя степени в (1) *m* = 1, 4, 8, показанные изменением градации цвета от серого к чёрному (соответственно), в – вариация, выделенная после НЧ фильтрации, показанная серым цветом на фоне вариации, рассчитанной при *m* = 8

баний вполне можно допустить, что выделенная вариация вызывается гравитационным приливом. В этом случае подводный кабель JASC может служить инструментом для регистрации низкоскоростных, длиннопериодных течений в Японском море, которые не могут быть в настоящее время измерены другими приборами из-за их ограничения по чувствительности регистрации скорости течения. Так акустические доплеровские измерители течений (ADCP) компании LinkQuest (http://www.link-quest.com/) имеют максимальную чувствительность по скорости 2.0 мм/сек. Для реализации этих возможностей необходимо будет усовершенствовать методику регистрации вариаций и развить алгоритмы выделения сигнала.

Необходимо заметить, что на временном интервале наблюдений выделенная вариация на кабеле JASC протекает синхронно с вариацией такого же периода в остаточном магнитном поле, зарегистрированном низкоорбитальным немецким спутником CHAMP [5]. Характеристики этой вариации, рассматриваемой в рамках рассчитываемых магнитных эффектов от океанических течений на спутниковых высотах, вполне допускают рассматривать течения её источником. Для исследования этих явлений необходимо возобновить наблюдения на кабеле JASC, имея в виду, что они могут выполняться синхронно с наблюдениями магнитного поля и его градиентов функционирующими в настоящее время на околоземной орбите тремя новыми немецкими спутниками системы SWARM [https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/swarm], являющихся дальнейшим развитием системы регистрации магнитного поля, функционировавшей ранее на спутнике CHAMP.

Литература

1. *Meloni A., Lanzerotti L.J., Gregory G.P.* // Induction of Currents in long Submarine Cables by natural Phenomena // Rev. Geophys. and Space Physics. 1983. V. 21. № 4. P. 795–803.

2. Бендат Дж. Пирсол А. // Измерение и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1974. С. 331.

3. *Takeda S., Matsumoto H., Yoshioka M., Takeuchi Y., Kudo K.* Compensation for incoherent ground motion // Proc. 6th Int. Workshop on Accelerator Alignment (IWAA99), ANL/FNAL, Grenoble, France. 1999. http://www.slac.stanford.edu/econf/C9910183/ papers/038.PDF

4. Старжинский С.С., Никифоров В.М., Пономарёв В.И. // Использование подводного телекоммуникационного кабеля JASC для исследования гидродинамики Японского моря. Подводные исследования и робототехника. 2007. № 2(4). С. 38–45.

5. Kunagu P., Balasis G., Lesur V., Chandrasekhar E., Papadimitriou C. // Wavelet characterization of external magnetic sources as observad by CHAMP satellite: evidens for unmodelled signals in geomagnetic field models // Geophys. J. Int. 2013. V. 1926. P. 946–950.

СТРУКТУРА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ (по материалам сейсмоакустических исследований)

Е.Н. Суховеев, В.Г. Прокудин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, sukhoveev@poi.dvo.ru

В пяти рейсах ТОИ ДВО РАН (2010–2014 гг.) в Татарском проливе Японского моря проведены сейсмоакустические исследования с использованием электроискрового излучателя и высокочастотного профилографа. Основной объём экспериментальных данных получен в рамках выполнения международных проектов SSGH и SSGH II по изучению газогидратов на склоне Сахалина (Sakhalin Slope Gas Hydrate Project and Project II) [1–3].

Татарский пролив отделяет о. Сахалин от континента. В рельефе дна пролив соответствует одноименному трогу. Глубина его осевой части в исследованном районе увеличивается с севера на юг от 250 до 1150 м. Татарский трог имеет рифтовую природу, связан с двумя крупными разломными зонами (Восточно-Приморской и Западно-Сахалинской) и частично компенсирован осадками. Район работ расположен в пределах Южно-Татарского прогиба, который находится в зоне перехода от Татарского трога к Центральной глубоководной котловине Японского моря [4].

Западный (континентальный) борт трога характеризуется крутыми (до 10–15° и более) углами наклона дна и является зоной транзита терригенных масс. Здесь развиты оползневые процессы, индикаторами которых являются многочисленные оползневые тела у подножия склона и стенки отрыва оползней, достигающие 100 м в высоту. Освещенная часть разреза, мощностью 350–400 м, представлена двумя стратифицированными толщами, разделенными акустически прозрачным горизонтом. Нижняя стратифицированная толща характеризуется интенсивными дизьюнктивными и пликативными дислокациями с видимыми вертикальными смещениями в первые десятки метров и сползанием блоков вниз по склону. Отложения прозрачного горизонта и верхней стратифицированной толщи нивелируют неровности рельефа нижней части разреза и также местами дислоцированы: конседиментационные разрывные нарушения фиксируются в нижних слоях этой толщи, а постседиментационные – в верхнем слое, предположительно плейстоценового возраста (рис. 1).

На севере трога, в зоне действия Приморского течения, происходит размыв осадков, сопровождающийся образованием эрозионных каналов глубиной до 200 м (рис. 2). Образующиеся при этом потоки турбидитов [5] переносят осадочный материал вниз по склону, где он переотлагается в пределах обвалованных каналов, на склоне и у его подножья.

Осадочный чехол островного (восточного) склона Татарского трога представлен хорошо стратифицированными отложениями. В верхней части склона (глубина моря 300–350 м), зафиксирована площадная акустическая аномалия – «мутная» толща (рис. 3), в плане достигающая размеров 3х3 км.

Акустическая «мутность» – своеобразный рисунок записи волнового поля в неоднородной среде, обусловленный разрушением осей синфазности отражённых волн [6]. Мутность осадочных отложений обуславливается, главным образом, наличием в пористых слоях разреза жидкости и газов. В пределах описываемой площадной акустической аномалии



Рис. 1. Временной разрез по сейсмоакустическому профилю Lv67_5. Шкала глубин (Z,м) приведена для водного слоя при скорости звука 1500 м/с



Рис. 2. Пример временного разреза высокочастотного сейсмического профилирования. Шкала глубин (Z,м) приведена для водного слоя при скорости звука 1500 м/с



Рис. 3. Временной разрез по широтному сейсмоакустическому профилю Lv62_12. Шкала глубин (Z,м) приведена для водного слоя при скорости звука 1500 м/с

гидроакустическими методами было зафиксировано множество газовых факелов, а геологическим опробованием установлено наличие газовых гидратов.

Особенности распределения типов сейсмофаций в Татарском троге позволяют оценить влияние тех или иных гидродинамических режимов на характер осадконакопления в пределах исследованного района. Нашими работами установлено, что в Татарском проливе существует несколько различных динамических обстановок осадконакопления. Так, восточный шельф и склон являются зонами транзита и накопления осадочного материала, а на западном склоне наблюдается подводная эрозия, что указывает на наличие в данном районе придонных течений. Следствием эрозионных процессов является отсутствие голоценовых осадков и выпадение из разреза части неоплейстоценовых отложений на западном шельфе [7]. Центральная часть трога характеризуется отложением больших объемов осадочных масс, переносимых турбидитными потоками и контурными течениями, с формированием характерных форм микрорельефа – намывных валов и осадочных волн (рис. 2 и 3).

В целом структура верхней части осадочного чахла в Татарском проливе определяется активными тектоническими и эрозионными процессами. Многочисленные дизъюнктивные дислокации пород чехла обусловлены, вероятно, плиоцен-четвертичной региональной фазой складчатости [8]. На склоне происходит сползание отдельных блоков пород с частичным либо полным разрушением их первичной структуры, а также размыв пород мутьевыми потоками и формирование эрозионных трогов (каньонов).

Литература

1. *Prokudin V., Sukhoveev E., Rukavishnikova D.* Seismic Surveys, pp. 25–39. // In: Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2012, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 59. Published by Korea Polar Research Institute, Korea, 2013, 163 p.

2. Prokudin V.G., Jin Y.K., Rukavishnikova D.D., Sukhoveev E.N. Seismic Surveys, pp. 21–31. // In: Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2013, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 62, Environmental and Energy Resources Center, Kitami Institute of Technology, 2014, 111 p.

3. *Prokudin V., Sukhoveev E., and Rukavishnikova D.* Seismic Surveys, pp. 24–30. // In: Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project II, 2014, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 67. Published by Korea Polar Research Institute, Korea, 2015, 117 p.

4. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона, М.: Научный мир, 2010, 275 с.

5. Posamentier H.W., Walker R.G. Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited. SEMP Special Publication No. 84, 2006. SEPM (Society for Sedimentary Geology), ISBM 1–56576–121–9, p.1–122.

6. *Прокудин В.Г.* Некоторые аспекты интерпретации временных разрезов (по материалам МОВ в Охотском море) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 78–85.

7. Марков Ю.Д., Вагина Н.К., Пушкарь В.С., Дударев О.В. Четвертичные отложения северной части Японского моря // Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978. С. 45–83.

8. *Мельников О.А.* Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: наука, 1987. 95 с.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ТИПИЗАЦИЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В.Т. Съедин, Ю.И. Мельниченко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, sedin@poi.dvo.ru

Окраинные моря (OM) – одна из основных типоморфных структур Земли. Наряду с островными дугами и глубоководными желобами они формируют зону перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Окраинные моря являются главным элементом Западно-Тихоокеанской зоны перехода. Вопрос происхождения ОМ до сих пор не решен однозначно. Выяснение особенности происхождения и эволюции ОМ позволяет выявить закономерности и направленность развития всей зоны перехода.

Окраинные моря давно привлекают внимание геологов – как с практической, так и теоретической точки зрения (Пущаровский, 1972; Богданов, 1988; Левин, 1979; Мазарович, 2006; Филатьев, 2005; Фролова и др., 1989; Шараськин, 1992; Karig, 1972; 1975 и др.). Исследователи давно обратили внимание, что ОМ западной части Тихого океана, несмотря на принадлежность к одному типу геоструктур, значительно отличаются друг от друга. Большинство геологов, в той или иной мере касаясь ОМ, делало акцент на происхождение их впадин (или природу их глубоководных котловин), базируясь главным образом на геофизические материалы и на свои (авторские) представления на общую закономерность образования окраинных морей и эволюцию зоны перехода. Особенности геологического строения различных морфоструктур и закономерность орельефа ОМ часто даже не рассматривались, или же им отводилась второстепенная роль.

В настоящее время накопилось довольно много материалов по особенностям рельефа (в том числе и альтиметрические данные) и различным аспектам геолого-геофизического строения основных морфоструктур ОМ. Сейчас очевидно, что ОМ, несмотря на принадлежность к единому тектонотипу, довольно значительно (а некоторые резко) отличаются друг от друга. При этом, каждое море имеет ту или иную степень близости (или отличия) с аналогичными структурами, но в тоже время, характеризуется своими индивидуальными особенностями. Иными словами, назрела необходимость провести типизацию (классификацию) впадин окраинных морей и выделить среди них группы или типы. Впервые попытка типизации ОМ предпринята группой авторов на основании изучения особенностей рельефа их впадин [1]. Этими авторами выделено 3 типа окраинных морей: 1 – Охотоморский; 2 – Япономорский; 3 – Беринговоморский. На наш взгляд, главное внимание при типизации ОМ необходимо уделять особенностям геологического строения различных морфоструктур ОМ и в первую очередь – магматизму (вулканизму) – признанному индикатору геодинамических процессов.

Мы полагаем, что при типизации (классификации) ОМ необходимо рассматривать комплекс признаков: размеры, географическое положение и особенности рельефа моря, а также основные черты геологогеофизического строения его главных морфоструктур, их происхождение и эволюцию. Такой комплексный подход кажется более надежным и доказательным, нежели чем использования какого-либо одного признака. Согласно высказанным представлениям выделяется 4 типа окраинных морей северо- западной части Тихого океана: 1 – Охотоморский (Охотское море, Желтое и Восточно-Китайское море); 2 – Япономорский (Японское и Южно-Китайское моря); 3 – Филиппиноморский (Филиппинское море); 4 – Беринговоморский (Берингово море).

Каждый из выделенных типов морей существенно отличается от других особенностями рельефа, геолого-геофизического строения его основных структур, а также их происхождением и эволюцией. Предлагаемая типизация ОМ представляется нам вполне обоснованной, поскольку отражает специфику образования каждого моря с учетом существующих региональных геологических особенностей, хотя формирование впадин окраинных морей северо-западной части Тихого океана подчинено единым геодинамическим событиям.

Литература

1. Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова К.И. Эволюционные ряды окраинных морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1985. С. 36–44.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

А.С. Теличко, Е.А. Бессонова, С.А. Зверев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, a_telichko@mail.ru

Задача выделения и разделения структурно-вещественных комплексов горных пород побережьяиостровов залива Петра Великого реализована в процессе петромагнитного изучения геологической среды югозападного побережья Приморья южнее бухты Рейд Паллада: от бухты Пемзовая до горы Голубиный Утёс о. Фуругельма, (рис. 1).Для определения статистической меры содержания в породах ферромагнитных минералов титаномагнетитового ряда использованы результаты измерений магнитной восприимчивости горных пород в береговых обнажениях.

Остров Фуругельма – фрагмент гранитной интрузии тектонически деформированной и вскрытой эрозией. По ряду геологических и структурных признаков, эта интрузия входит в состав палеозойского интрузивного комплекса, распространённого на материковом побережье западнее и севернее острова. Более 99% объёма – это граниты. Магнитная восприимчивость (æ) гранитов острова Фуругельма характеризуется невысокими значениями (0,01-0,2):10-3 ед. СИ. В скальных обнажениях острова вскрыты эрозией плагиограниты, осложнённые дайками гранит-аплитов, андезитовых порфиров, жилами кварца и зонами дробления. Магнитная восприимчивость андезитовых порфиров на порядок выше, чем у гранитов и составляет (2-3)·10⁻³ ед. СИ. Отложения пляжей представлены магматическими породами от кислого до основного состава. Пески низкой морской террасы и пляжей в западной части острова также слабомагнитны (0-3)·10⁻³ ед. СИ. Однако, в устье ручья на западном побережье о. Фуругельма при шлиховом опробовании в объёме одного лотка отмыто около 3-х кг титаномагнетита. Аномально высокие значения магнитной восприимчивости песчаных отложений достигают 49.10⁻³ ед. Си.

Граниты гамовского комплекса на побережье бухт Сивучья и Калевала, м. Островок Фальшивый, на восточном побережье залива Посьета, магнитная восприимчивость которых изучена на основе многочислен-



Рис. 1. Фактический материал петромагнитных исследований. Треугольниками показаны места проведения измерений магнитной восприимчивости горных пород

ных измерений в естественном залегании, характеризуются невысокими значениями исследуемого параметра $(0,08-0,24)\cdot10^{-3}$ ед. СИ (рис.2, а), сопоставимыми с гранитами о. Фуругельма. Наиболее «магнитны» гранитоиды гвоздевского гранит-лейкогранитового комплекса, слагающие восточную часть Голубиного утеса $(0.5-6)\cdot10^{-3}$ ед. СИ. Широко проявленные метасоматические и гидротермальные образования, связанные со становлением комплекса, не привели к существенным изменениям магнитных свойств. Для гранитоидов, слагающих Голубиный утес, характерны калишпатизация и грейзенизация (вплоть до образования эпидот-кварцкалишпатовыхметасоматитов, кварц-мусковитовыхгрейзенов, кварцевых, полевошпат-кварцевых жил), и скарнообразование. Последнее выразилось в формировании линз гранат-пироксеновых, с магнетитом и тремолитом скарнов с бедной вольфрамовой (вкрапленность молибдошеелита) минерализацией.

Гранодириты гамовского комплекса изученные на северном побережье бухты Пемзовая – серые гнейсовидные породы характеризуются до-



Рис. 2. Гистограммы магнитнойвосприимчивости горных пород юго-западного побережья залива Петра Великого:а) средне-зернистые розово-серые граниты (мыс Островок Фальшивый); б) гранодиориты(бухта Пемзовая); в) средне-зернистые, мелко-зернистые габбро (полуостров Суслова)

статочно высокой магнитной восприимчивостью (4–32)·10⁻³ед Си. В их составе кварц 20–25 %, плагиоклаз 40–50 % (олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат до 15 %, биотит и амфибол 5–15 %.

Позднерифейскийпетротипический массив полуострова Суслова, с юга прорванный гранодиоритамигамовского комплекса, содержит ксеногенный блок, в котором метаморфические породы трансформированы в высокотемпературные гиперстен-биотитовые метасланцы. Массив более чем на 90 % сложен габбро с фациальным переходом в кортландит в южной части. Габбро – массивные, реже полосчатые, слабо разнозернистые, состоят на 50-70 % из сильно деанортизированного лабрадора. В наиболее основных разностях наряду с магнетитом отмечается вкрапленность сульфидов. Магнитная восприимчивость этих пород изменяется в пределах (21-63):10-3 ед. Си (рис. 2, в). Габброидысусловского комплекса прямонамагничены, по мнению А.Н. Сокарева, их намагниченность является вторичной. Наиболее высокими значениями магнитной восприимчивости (67-81)·10-3 ед. Си характеризуются гидротермально измененные габбро с жильной магнетитовой минерализацией, приуроченные к многочисленным тектонически ослабленным зонам, которые могут проявляться как участки тектонических дислокаций, прожилковые системы или отдельные прожилки. Гидротермальные изменения пород на рассматриваемой территории развиты повсеместно и характеризуются различной минерализацией, следствием которой может быть уменьшение магнитной восприимчивости габбро до (0.4–25)·10⁻³ ед Си.

В приповерхностных условиях в зонах экзоконтактов гранитов гамовского комплекса и габбро отмечены узкие (100–200 м) контактовые ореолы, в которых изменение минерального состава выразилось сменой актинолит-хлоритовой ассоциации на амфибол-биотитовую, а непосредственно на контакте (в ксенолитах) – на пироксен-биотитовую, которое не сопровождается резким изменением магнитной восприимчивости.

Дайки базальтов зайсановской свиты мощностью от долей метра до 10–30 м и протяженностью 100–500 м заполняют системы северовосточных и северо-западных разрывов на полуострове Суслова. Оливиновые базальты содержат во вкрапленниках магнетит и характеризуются высокой намагниченностью с преобладанием индуцированной составляющей.

Поскольку статистически значимое различие петромагнитных параметров изучаемых геологических тел и вмещающих их пород - обязательное условие возникновения геомагнитных аномалий, в процессе исследования решена самостоятельная методическая задача – выделение и разделение петромагнитных комплексов магматических пород югозападного побережья залива Петра Великого. Выделены три комплекса магматических образований, различающихся по магнитной восприимчивости: слабомагнитные палеозойские интрузивы кислого состава (о. Фуругельма, б. Сивучья, б. Калевала, м. Островок Фальшивый, г. Голубиный утес); относительно высоко магнитные палеозойские гранодиориты (б. Пемзовая); сильномагнитные габброидыпетротипического массива п-ова Суслова. В петротипическом массиве полуострова Суслова быть выделены три группы габроидов: магнитные, относительно слабомагнитные и сильномагнитные. Это связывается нами с широко проявленными вторичными преобразованиями пород, которые подразделяются, как минимум, на две стадии.

Анализ магнитной восприимчивости горных пород выявил резкую дифференциацию магматических образований по магнитным свойствам, которая предполагает высокую эффективность применения магнитных съёмок для выявления интрузивных тел различного состава, участков аномальной концентрации магнитных минералов в зонах вторичных изменений и др.

УПРУГИЕ МОДУЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.В. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, В.Ю. Тимофеев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, timofeevav@ipgg.sbras.ru

Результаты многолетних измерений позволили оценить значения сезонных вертикальных смещений земной поверхности. Целью настоящей работы является анализ полученных результатов, выбор моделей описывающих статическое упругое нагружение при площади нагрузки от единиц до тысяч квадратных километров. Полученные величины эффективных упругих модулей относятся к земной коре и верхней мантии Земли. При локальных размерах нагрузки в измерениях смещений используется методы нивелирования. При региональном нагружении в тысячи километров (Сибирский антициклон) используются методы космической геодезии (GPS метод). Полученные величины эффективных упругих модулей могут быть использованы при моделировании косейсмических эффектов для дислокационной модели очага – при положении гипоцентра на разных глубинах – в коре и верхней мантии.

Задача о вертикальных опусканиях земной поверхности на примере барических нагрузок рассматривалась в работе [1]. В простейшем случае можно моделировать Землю упругим полупространством, пусть деформация мгновенно следует за изменением давления. В этом случае нагрузка моделируется следующим распределением избыточного давления:

$$p = p_0 \cdot (1 + \rho^2 / \rho_0^2)^{-3/2}, \tag{1}$$

где p_0 – нагрузка в центре, ρ – расстояние от центра нагрузки, ρ_0 – расстояние от центра, на котором |p| уменьшается в е раз. Известно решение в цилиндрических координатах, величина вертикального смещения земной поверхности равна в таком случае:

$$u_{z}|_{z=0} = u_{0} \cdot (1 + \rho^{2} / \rho_{0}^{2})^{-1/2} \delta$$
(2)

где $u_0 = [(1 - v)/\mu] p_0 \rho_0, v - коэффициент Пуассона, <math>\mu$ – модуль сдвига.

Коэффициент связи атмосферного давления и величины вертикального смещений за период март 2011 года – ноябрь 2012 года для пункта Ключи (под г. Новосибирск, координаты 54.84° N, 83.24° E), расположенного в центре Сибирского антициклона составляет: -1.001 ± 0.001 мм/

2011-2013 hourly temperature, height, pressure



Рис. 1. Годовые вариации вертикального смещения, наружной температуры и атмосферного давления на станции Ключи. Сверху вниз – вертикальное смещение в мм, температура в градусах (temp), атмосферное давление (P – 1050) в миллибарах.

Период наблюдений с 01.01.2011 по 01.12.2013. Почасовые данные

мбар (рис. 1). Коэффициент связи с учётом температурной поправки: -0.997 ± 0.001 мм/мбар (рис. 2).

Используя соотношения (2) получаем соотношение для смещения в центре антициклона ($\rho_0 = 1500$ км):

$$u_0/p_0 = [(1 - v)/\mu] \rho_0, \qquad (3)$$

при v = 0.25 получаем эффективное значение модуля упругости (модуля сдвига): $\mu = [(1 - v)/u_0] p_0 \cdot \rho_0 = (p_0/u_0) \cdot (1 - v) \cdot \rho_0 = (1/0.997) \cdot 10^5 \cdot 0.75 \cdot 1500 \cdot 10^3 = 1.128 \cdot 10^{11}$ Па = 112.8 ГПа. Глубина, на которую можно распространить полученное значение, зависит от размеров области нагружения (Сибирский антициклон) и составит 500–700 км.

Значимые вертикальные смещения земной коры возникают при сооружении плотин и водохранилищ ГЭС. Эти эффекты можно рассматривать как статическое упругое нагружение среды. Определение эффективного модуля упругости проведено используя данные о вертикальных смещениях при сезонной нагрузке зоны водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС (сезонные вариации водного уровня составляют 40 метров, размеры зоны нагружения изменяются от одного до десятков километров (координаты плотины 52.85° N, 91.41° E). Данные о вертикальных смещениях были получены нивелированием [2, 3].

Анализ сезонных вариаций (рис. 3) за 16 летний период (1991– 2006 гг.) показал зависимость смещений Δh от изменения нагрузки ΔH в метрах: $\Delta h = 0.000115 x \Delta H$ (4)



Рис. 2. Вариации коэффициента связи вертикального смещения и атмосферного давления (мм на мбар) за период наблюдений с 01.04.2011 по 01.12.2012. Время в часах начиная с 00 часов 01.04.2011. Станция Ключи

Отношение величины вертикального смещения к нагрузке водохранилища составит 1.15 ± 0.01 мм/бар, т.е. на три порядка меньше влияния барической сезонной нагрузки. Максимальный уровень заполнения водохранилища составляет 224 м. Согласно выше приведенному эмпирическому соотношению это привело к упругому опусканию в районе плотины на 26 мм (0.026 м) за период заполнения водохранилища (1978– 1990 гг.).

В трехмерном случае, для упругого однородного полупространства, используя подход Буссинеска, для вертикальной компоненты смещений на поверхности имеем известное соотношение [4]:

$$u = P(1 - v^2)/(\pi E \cdot R)$$
 (5)

где Р – нагрузка, R – расстояние от точки её приложения, модули Юнга (Е) и Пуассона (v).

Для нагрузки в виде круга (радиус r = 500 м) максимальное смещение внутри зоны нагружения составит:

$$U_{max} = [2(1 - v^2) \cdot q \cdot r]/E.$$
 (6)

В этом случае модуль Юнга равен (при v = 0.25) E = 80 ГПа. Полученные значения упругих модулей (v = 0.25 и E = 80 ГПа, μ = 32 ГПа) могут быть использованы при моделировании косейсмических эффектов в земной коре.

В результате проведенных исследований:

 Используя периодические годовые барические нагрузки (Сибирский антициклон) на земную поверхность и величины вертикальных смещений, определенных методами космической геодезии (пункт GPS



Рис. 3. Графики годовых вариаций (1) уровня и вертикальных смещений с 1991 по 2006 гг. по пунктам на правом (2) и левом берегу (3) у плотины [3]

измерений Ключи – Новосибирск) определен эффективный модуль упругости (модуль сдвига) μ = 112.8 ГПа геологической среды – земной коры и верхней мантии (при коэффициенте Пуассона 0.25, модуль Юнга 282 ГПа).

2. Используя периодические годовые нагрузки (водохранилище СШГЭС) на земную кору и величину вертикальных смещений определен эффективный модуль упругости земной коры (модуль Юнга) Е = 80 ГПа (при коэффициенте Пуассона 0.25, модуль сдвига μ = 32 ГПа).

3. Полученные значения могут быть использованы при моделировании косейсмических смещений при коровых землетрясениях (например, Японском 11.03.2011 года) и глубинных землетрясениях (например, Охотоморское 24.05.2013 года).

Работа была выполнена в рамках Интеграционного проекта СО РАН № 76, проекта Президиума РАН № 4.1 и Программы РАН ОНЗ 6-2.

Литература

1. *Трубицин А.П., Макалкин А.Б.* 1976, Деформация земной коры под действием атмосферных циклонов // Физика Земли. № 5. С. 94–96.

2. Спиридонов Ю.В. 1998, Комплекс геодезических наблюдений за общими перемещениями плотины Саяно-Шушенской ГЭС // Гидро-техническое строительство. № 9. С. 55–58.

3. Стефаненко Н.И. 2010, Совершенствование системы геодезического мониторинга арочногравитационной плотины Саяно-Шушенской ГЭС. Автореферат и диссертация на соискание степени кандидата технических наук. СГГА, Новосибирск, 128 с.

4. Тимошенко С.П., Гудьер Дж. 1975, Теория упругости. М.: Наука, 576 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРИМОРЬЕ (ГРАВИМЕТРИЯ И GPS ИЗМЕРЕНИЯ)

В.Ю. Тимофеев¹, Д.Г. Ардюков¹, А.В. Тимофеев¹, И.С. Сизиков¹, М.Г. Валитов², Р.Г. Кулинич², П.Ю. Горнов³, Е.Н. Калиш⁴, Ю.Ф. Стусь⁴, Д.А. Носов⁴

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН timofeevvy@ipgg.sbras.ru

²Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН ³Институт тектоники и геофизики им. Косыгина ДВО РАН ⁴Институт автоматики и электрометрии СО РАН

Цифровые методы гравиметрии с начала 2000-х годов активно применяются при исследованиях [1, 2] на Дальнем Востоке России (в Хабаровском крае и на Сахалине). Технология космической геодезии используется здесь как на постоянных станциях мирового и регионального уровня, так и виде профильных измерений [3, 4]. Микрогальная гравиметрия соответствует миллиметровой точности GPS измерений, а равноточность измерений лежит в основе комплексирования методов. Задача исследований – это изучение деформаций Земли, вызванных приливными и тектоническими силами, порождающими вариации смещений и нерегулярные изменения силы тяжести в условиях окраины континента. Мощная сейсмическая активность региона позволяет получить значимые косейсмических воздействия даже на расстояниях в сотни километров от эпицентра [5, 6]. В нашей работе представлены результаты измерений в дальней зоне землетрясений магнитудой более 8. Наши GPS измерения проводились по профилям, расположенным на севере Приморья и в Хабаровском крае (2003-2014 гг.). Измерения проводились двухчастотными геодезическими приёмниками TRIMBLE-4700. Комплексные гравиметрические исследований проводятся на полигоне ТОИ ДВО РАН «м. Шульца» с 2010 года. В измерениях использованы относительные и абсолютные гравиметры микрогального уровня [7]. Приливные вариации, зарегистрированные относительным гравиметром, были проанализированы по суточным и полусуточным волнам (О1 и М2). В измерениях использованы два типа приливных цифровых гравиметров. Результаты приливного анализа, в виде приливных поправок, как и другие обязательные поправки, использованы при обработке данных абсолютного баллистического лазерного гравиметра ГАБЛ. В результате измерений гравиметром ГАБЛ за период 2010, 2011, 2012 и 2013 годы установлено, что в течение первого года абсолютное значение д на пункте возросло на 5.0 мкГал. За период 2012 -2013 годы отмечено уменьшение значение на 4 мкгал, при среднеквадратической погрешности определения 1–2 мкГал.

Измерения методом космической геодезии позволили определить величину косейсмических смещений в дальней зоне. Пример скачка смещений на базовом пункте Змейка (ZMEY, 60 км на ЮВ от г. Хабаровска) приведен на рис. 1. Скачок горизонтальных смещений на расстояниях 1000–1500 км получен на уровне от 40 до 10 мм [5]. Для сетевого пункта южного профиля NEBO получен суммарный эффект: Японского землетрясения 11.03.2011 с M = 9.1 и Охотоморского землетрясения 24.05.2013 с M = 8.3, смещения на ЮЮ-В (10 мм).



Рис. 1. Косейсмический скачок смещений на пункте ZMEY (сверху вниз: N, E, V) геоцентрическое решение. Слева – период 2007–2012 гг., горизонтальное смещение на юго-восток, вертикальное смещение – опускание. Справа – период 2003–2014 гг., Суммарный косейсмический эффект землетрясений для пункта NEBO, Поднебесный перевал, южный широтный профиль по северу Приморья: землетрясения 11.03.2011 и 24.05.2013, горизонтальное смещение на ЮЮ-В, вертикальное смещение – подъём поверхности. Период 2006–2008 гг. осложнён косейсмическими эффектами Невельского землетрясения (02.08.2007, М =6.5, западное побережье о.Сахалин) и Суссамырскими землетрясениями (15.11.2006, М =8.3 и 13.01.2007, М = 8.1, восточное побережье Курильских островов)

Известна связь гравитационных вариаций с вертикальными смещениями:

$$\Delta \mathbf{g}(\mathbf{t}) = \mathbf{\gamma} \cdot \Delta \mathbf{Z}(\mathbf{t}) + \boldsymbol{\xi},$$

где: γ – вертикальный градиент –3,08 · 10⁻⁶ м/с²; $\Delta Z(t)$ – изменения высоты, ξ – ошибка.

Косейсмический эффект при землетрясении 2011 года в изменениях силы тяжести соответствует опусканию на 15 мм при ошибке 9 мм. Севернее на пункте ZMEY зарегистрировано опускание 8 мм при ошибке 4 мм. Рассмотрим возможную причину эффекта оценим вклад изменения плотности. Для оценки вариации силы тяжести используем соотношение для бесконечного слоя:

$$\Delta g = +2\pi k\rho \varepsilon_{vol} H$$
,

где k – гравитационная константа, ρ – плотность, ε_{vol.} – изменение объёмной деформации, H – мощность земной коры.

Из экспериментальных данных можно определить значение скачка региональной деформацию для Приморья. Получаем значения для объёмной деформации в 2011 году +1.7·10⁻⁸, в 2013 году +0.5·10⁻⁸ [6]. Максимальный гравитационный эффект при толщине литосферы (50 км, 100 км и 150 км) соответственно составит -0.1 микрогал, -0.2 микрогал и -0,3 микрогал (при $\rho = 3.5 \cdot 10^3$ кг/м³). Таким образом эффект деформи-



Рис. 2. Слева: Скорость горизонтальных смещений пунктов на мысе Шульца для эпохи сентябрь 2012 – сентябрь 2013 – сентябрь 2014 в мм в год относительно пункта Южно-Сахалинск. Скорость для пункта гравиметрических исследований GORA: -3.76±0.88 мм/год (на юг), +21.29±0.89 мм/год (на восток), +4.98±3.03 мм/год (вверх, подъём пункта). Справа: Вариация поля силы тяжести по ежегодным измерениям абсолютным гравиметром ГАБЛ на верхнем гравиметрическом пункте (мыс Шульца) с 2010 года по 2013 год. Показаны изменения относительно начального значения, полученного в октябре 2010 года и ошибка отдельного измерения. Стрелками показаны моменты: Японского землетрясения 11.03.2011 с М =9.1 и Охотоморского землетрясения 24.05.2013 с М = 8.3

рования не значителен, а увеличение силы тяжести свидетельствуют об опускании плиты в 2011 году и подъёме земной поверхности в 2013 году. Измерения методами космической геодезии на гравитационном пункте на мысе Шульца за период 2012–2014 гг. также свидетельствуют о подъёме поверхности: +4.98±3.03 мм/год (рис. 2).

В целом, в дальней зоне, наряду со значительной горизонтальной компонентой, выделяется и вертикальная составляющая, вызванная косейсмическими движениями земной поверхности. Работа была выполнена в рамках Интеграционного проекта СО РАН № 76, проекта Президиума РАН № 4.1 и Программы РАН ОНЗ 6-2.

Литература

1. Тимофеев В.Ю., Дюкарм Б., Ван Раумбеке М., Горнов П.Ю., Эвераерт М., Грибанова Е.И., Паровышний В.А., Семибаламут В.М., Вопельман Г., Ардюков Д.Г. Трансконтинентальный приливный профиль: Атлантическое побережье Европы – Юг Сибири – Тихоокеанское побережье России // Физика Земли. 2008 № 5. С. 42–54.

2. B.Ducarme, V.Yu. Timofeev, M. Everaerts, P.Y.Gornov, V.A. Parovishnii, M. van Ruymbeke. A Trans-Siberian Tidal Gravity Profile (TSP) for the validation of the ocean tides loading corrections // Journal of Geodynamics, V. 45. N.2–3. 2008. PP.73–82.

3. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В., Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алиньской сети // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 4. С. 39–49.

4. Shestakov N., Gerasimenko M., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V., Bykov V., Kolomiets A., Gerasimov G., Vasilenko N., Prytkov A., Timofeev V., Ardyukov D., Kato T. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations // Geophysical Journal International, 2011, 184 (2), PP. 529–540.

5. Шестаков Н.В., Герасименко М.Д., Охзоно Мако. Движения и деформации земной коры Дальнего Востока Российской Федерации, вызванные землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. и их влияние на результаты GNSS наблюдений // Геодезия и картография, № 8, 2011. С. 35–43.

6. Н. В. Шестаков, М. Ohzono, Н. Takahashi, М. Д. Герасименко, В. Г. Быков, академик Е. И. Гордеев, В. Н. Чебров, Н. Н. Титков, С. С. Сероветников, Н. Ф. Василенко, А. С. Прытков, А. А. Сорокин, М. А. Серов, М. Н. Кондратьев, В. В. Пупатенко. Моделирование косейсмических движений земной коры, инициированных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013, М =8.3 // Доклады АН, 2014, Т. 457. № 4. С. 471–476.

7. Timofeev V., Kulinich R., Valitov M., Stus Y., Kalish E., Ducarme B., Gornov P., Ardyukov D., Sizikov I., Timofeev A., G. Gil'manova, T. Kolpashikova and Z. Proshkina. Coseismic effects of the 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake measured at Far East Russia continental coast by gravity and GPS methods. // International Journal of Geosciences, 2013. 4. C. 362–370.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОЛЯРИЕВОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СЕВЕРА ИМПЕРАТОРСКОГО ХРЕБТА (ГАЙОТОВ ДЕТРОЙТ И СУЙКО)

С.В. Точилина

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук

Изучение геологического строения севера Императорского хребта проводилось по международным проектам DSDP и ODP, IODP. В результате по ключевым структурам гайотов Детройт, Мейджи, Суйко была получена большая информация по сейсмостратиграфии и литологии, вещественному составу базальтов и их абсолютному возрасту, палеомагнетизму.

Но самыми противоречивыми оказались данные по биостратиграфии из-за пропущенных границ стратонов, представляющих следы важных геотектонических событий; отсутствия биоседиментационного анализа; не был определен возраст базальных слоёв осадочного чехла (или остался дискуссионным по содержанию единичных карбонатных фоссилий [4, 11–14, 17]).

Правильное определение возраста базальных слоев отмечает границу магматического и осадочного этапов, что способствует созданию геотектонической модели.

Основная проблема. Стратиграфия выявляет пространственно временные отношения геологических формаций.

В международных программах глубоководного бурения океана недостаточно учитывалось, что стратиграфия относится к одной из самых трудоемких и сложных дисциплин геологии, включающей несколько взаимосвязанных направлений исследований: систематики биоты; теории стратиграфии; выделение биоседиментационных циклов (с основами литологического анализа).

Стратиграфическое изучение глубоководных разрезов требует экосистемного подхода с применением статистических методов для биоты – как материального носителя прошедших эпох. Геологическая формация может быть описана в пространстве океана только по биоседиментационным характеристикам каждого глубоководного разреза. Сравнительный анализ радиометрических дат, полученных по вулканическим породам фундамента и первым слоям осадка показывает границу двух этапов: магматического и осадочного. Хронодаты, полученные по границам этапов, представляют реперные уровни, по которым определяется периодичность осадконакопления.

Основная задача. Применение радиоляриевого анализа и геохронологии для определения возраста базальных слоев осадочного чехла покрывающих фундамент (базальты) по разрезам г.Мэйджи, г.Детройт, г. Суйко (рис.1).

Материал глубоководных разрезов по международным проектам DSDP, ODP получен от Национального научного фонда США на повторный радиоляриевый анализ (см. таблицу).

рейс	скважины	координаты	Глуб. воды, м	Глуб. скв., м
19	192	53°00.57×с.ш. 164°42.81×в.д.	3014,0	1057,0
145	884B	51°27,026×с.ш. 168°20,228×в.д.	3824,8	853,9
55	433A	44°46.60×с.ш. 170°01.26×в.д.	1861,8	187,1

Координаты и глубины скважин севера Императорского хребта: г. Мейджи¹ – скв.192, г. Детройт – 884В, г.Суйко – 433А.

Метод. Определение возраста базальных слоев осадочного чехла связано с определенными трудностями по нескольким причинам: диагенетических изменений осадков, сложности технологии извлечения фоссилий, их маленькой численности, сохранности и др. Содержание единичных фоссилий, естественно, вызывает противоречия в определениях возраста и по карбонатным, и кремниевым фоссилиям.

«Пограничные слои» подвергаются конвекции, в результате которой осадок содержит «смешанные» палеоценозы радиолярий, поэтому при определении возраста базальных слоёв необходимо привести полный список фоссилий биоты. В кажущемся «разупорядоченном» палеоценозе содержатся представители и более древних (олигоценовых) и более молодых (миоценовых) эпох. При почти равной численности палеоценозов необходимо включить олигоценовый палеоценоз (с учетом: батиметрического положения структуры, привнесения осадков и биотурбации).

В настоящее время в глубоководных разрезах содержание фоссилий биоты продолжается отмечаться знаком «+» или «common», «rare».

¹ Все биостратиграфические схемы кайнозоя построены на прочно установившейся доктрине событий «первого появления» (FO) и «исчезновения» (LO) видов, но события появления и исчезновения видов невозможно фиксировать из-за наличия перерывов и переотложения осадков. Изменить стандартный подход к созданию зональных шкал по радиоляриям возможно только альтернативным путём применения статистических методов, получив количественные данные (число экземпляров в 1 г осадка) послойно по каждому разрезу.

Исключения составляют единичные работы [9, 16] в которых приведены количественные данные с выделением доминантов (см. табл.2). Последовательная смена доминантов сопряжена с литологическими изменениями, что соответствует определенным этапам биоседиментационного процесса.

Радиоляриевый анализ. Радиолярии относятся к одной из наиболее разнообразных и высокочувствительных категорий органического мира Мирового океана, населяющих его во всех широтах с кембрия; радиолярии являются основными концентраторами кремния в океане. Вертикальное распространение радиолярий в современном океане охватывает огромное пространство – от поверхности до абиссальных глубин.

Кремний в морской воде находится главным образом в форме метаи поликремневых кислот. Во взвеси Si присутствует в форме силикогелевых масс и аморфного кремнезёма. Вертикальное распределение кремниевой кислоты характеризуется нарастанием ее концентрации с глубиной. Это может быть связано с гидротермальными полями океана, поставляющими большое количество кремния и других элементов и их соединений.

Применение радиоляриевого анализа имеет преимущество по сравнению с карбонатными группами: карбонатный планктон распространенный в низких и умеренных широтах подвержен растворению на линии карбонатной компенсации.

Радиолярии относятся к устойчивой группе, т.к. их кремниевые раковины не растворяются в кислотах (кроме плавиковой) и хорошо сохраняются в осадках в течении 480 млн. лет.

Значение применения радиоляриевого анализа для стратиграфии осадочной толщи заключается в их исключительной чувствительности к отклонениям солености и к другим элементам и их соединениям в океане. Именно по присутствию радиолярий, как тонкого индикатора, выделяется начало океанской седиментации и перерывы.

Результаты. Глубоководные разрезы г. Мейджи², г. Детройт и г. Суйко отличаются строением, мощностью осадочного чехла и возрастом базальтового фундамента. Эти отличия имеют большое значение для построение геодинамических моделей этих ключевых структур.

<u>Город Детройт.</u> Биостратиграфия глубоководного разреза скв. 884В (рис. 1).

В основании разреза вскрыта пятидесятиметровая толща базальтов, выше которой залегает осадочный комплекс, представленный аргиллитами (850–700 м) и конгломератами (700–604 м).

² Мейджи (скв. 192.) была посвящена глава в монографии [2], в которой приведены биоседиментационные характеристики с количественным содержанием радиолярий (экз. / 1 грамм).

По базальтам разреза 884В получена абсолютная дата 81 млн. лет [10].

Верхний палеоцен. Слои с *Theocampe apicata* (145–884В-086х-085х). Ассоциация характеризуется численностью 590 экз. в 1 г. осадка и удовлетворительной сохранностью.

Возраст определён по корреляции слоёв с *Theocampe aff. apicata* формации Teurian из разреза Новой Зеландии, залегающей на формации Натигіаn, по которой получен возраст иридиевой аномалии 64 млн. лет [8].

В 197 рейсе «Joides Resolution» г. Детройт (в скв. 1204) при изучении геохимического состава базальтов выявлены их изменения; поэтому для радиометрических исследований авторы применили методику «Оп



Рис. 1. Глубоководные разрезы г. Суйко (скв. 433) и г. Детройт (скв. 884В)
whole rocks and feldspars separates», получив дату 40 Ar / 36 Ar 75.13 млн. лет [7]. Эта дата близка к 81 млн. лет, полученной ранее [6].

Анализ радиометрических дат, полученных и по базальтам и по осадочному слою (в котором содержатся фоссилии радиолярий) показывает степень расхождения в определении возраста границы.

<u>г. Суйко.</u> Первый слой, покрывающий базальты, представлен толщей карбонатного рифа с включениями конкреций водорослей и раковин моллюсков. Бурение карбонатного рифа проходило непрерывно в интервале глубин от 164 м до 90 м. Первый слой осадочного чехла определен по карбонатным фоссилиям верхним палеоценом зоной NP6 [15]. Вышележащий слой представлен песчаником белого цвета сильно биотурбирован. Этот слой может быть принят репером крупного несогласия между верхним палеоценом и верхним олигоценом, в котором содержатся радиолярии; в них заключается важная информация о наступлении эпохи океанской седиментации этого района в позднем олигоцене, 25,8 млн. лет (рис.1).

В разрезе г. Суйко (скв. 433В и 433С) вскрыты базальты разного состава: толеитового и щелочного. В экспериментальной работе Г.Далримпла с соавторами [6] принцип получения дат абсолютного возраста состоял в применении двух методов: для щелочных базальтов – К-Ar, а для толеитовых ⁴⁰Ar /³⁹Ar. В итоге была получена дата 64,7±1,1 млн.лет. Известно, что радиометрические даты, имеющие близкие значения, но полученные разными методами, принимаются как наиболее точные даты абсолютного возраста.

<u>г. Мейджи</u>. Возраст одного и того же слоя, покрывающего базальты, 192А-5 определен по единичным кокколитам (наннофлора) по-разному: маастрихтом [17] и кампаном (4). Разночтения в определении возраста по одной и той же группе кокколитов могло быть связано с биотурбацией осадка и смешением фоссилий. По единичным фоссилиям определять возраст трудно. В этот период времени район Мейджи находился в условиях верхней части шельфовой зоны.

На <u>г. Мейджи</u> (скв. 192А) по базальтам К-Аг методом получена абсолютная дата 61,9 ± 5,1 млн. лет [6].

Заключение

Тектономагматические процессы, сопряженные с внедрением базальтовой лавы, контролировали геологическое развитие основных структур севера Императорского хребта: г.Детройт, г.Суйко, г.Мейджи. Кинематика носила пульсационный характер, что выразилось в полихронном вторжении осадочных масс маастрихтского возраста в палеогеновую толщу г.Детройт (скв. 884В). Геодинамический режим изменял батиметрическое положение двух разрезов на г. Детройт скв. 883В³ и 884В. Результаты радиоляриевого анализа и геохронологии показали перерывы, которые соответствовали проявлениям вертикальных движений разной амплитуды с образованием разломов, произошедших на границе мела и палеогена [3]. Подтверждением этому служит контраст батиметрического положения устьев обсуждаемых скважин, составляющий 1300 м.

Радиохронологические даты полученные и по магматическим породам, и по базальным слоям осадочного чехла отмечают время конца тектономагматического и начала осадочного процессов. Погружение этих структур происходило в разное время.

Проведенные исследования базальных слоев гайотов Детройт и Суйко служат доказательством значения радиоляриевого анализа и хроностратиграфии для построения геотектонических моделей обсуждаемых структур.

Для обоснования такого вывода использовались данные по разнице абсолютных дат.

Гайот Детройт. Базальты (81 млн. лет) перекрыты осадочным биотурбированным слоем (с карбонатными фоссилиями) в верхней части которого содержится радиоляриевая зона *Theocampe apicata* – 56,4 млн. лет⁴. Период времени между этими датами, составляющий 25 млн. лет, соответствует перерыву в седиментации. Погружение произошло в позднем палеоцене – 56,4 млн. лет, судя по содержанию гемипелагических радиолярий.

Гайот Суйко. Базальты (64,7 млн. лет) перекрыты толщей карбонатного рифа с фоссилиями Zoophycos, мощностью 100 м, в верхней части которого содержится радиоляриевая зона *L. elongata* (рис. 2). За прошедший период времени разница составила 40 млн. лет. Скорость осадконакопления была очень низкой, и составляла 5 мм/1000 лет (возможно часть осадков не сохранилась из-за химической и механической эрозии). В это время на г. Суйко существовали мелководные условия седиментации, что подтверждается образованием рифовых фаций и др.

Погружение произошло в позднем олигоцене – 25,8 млн. лет, судя по содержанию гемипелагических радиолярий.

Пример близкой обстановки образования рифовых осадков приведен для районов Флориды и Багамских островов, где существовали мелководные условия седиментации на протяжении более чем 70 млн лет. [1].

³ Стратиграфия разреза 883В представляет самостоятельную работу.

⁴Абсолютные даты приведены по шкале [5].



Рис. 2. Процентное содержание радиолярий из зоны L. elongata, олигоцен- 25,8 млн. л.; 55 рейс «Gl.Chall» скв. 433А керн 7 обр. 6, глуб 62 м

Установление возраста слоев с радиоляриями имеет определяющее значение для реконструкции самой ранней истории начала океанской седиментации на ключевых структурах севера Императорского хребта.

Амплитуда погружения обсуждаемых структур в кайнозое была разной, что могло происходить за счет действия эндогенных сил Земли, возможно конвекционных течений в мантии.

Литература

1. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Осадконакопление в океанических бассейнах // Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. С. 145–165.

2. *Точилина С.В.* Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 133 с.

 Точилина С.В., Попова-Голл И.М., Василенко Л.Н. О переотложении меловых осадков по разрезам г. Детройт и западного склона хребта Витязь // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Седьмого Всероссийского совещания. 10–15 сентября 2014 г. Вл-к: Дальнаука. 2014. С. 312–318.

4. *Bukry D*. Coccoliths and Silicoflagellates from Deep Sea Drilling Project, Leg 19, North Pacific Ocean and Bering Sea // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1973. V. 19. P. 857–867.

5. *Cande S.C., Kent D.V.* Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, J. Geophys. Res., 100, 1995.6093–6095.

6. *Dalrymple G.B., Lanphere M.A., Clague D.A.* Conventional and 40Ar / 39Ar K-Ar ages of volcanic rocks from ŌJIN (Site 430), Nintoku (Site 432), and Suiko (Site 433) seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian – Emperor Chain // Init. Reps. of the DSDP. 1980. Vol. LV. P. 659–676.

7. *Duncan R.A.* and *Keller R.A.* Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. Vol. 5., Issue 8, 2004

8. *Hollis C.* Cretaceous – Paleocene Radiolaria from eastern marlborough New Zealand, 1997, p.152 Lover Hutt New Zealand.

9. *Kamikuri S., Moore Th. C., Lyle M., Ogane K., Suzuki.* Early and Middle Eocene radiolarian assemblages in the eastern equatorial Pacific Ocean (IODP Leg 320 Site U1331): Faunal changes and implications for paleoceanography. Marine Micropaleontology, 2013. vol.98.

10. *Keller, R.A., Duncan, R.A., and Fisk, M.R.* Geochemistry and 40Ar/39Ar geochronology of basalts from ODP Leg 145 (North Pacific transect). In Rea, D.K., Basov, I.A., Scholl, D.W., and Allan, J.F. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1995. P. 333–344.

11. *Ling H.Y.* Radiolarians from the Emperor Seamounts of the Northwest Pacific, Leg 55 of the Deep Sea Drilling Project. In Jackson, E.D., Koizumi, I., et al., Init. Repts. DSDP, 55: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1980. 365–373.

12. *Morley J.J., Nigrini C.* Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy of North Pacific sites 881, 884, 885, 886 and 887. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 145, Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W. and Allan, J. F. [eds.], College Station, TX [Ocean Drilling Program], 1995. P. 55–91.

13. *Shilov V.V.* Miocene–Pliocene radiolarians from Leg 145, North Pacific // Proceedings of the ODP. Scientific Results. 1995. V. 145. P. 93–116.

14. *Shilov, V.V.* 1995. Eocene–Oligocene radiolarians from Leg 145, North Pacific. *In* Rea, D.K., Basov, I.A., Scholl, D.W., and Allan, J.F. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 117–132.

15. *Takayama T*. Calcareous nannofossil biostratigraphy, Leg 55 of the Deep Sea Drilling Project. Department of Geology, College of Liberal Arts, Kanazawa University, Kanazawa, Japan, 1980.

16. *Tochilina S.V.* The Oligocene – Miocene boundary at the juncture of the Japan and Kuril Island arcs // Fifth International Congress on Pacific Neogene stratigraphy and IGCP- 246, Japan, 1991. P. 114–115.

17. *Worsley T.R.* Calcareous nannofossils: Leg 19 of the Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1973. V. 19. P. 741–750.

СТАТИСТИКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ МИГРАЦИИ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КОНТЕКСТЕ ВОЛНОВОЙ ПРИРОДЫ СЕЙСМИЧНОСТИ

С. В. Трофименко^{1,2}

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, ²Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, urovsky@yandex.ru

Изучение статистики распределений количества землетрясений в годовых циклах показало, что максимумы сейсмической активности смещаются в западном направлении от Сахалино-Японской островной дуги до восточного замыкания Байкальской рифтовой зоны. По уравнениям линейной регрессии получено значение скорости, равное в среднем 0,044град/сут или 16,2град/год.

В работе [1] из общего цикла миграции сейсмической активности по всему Тихоокеанскому сейсмическому поясу по часовой стрелке, можно выделить центральную (северную) часть, где сейсмическая активность во времени смещается в восточном направлении от меридиональной зоны субдукции.

Для северо-восточного сегмента Байкальской рифтовой зоны С.И. Шерманом определена западная миграция сейсмической активности со скоростью 13 км/год и периодом активизации 28 лет [2]. Здесь же автором показаны вектора смещения сейсмической активности в направлении В-3 от 138 до 110 меридиана.

В обобщающей работе [3] и ссылками в ней рассчитанная нами скорость входит в диапазон представленных авторами результатов по регионам: п-ов Рейкьянес (Исландия), Средиземноморская зона (между Азорскими островами и Ираном), Южная Италия, Греция, Северо-Антлактический хребет, соответственно. Близкие значения скорости совпадают по региону Камчатка [4, 5] и практически равны вычисленным значениям скорости в работе [1]. В общей сложности количество определений скорости миграции сейсмической активности, которые удалось зафиксировать, составляет порядка 100 определений. Статистика распределений модуля скоростей представлена на рис.1.

Совпадение распределения скоростей в диапазоне до 1000 км/год, вычисленных для всех сейсмоактивных зон (А) и отдельно для Тихоо-



Рис. 1. Распределение скоростей миграции сейсмической активности в различных диапазонах скоростей (А-Е) и широт (F)

кеанского сейсмического пояса (Е), свидетельствует о корректном обзоре, сделанном авторами [3, 5]. Более детальный анализ распределения скоростей показывает, в диапазоне до 400 км/год выделяется 3 пика с максимумом в интервале до 100 км/год (В), который на рис (С) представляет собой нисходящий график с максимумом скорости до 20 км/год (С). В данном диапазоне максимум приходится на скорость 2 км/год (D) с равномерной статистикой во всем диапазоне. Таким образом, наиболее представительными значениями (интервалами) скоростей миграции сейсмической активности можно считать скорости 2, (20–40), (35–75), (200–250), (350–400) и (750 – и выше) км/год.

На графиках (F) представлены результаты расчетов модуля скорости миграции по данным из работы [1]. В двух различных циклах скорости миграции оказались равными в среднем 1500 и 1000 км/год. Здесь обращает на себя внимание увеличение модуля скорости на экваторе и спад к широте 56°. Среднее значение скорости в диапазоне широт от 46° до 56° составляет около 1000 км/год. Одной из причин "крупномасштабных механизмов", контролирующих сейсмичность, авторы [1] связывают с флуктуациями движения плит.

Рассчитанные скорости по миграции сейсмической активности [6] дополняют результаты, ранее полученные авторами предыдущих исследований и, на основе строгих статистических построений, обобщают эти результаты и конкретизируют значения скорости миграции в диапазоне широт от 46° до 56°СШ. Полученное значение скорости 0,044 град/сут или 16,2 град/год приводит к естественному 22-х летнему циклу миграции сейсмической активности, связанному с взаимодействием в системе «Солнце-Земля» 3600/16.20≈22.2. Учитывая, что в работах авторов предыдущих исследований представлены практически все сейсмоактивные зоны Земли, можно считать, что миграция с данной скоростью протекает в виде стационарного процесса.

Близкие значения скоростей в рамках волновой модели можно рассчитать по материалам публикаций по выделению цикличности сейсмического процесса. В работе С. А. Федотова [7] рассмотрено распределение по времени числа землетрясений и выделено два активных периода, длительностью в 9 и 11 лет. Скорость деформационной волны равна соответственно 40 и 32.7 град/год или, примерно 2500 и 2000 км/год. В ряде работе В. А. Широкова [8, 9] выделен период сейсмической активности, равный 18,6 года, в точности совпадающий с периодом вынужденной нутации Земли 18.613 года за счет непрерывного перемещения по эклиптике к западу узлов лунной орбиты. Скорость западного дрейфа сейсмической активности в данном случае составит 19.4 град/год или, примерно 1000 км/год. Перигей лунной орбиты движется к востоку, совершая оборот за 8.85года, то есть инициирует деформационную волну, движущуюся со скоростью около 40.7 град/год или 2500км/год, что может быть причиной выделенного автором [7] 9-ти летнего цикла.

По видимому, самой медленной волной деформации можно считать волну, связанную с периодом прецессии Земли, равным 25800 лет. Скорость распространения данной волны равна 0.014 град/год или 0.84 км/ год, что определяет нижнюю границу скоростей миграции сейсмической активности.



Рис. 2. Годовое положение Земли относительно Солнца

Далее, в системе координат, вращающейся со скоростью обращения Земли вокруг Солнца (рис. 2), Земля совершает колебания с амплитудой ±23°27', или 46°54' за полгода. Этот процесс инициирует связанную меридиональную деформационную волну, движущуюся со скоростью 93°08'/год, или 10342 км/год, что определяет верхнюю возможную границу скоростей миграции сейсмической активности. В обзорных работах [3, 5] имеется 7 ссылок, в которых скорость миграции определена в интервале от 8 до 15000 км/год.

Во вращающейся системе координат Земля приближается зимой и удаляется летом от Солнца. Это приводит к радиальным колебаниям Земли: зимой Земля более сплюснута чем летом. Эти колебания могут быть источником меридиональных деформационных волн, полный цикл которых совершается за 2000 лет (360°/0.166°/год).

Таким образом, все величины скоростей миграции сейсмической активности и, в частности, миграции эпицентров землетрясений находится в спектре связанных деформационных волн, формирующихся в земной коре по действием внешних источников (Солнца и Луны).

Литература

1. Кузнецов И.В., Кейлис-Борок В.И. Взаимосвязь землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // ДАН. 1997. Т. 355. № 3. С. 389–393.

2. Sherman, S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics*, 4 (2). C. 83–117.

3. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А. Миграция коровых землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 149–167.

 Викулин А.В. Миграция очагов сильнейших Камчатских и Северо-Курильских землетрясений и их повторяемость // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 46– 61.

5. Викулин А.В. Миграция и осцилляции сейсмической активности и волновые движения земной коры // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. І российско-японский семинар, Хабаровск, 26–29 сентября 2000 г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 205–224.

6. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Быков В.Г., Меркулова Т.В., Иванова Н.А. Результаты статистического моделирования динамики сейсмической активности в зоне конвергентного взаимодействия Амурской и Евразиатской литосферных плит // «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». – Материалы Девятой Международной сейсмологической школы. Республика Армения, 8–12 сентября 2014 г. Ереван. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 312–316.

7. Федотов С.А. О закономерностях распределений сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 66–93.

8. Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и её долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны. Вулканизм и геодинамика. М.: Наука. 1977. С. 103–115.

9. Широков В.А., Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2, Вып. 8. С. 120–133.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВЕРОЯТНОСТНО-СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ МАССИВА ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

И.В. Уткин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, utkin@poi.dvo.ru

Установлено, что, имея большой цифровой массив гранулометрических анализов, характеризующий как площадную, так и вертикальную изменчивость донных отложений плавучей взвеси (drift matter: тефра, глинистые минералы, скелетные остатки планктона и т.п.), и применяя специально подобранный комплекс вероятностно-статистических методов обработки (разбиение гранулометрического спектра на популяции, тренд-анализ путей аккумуляции и др.), можно получить неизвестные ранее сведения о характере поступления вещества, местоположении его источника, путях воздушного и водного переноса, состоянии атмосферы и водной толщи при транспортировке.

Автором отработана следующая последовательность работы для литодинамического анализа среды осадконакопления.

1. Определение массы отложенных частиц. При необходимости, рассчитывается масса выпавшего на морское дно вещества. Для расчета, кроме гранулометрического состава использовались доступные данные о минералогическом составе, весовой влажности (процентного содержания воды в осадке), объемной и удельной массы компонентов осадка, существующие эмпирические зависимости между влажностью, параметрами гранулометрического состава и объемной массой.

2. Компонентный анализ (разбиение гранулометрического спектра на динамические популяции). Необходимость подобного шага заключается в том, что физические процессы в воздушно-водной (флюидной) среде имеют очень сложный характер при отсутствии единообразия. Иначе говоря, не существует такого способа движения, который мог бы один охарактеризовать динамику всей среды. Не существует и такого гранулометрического спектра, который целиком бы зависел от одного типа селекции. То есть, донный осадок (и отражающий его свойства гранулометрический спектр) не един, а состоит из отдельных компонентов (динамических популяций), частицы каждой из которых отличаются друг от друга как по генезису и способу попадания в среду осадконакопления, так и по физическому способу селекции перед захоронением.

Автор давно применяет один из параметрических (использующих заранее заданную конкретную формулу распределения) вариантов разбиения единого спектра на составляющие – сходимость к группе SFTраспределений. В российских источниках ссылки на этот метод автору неизвестны. Теория этого метода начала разрабатываться сначала У. Брауном, а затем продолжена им же в соавторстве с К. Уолетцом и М. Шериданом для анализа распределения вулканического пепла. В окончательном виде она была названа теорией последовательного дробления и селекции (sequential fragmentation transport, SFT). Достоинством ее является то, что она имеет достаточно обоснованный простой вывод, базирующийся на основах раздела математической физики, посвященных процессам дробления. Обычно в подобных случаях используются формулы



Рис. 1. Рассчитанная общая масса прослоя Байтоушань-Томакомаи (извержение 938 года н.э.), предположительно выпавшая на морскую поверхность; а — модель для раннего эксплозивного эпизода (весна), б — модель для позднего эксплозивного эпизода; значения на изолиниях и колонках — в г/см²



Рис. 2. Процентное содержание динамической популяции мелкого алеврита (средняя мода 0.018 мм) в донных осадках Восточно-Корейского залива. Изолинии показывают процентное содержание, стрелки – предполагаемое перемещение частиц в реликтовых долинах шельфа

стандартных вероятностных распределений без надежной обоснованности их применения. История становления и авторская модификация метода описана в одной из работ автора [1]. Автором при этом показано, что метод может быть применен для анализа глинистой составляющей морских осадков.

3. **Тренд-анализ.** Для определения направления перемещения частиц был выбран самый простейший, почти полностью концептуальный метод, известный в специальной литературе под аббревиатурой STA (Sediment Trend Analysis). Логику метода предложил П. Мак-Ларен, но следует отметить, что все без исключения его последователи (а в последних работах и сам разработчик метода) используют как основу для расчетов модификацию, предложенную Сю Гао. Подробное описание метода и его применение описано в работах автора [1, 2].

В качестве обязательных для модели параметров, в отличие от разработчиков метода и его последователей, для расчета путей перемещения частиц впервые был использован набор рассчитанных величин распределения SFT, существенно упростивший интерпретацию результатов [1]. В случае мгновенного выброса вещества (например, тефры из воздуха), можно с помощью дополнительных расчетных операций определить массу вещества, находившейся первоначально на поверхности моря (рис. 1). Как пример анализа распределения тонкозернистой взвеси, поступающей из устьев рек (рис. 2), показано распространение одной из динамических популяций ее гранулометрического спектра (терригенная мелкоалевритовая составляющая, Восточно-Корейский залив).

Литература

1. Уткин И.В. Реконструкция условий отложения дистальной тефры в глубоководной котловине Японского моря: катастрофическое извержение вулкана Байтоушань // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 31–42. [Utkin I.V. Reconstructing the Setting for Deposition of Distal Tephra in the Sea of Japan Basin: A Catastrophic Eruption of Baitoushan Volcano // Journal of Volcanology and Seismology, 2014, Vol. 8, No. 4, pp. 228–238. © Pleiades Publishing, Ltd., 2014.].

2. Уткин И.В. Компьютерная статистическая обработка данных по гранулометрии морских донных осадков для характеристики обстановок современного осадкообразования // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 96–113.

ПЕТРОФИЗИКА ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНО-ПРИМОРСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Т.А. Харченко, М.Г. Валитов

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, harchenko an@mail.ru

В настоящее время установлено, что береговая зона Приморья, шельф залива Петра Великого и континентальный склон являются зоной глубинного структурно-вещественного преобразования континентальной коры Сихотэ-Алиня в океаническую, которая фиксируется в глубоководной котловине Японского моря. При этом остается неясным: существует ли зона постепенного преобразования (трансформации) коры или процессы деструкции привели к обрушению и «растаскиванию» блоков неизмененной континентальной окраины [1]. Петрофизические характеристики и их изменчивость в пространственно-временных координатах конкретных структурно-вещественных комплексов открывают возможность для глубокого исследования геологической истории отдельных объектов литосферы. На этой основе настоящейработой предусматриваются петрофизические исследования как береговых магматических комплексов, обрамляющих западную часть залива Петра Великого, так и магматических комплексов развитых в континентальной части Приморья.

В юго-западной части Приморья в пределах Западно-Приморской структурно-формационной зоны, относящейся к Лаоелин-Гродековской геосинклинальной складчатой системе, геологосъемочными и картосоставительскими работами ГДП-200 в течение последних лет (2002–2010 гг.) установлено широкое площадное развитие магматических комплексов не только палеозойского, но и мезозойского возрастов.Западно-Приморская структурно-формационная зона, протягивается узкой меридиональной полосой вдоль государственной границы к западу – югозападу от оз. Ханка.На юге зоны позднепермские интрузии представлены гранитоидами Гамовского комплекса, на севере – гранитоидами Рязановского комплекса. Юрские граниты на всей площади Западно-Приморской СФ зоны выделены в Гвоздевский комплекс. В северной части описываемой зоны впервые выделены граниты триасового комплекса, ранее относившиеся к позднепермскому возрасту (рис. 1).

Породы южной части Западно-Приморской СФ зоны входят в зону глубинной трансформации континентальной коры в океаническую [1]. Целью данной работы является сравнительный анализ физических свойств (плотности, магнитной восприимчивости) магматических горных пород в пределах побережья зал. Петра Великого и последующего сопоставленияс указанными физическими свойствами аналогичных по типу и возрасту горных пород, развитых за пределами зоны глубинной структурно-вещественной трансформации земной коры с выводом о наличии либо отсутствиивлияния процессов образования Япономорской котловины на вещественный состав и физические свойства домеловых интрузивных комплексов южного Приморья.

На юге Хасанского района позднепермскиегранитоиды, относящиеся к Гамовскому тоналит-гранитному комплексу (P_2g), представлены биотит-роговообманковыми тоналитами, переходящими иногда в кварцевые диориты или плагиогранодиориты.Комплекс характеризуется повышенными значениями плотности ($\delta_{ep.} = 2,700 \text{ г/см}^3$) (рис. 2).Магнитная восприимчивость изменяется от 18 до 20749·10⁻⁶ сП ($\chi_{ep.} = 936 \cdot 10^{-6}$ сИ). Повышенными значениями магнитной восприимчивости обладают гранитоиды западной части района входящие в субмередиональную систему разломов – Барановский, Виноградный, Цукановский (на рис.1.



Рис. 1. Обзорная карта-схема гранитоидных комплексов Западно-Приморской СФ зоны. 1 – Триасовыйгранитный комплекс (gT₃k); 2 –Юрский гранитоидный комплекс (J₁g); 3 – Пермские гранитоидные комплексы (на севере – Рязановский; на юге – Гамовский). Буквами обозначены разломные зоны: Тл – Тан-лу, ЗП – Западно-Приморская

зона от 131°00'до границы с Китаем). Большая часть образцов лежит в интервале 100–500·10⁻⁶ сИ, это образцы отобраны в восточной части района в том числе из береговых обнажений [2].

Позднепермские гранитоиды Рязановского диорит-гранодиоритгранитового комплекса ($\gamma \delta - \gamma P_3 r$) слагают очень крупный Комиссаровский массив в северо-восточной части Западно-Приморскойструктурно формационной зоны в бассейнах рек Усачи, Комиссаровка, Молоканка. Комплекс представлен кварцевыми диоритами, биотитовыми гранитами, лейкогранитами.

Этот комплекс по магнитным свойствам делится, также как и Гамовский, на две группы. Однако в магнитную группу пород попадают образцы, взятые из районов контакта Рязановских гранитов с вулканитами Тальминской толщи.

Плотность гранитоидов рязановского комплекса изменяется от 2,506 до 2,851 г/см³ ($\delta_{cp.} = 2,609$ г/см³), магнитная восприимчивость от 10 до 29000·10⁻⁶ сИ ($\chi_{cp.} = 2831 \cdot 10^{-6}$ сИ).

Позднетриасовые граниты Каменушкинского комплекса(T₃k) выделены только в северной части Западно–Приморской СФЗ. Массив, протягивающийся на 30 км при ширине 7–10 км в северо-восточном



Рис. 2. Гистограммы распределения плотности и магнитной восприимчивости гранитоидных комплексов северной и южной частей Западно-Приморской структурноформационной зоны

направлении дискордантно структурам обрамления, позволяет считать его трещинной интрузией.Комплекс представлен биотитовыми гранитами, гранодиоритами и лейкогранитами. Каменушинские граниты по минерально-структурным признакам визуально надежно отличаются от более древних родственных образований Рязановского комплекса. В первую очередь более крупнозернистым и неравномернозернистым строением, цветовой гаммой, отсутствием амфибола в фемической части, свежестью биотита.

Среднее значение плотности ($\delta_{ep.} = 2,567 \text{ г/см}^3$) соответствует нормальной плотности не измененных гранитов по Дортман[5].Магнитная восприимчивость гранитов изменяется в пределах от 10 до $693 \cdot 10^{-6}_{en.}$ СИ ($\chi_{en.} = 97 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ).

Раннеюрские интрузивные образования относятся к Гвоздевскому гранодиорит-гранит-лейкогранитовому комплексу (γ - $\gamma \delta J_1 g$, $|\gamma J_1 g$), широко распространенному в Юго-Западном Приморье.В строении комплекса участвуют гранитоиды переменного состава от гранитов до гранодиоритов и лейкограниты. Магнитная восприимчивость гранитоидов Гвоздевского комплекса, выделенных в северной части Западно-Приморской СФ зоны, делится на две группы: магнитные (более 1000·10⁻⁶ ед. СИ) и слабомагнитные (менее 1000·10⁻⁶ ед. СИ), среднее значение – 3534·10⁻⁶ ед. СИ. Средняя плотность – 2,596 г/см³. В южной части описываемой СФ зоны, раннеюрские гранитоиды Гвоздевского комплекса слабомагнитные от 2,0 до 5837·10⁻⁶ ед. СИ (χ_{cp} =184·10⁻⁶ ед. СИ), среднее значение плотности – 2,618г/см³.

Проведенные исследования петрофизических свойств показали, что гранитоидные комплексы южной части Западно-Приморской СФ зоны отличаются повышенными значениями плотности и пониженными характеристиками магнитных свойств, это может быть связано с условиями формирования этих пород (наличия непосредственной близости бассейна Японского моря, процесс раскрытия которого сопровождался активной деструкцией континента и внедрением базитовый масс в ослабленную зону).

Гранитные комплексы выделенные в северной части Западно-Приморской зоны, характеризуются большим разбросом магнитной восприимчивости ($J_1g - 11-27445 \cdot 10^{-6}_{en}$ СИ; $P_3r - 67-29000 \cdot 10^{-6}_{en}$ СИ). Возможно, в результате тектонических процессов (рассматриваемый район на серево-востоке контролируется региональной разломной зоной планетарного масштаба – Тан-лу, на юго-востоке Западно-Приморской разломной зоной)[3], происходило внедрение в ослабленные зоны интрузий и излияние лав базитового состава, что привело к повышению магнитных свойств в одних гранитоидных блоков, в то же время процессы регионального метаморфизма привели к понижению этих свойств в других.

В северной части выделяются гранитоиды триаса, которые отличаются нормальной плотность (по Дортман), и низкими значениями магнитной восприимчивости.

Проведенные петрофизические исследования могут быть использованы при структурно-плотностном моделировании, которое позволяет решать проблему структурно-вещественной трансформации земной коры на стыке ее разнородных типов, а также при интерпретации магнитных и гравитационных полей, как материковой части, так и прилегающей акватории.

Литература

1. Валитов М.Г. Структурно-плотностная трансформация земной коры в зоне сочленения Центральной котловины Японского моря с континентом: Автореф. Дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2009. 24 с.

2. Валитов М.Г., Харченко Т.А. Физические свойства пород Гамовского и Гвоздевского комплексов (юго-западное Приморье) // Физика геосфер: Восьмой всероссийский симпозиум, 2–6 сентября 2013 г. Мат. докл. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 374–378.

3. Вржосек А.А., Сахно В.Г. Позднепермский гранитоидный магматизм восточной активизированной окраины Сино-Корейского щита // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск, 1990. С. 126–135.

4. Кононец С.Н., Съедин В.Т, Харченко Т.А., Валитов М.Г, Изосов Л.А. Геологическое строение и петрофизические свойства горных пород острова Попова (залив Петра Великого Японское море) / Тихоокеанская геология, 2014. Т. 33. № 2. С. 39–52.

5. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / ред. Н.Б. Дортман, М.: Недра. 1992. 455 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ КРИШТОФОВИЧА (ПЛАТО УЛЛЫН) ЯПОНСКОГО МОРЯ

И.Б. Цой, Е.П. Терехов, В.Т. Съедин, Н.Г. Ващенкова, М.Т. Горовая, Л.Н. Василенко, Н.К. Вагина

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, tsoy@poi.dvo.ru

Возвышенность Криштофовича (ВК) впервые открыта и изучена в 1973 г. в 20-ом рейсе НИС «Первенец» [1]. Она была названа в честь выдающегося геолога, стратиграфа и палеоботаника Африкана Николаевича Криштофовича (1885–1953 гг.), внесшего огромный вклад в изучение геологии Дальнего Востока и Восточной Азии. К сожалению, название возвышенности не было официально зарегистрировано, но до сих пор используется российскими учеными. Зарубежные ученые рассматривают эту возвышенность как южную часть Корейского плато и называют плато Уллын. Последнее название было утверждено в 2007 г. международным подкомитетом по наименованиям подводных морфоструктур (GEBCO SCUFN) и является официальным названием этой возвышенности.

ВК является третьей по величине подводной возвышенностью Японского моря после возвышенностей Ямато и Восточно-Корейской. Она отделена трогами от Восточно-Корейской возввышенности на западе, от банки Оки – на юго-востоке; склоны возвышенности переходят в днище Японской глубоководной котловины на северо-востоке, Цусимской котловины – на юге. ВК имеет почти квадратную форму со стороной около 100 км. Она представляет собой изометричный свод, осложненный хребтами и межгорными впадинами [2]. Вершины хребтов оконтурены изобатами 1100–1300 м; общий цоколь выделяется на глубине 2000 м; минимальная глубина, зафиксированная в южной части плато около 550 м.

ВК представляет собой континентальный блок, который в результате деструкции земной коры был отделен от континента и опущен на более чем 2000 м с начальных этапов образования современного Японского моря [2]. Геологический фундамент ВК сложен докембрийским метаморфическим комплексом, прорванным в ряде мест раннемеловыми гранитоидами и перекрытый субщелочными вулканитами трахиандезитового комплекса (окраинно-континентальные вулканиты) позднеолигоценраннемиоценового возраста. Осадочный чехол сложен позднекайнозойскими породами различного генезиса – озерными и морскими туфогенноосадочными породами [3, 4, 5].

В структурном отношении в ВК выделяются два этажа: нижний – докайнозойский и верхний – кайнозойский. Докайнозойский этаж сложен метаморфическими (гнейсы, гнейсо-граниты, мигматиты) породами позднеархейского-раннепротерозойского возраста, осадочными породами (песчаники, алевролиты) предположительно мезозойского возраста и гранитами раннемелового возраста (см. рисунок).

Кайнозойский этаж сложен позднеолигоцен-раннемиоценовыми эффузивами (базальты, андезиты, трахиандезиты, трахидациты, трахилипариты), игнимбритами, спекшимися туфами, туффитами и туфопесчаниками; среднемиоценовыми туффитами, туфоаргиллитами; верхнемиоценовыми туфопесчаниками (?), туфодиатомитами, диатомовой глиной; плиоценовыми туфоалевролитами, туфодиатомитами, туффитами, туфогенными и диатомовыми глинами, туфами пепловыми; четвертичными глинистыми туфогравелитами, туфопелитами и глинами с пирокластикой.

Возраст и условия формирования верхнекайнозойских осадочных пород впервые установлены на основе комплексного микропалеонтологического (диатомеи, радиолярии, споры и пыльца) исследования. В изученных образцах обнаружены морские комплексы диатомей зон Denticulopsis lauta (15.9-14.9 млн. лет) среднего миоцена, Rouxia californica (7.6-6.4 млн. лет) позднего миоцена, Neodenticula kamtschatica - N. koizumii (3.9/3.5-2.6/2.5 млн. лет) позднего плиоцена, Actinocyclus oculatus (1.0-2.0 млн. лет) раннего плейстоцена и Proboscia curvorostris (1.0-0.3 млн. лет) среднего плейстоцена. Данные по радиоляриям и спорово-пыльцевым комплексам в основном подтверждают возраст отложений, установленный по морским диатомеям. В туффитах и туфопесчаниках станции 1861, расположенной в основании юговосточного склона ВК на глубине 2350-2200 м, обнаружены пресноводные диатомеи, доказывающие раннемиоценовый возраст вмещающих пород и озерные условия их формирования. Выделенный комплекс диатомей имеет сходство с одновозрастными озерными диатомовыми комплексами подводных возвышенностей Ямато и Алпатова Японского моря



Геологическая карта подводной возвышенности Криштофовича (плато Уллын) и прилегающих подводных морфоструктур Японского моря. Составлена Е.П. Тереховым. 1 – четвертичные отложения: туфопелиты, туфогравелиты, глины с пирокластикой; 2 – верхнеплиоценовые отложения: туфодиатомиты, туффиты, туфогенные глины, туфы пепловые; 3 – нижнеплиоценовые отложения: туфоалевролиты, глины диатомовые; 4 _ верхнемиоценовые отложения: туфопесчаники (?) гравелистые, диатомиты глинистые, глины диатомовые; 5 –

среднемиоценовые отложения: туффиты, аргиллиты кремнистые, туфоаргиллиты, глины диатомовые туфогенные; 6 – нижнемиоценовые отложения: туффиты, туфопесчаники; 7 – щелочные вулканиты континентальных рифтов позднемиоценчетвертичного возраста: пикритобазальты, щелочные базальты, трахиандезиты, трахиты, фонолиты; 8 – субщелочные среднемиоцен-плиоценовые вулканические породы (пострифтовые вулканиты): базальты, трахиандезиты, трахиты; 9 – окраинно-континентальные субшелочные (экс-трахиандезитовый комплекс) позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканические породы: базальты, андезиты, трахиандезиты, трахидациты, трахилипариты, игнимбриты, спекшиеся туфы; 10 – раннемеловые граниты, гранодиориты, диориты; 11 – мезозойские (?) песчаники; 12 – среднепалеозойские (девонские?): а) граниты (биотитовые, мусковитовые, лейкократовые), плагиограниты; б) осадочные породы (конгломератобрекчии, дресвяники, песчаники, алевролиты); 13 – позднеархей-раннепротерозойские метаморфические породы: гнейсы, гнейсограниты, мигматиты; 14 – сбросы; 15 – разломы; 16 – предполагаемые геологические границы

и окружающей суши. Спорово-пыльцевые комплексы из этих пород ВК подтверждают их раннемиоценовый возраст и озерный генезис. По таксономическому составу они имеют сходство с комплексами зоны NP-1 раннего миоцена из котловины Ямато (скважина 797 ODP) [9] и возвышенности Ямато [7] Японского моря. Озерный генезис изученных отложений указывает на то, что в позднем олигоцене – раннем миоцене ВК представляла собой сушу, как и другие крупные подводные возвышенности (Ямато, Алпатова и др.) Японского моря [7, 8]. Об этом также свидетельствует широкое распространение здесь образований вулканокластической толщи, содержащей в своем составе игнимбриты и спекшиеся туфы, которые формируются в субаэральных условиях [6].

Формирование вулканокластических и вулканогенно-осадочных среднемиоцен-четвертичных пород ВК сопровождалось синхронным субщелочным (базальты, трахиты) вулканизмом, развитом на близко расположенных возвышенностях – Восточно-Корейской и Галагана, а также щелочным (базальты, трахиандезиты, трахиты, фонолиты) вулканизмом, проявившимся на близко расположенных островах (Уллындо, Лианкур, Оки), подводной горе Глебова и гайоте Оки [10]. Несмотря на то, что указанные вулканические постройки расположены за пределами ВК, высока вероятность участия эксплозивных продуктов вулканизма в процессе формирования среднемиоцен-четвертичных отложений этой возвышенности.

Работа проводилась по программе ФНИ ТОИ ДВО РАН (тема 5) и частично при финансовой поддержке программы «Дальний Восток» (проекты №15-I-1-004о, №15-I-1-003, №15-II-1-039).

Литература

1. Берсенев И.И., Берсенев Ю.И., Леликов Е.П. и др. Новые данные о геологическом строении дна Японского моря (по материалам 20-го рейса НИС "Первенец") // Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 3–14.

2. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 211 с.

3. *Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л.* и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

4. Geology and Geophysics of the Japan Sea. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 487 p.

5. *Kwon Y.K., Yoon S.H., Chough S.K.* Seismic stratigraphy of the western South Korea Plateau East Sea: implications for tectonic history and sequence development during back-arc evolution // Geo-Mar. Letter. 2009. V. 29. P. 181–189.

6. *Леликов Е.П., Терехов Е.П.* Щелочные вулканиты дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71–77.

7. Цой И.Б., Ващенкова Н.Г., Горовая М.Т., Терехов Е.П. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50–55.

8. Терехов Е.П., Ващенкова Н.Г., Горовая М.Т., Цой И.Б. Олигоценраннемиоценовый этап развития Японского моря // Тихоокеан. геология. 1990. № 3. С. 104–107.

9. *Yamanoi T.* Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of northeast Japan // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128 (Pt. 1). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 471–491.

10. Съедин В.Т. Вулканизм Японского моря – индикатор кайнозойского рифтогенеза окраины Азии // Кайнозойский континетальный рифтогенез. Материалы Всероссийского научн. симпозиума памяти академика РАН Н.А. Логачева. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 2. С. 138–142.

СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ СЕТЕЙ РАЗРЫВОВ В ЗОНАХ СЖАТИЯ, СДВИГА И РАСТЯЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ (РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

А.В. Черемных

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, cherem@crust.irk.ru

В работе рассмотрена специфика формирования крупных разломных (деструктивных) зон, образующихся при сжатии, сдвиге и растяжении литосферы. Обсуждаются исследования, проведенные на основе физического моделирования тектонических процессов с применением эквивалентного материала – глинистой пасты. Эксперименты выполнены с соблюдением условий теории подобия моделей реальным геодинамическим ситуациям. При принятых соотношениях исходных параметров: 1 мм на модели соответствовал 1 км в природе, а 1 минута эксперимента соответствовала ~1 млн. лет. Скорость деформации 5 мм/мин соответствовала природной скорости 5 мм/год. Формирование магистрального разлома в моделях при заданных параметрах происходит за 18-26 минут в зависимости от способа приложения нагрузки. За это время со средним интервалом в 40 секунд производилась фоторегистрация сети разрывов на поверхности моделей. Все разрывы по каждой из фотографий были приведены в цифровую форму. Полученная таким образом база данных отражала пространственное распределение разрывов в различные временные периоды формирования в моделях генерального разлома. Для количественной оценки изменений, происходящих в пределах моделируемых зон, анализировались длины разрывов, амплитуды смещения по некоторым из них, а также плотность и фрактальная размерность сетей разрывов.

Из экспериментальных работ известно, что деструкция в пределах зон крупных разломов литосферы развивается последовательно. Вначале формируется широкая линейная область мелких разрывов, затем в этой сужающейся зоне, за счет роста и последующего объединения развиваются более протяженные разрывные структуры, и этот процесс продолжается до формирования основного сместителя – разрыва разделяющего модель литосферы на всю мощность [1–3]. Кроме того, на базе физического моделирования установлено, что разломообразование в литосфере происходит на трех стадиях: ранней дизъюнктивной, поздней дизъюнктивной и стадии полного разрушения [4], а переходы между стадиями хорошо отражаются в изменении количественных показателей [5]. Цель наших исследований – сравнительный анализ количественных показателей формирования сети разрывов в зонах сжатия, сдвига и растяжения литосферы, развивающихся при изначально одинаковых геометрических размерах, вязкости и скорости деформирования.

Следует отметить, что в отличие от единой сдвиговой деструктивной зоны, при растяжении и сжатии в моделях формируются две крупные разломные зоны: одна со стороны подвижного штампа, другая – неподвижного (рис. 1). При сопоставлении динамики развития зон различного кинематического типа для растяжения и сжатия были использованы данные по сети разрывов со стороны неподвижного штампа, где процесс происходит быстрее. В целом же обработка произведена для обеих разломных зон.

Анализ количественных результатов моделирования позволил установить следующую специфику формирования деструктивных зон литосферы. Изменение фрактальной размерности сетей разрывов в зонах растяжения, сжатия и сдвига во времени показало: 1) формирование разрывной сети начинается раньше и протекает быстрее в зонах растяжения, чем в зонах сжатия и сдвига; 2) сложность сети разрывов в зонах сдвига и растяжения по абсолютной величине фрактальной размерности выше,



Рис. 1. Схемы моделирования зон растяжения, сжатия и сдвига. 1 – модельный материал; 2 – штампы экспериментальной установки; 3 – направление перемещения подвижного штампа; 4 – разрывы

чем в зонах сжатия; 3) фрактальная размерность, а, следовательно, и степень сложности сети разрывов в процессе формирования зоны сдвига увеличивается значительно быстрее. Причем, если на начальной стадии деструкции фрактальная размерность разрывов в зоне сдвига ниже, чем в зоне сжатия, то в момент формирования магистрального шва она даже несколько выше, чем в зонах растяжения.

Как говорилось выше, рост дислокаций в пределах моделей вне зависимости от типа моделируемой зоны, происходит закономерно от серии небольших разрывов к протяженному магистральному нарушению. Проведенные эксперименты не были исключением, однако изучение характера роста разрывов в зоне растяжения [6] выявило интересные особенности. Так, на фоне линейного увеличения длины разрывов и амплитуды смещения по ним, отмечаются эффекты несогласованного поведения этих параметров, проявляющиеся в моменты структурных перестроек. При этом деструкция модели между перестройками осуществляется за счет смещений по сбросам и не сопровождается значительным увеличением их длин на поверхности. Быстрый рост разрывов на поверхности модели, который фиксируется во время структурных перестроек, характеризуется аномально низкими (нулевыми или даже обратными – взбросовыми) смещениями по дислокациям. Вариации соотношений амплитуд смещения с длинами разрывов отмечены и в моделях сдвига, где они отражают стадии развития зоны [7].

Кроме того, анализ длин разрывов в каждый момент фоторегистрации выявил интересную особенность. При разломообразовании происходит уменьшение количества разломов в зоне с увеличением их длины, однако перед структурными перестройками активизируются и дополнительно зарождаются непротяженные разрывы (рис. 2). В такие моменты вся зона представляет собой закономерную в ранговом отношении структуру, которую ожидают существенные преобразования.

Немного о вероятных следствиях выявленной специфики. Интересными являются структурные перестройки, во время которых происходит существенное усложнение сети разрывов, что должно сопровождаться выделением значительной энергии (крупные сейсмические события в природе). Непосредственно перед этим в деструктивной зоне любого кинематического типа происходит активизация разноранговых разрывов. Формируются особые структуры названные нами диссипативными [8]. Эксперименты свидетельствуют о том, что подобные структуры могут быть разноранговыми, т.е. как крупными, охватывающими всю зону, так и мелкими – её сегменты или отдельные разломные зоны. Выявление диссипативных структур возможно на основе анализа длин разрывных



Рис. 2. Гистограммы длин разрывов (А) и график изменения фрактальной размерности их сети (Б) при моделировании зоны сжатия литосферы. Серым цветом на гистограммах и крупными кружками на графике выделены моменты перед структурными перестройками

нарушений в пределах областей динамического влияния деструктивных зон и разломов. Так как выделившаяся энергия сейсмического события корреспондирует с длиной образовавшегося или активизировавшегося разлома, то вероятен прогноз сильных сейсмических событий на основе анализа графиков повторяемости землетрясений. Кроме того, эксперименты показали возможность кратковременных взбросовых подвижек в ходе развития крупных сбросовых зон. В связи с тем, что данная особенность наблюдалась в моменты структурных перестроек, изучение её природных аналогов может быть полезным для исследования сейсмического процесса.

Литература

1. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.

2. Разломообразование в литосфере: зоны растяжения. Новосибирск:Наука, Сиб.отд-ние, 1992. 228 с.

3. Разломообразование в литосфере: зоны сжатия. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1994. 263 с.

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

5. Борняков С.А., Шерман С.И. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Физическая мезомеханика, 2000, Т. 3. № 4. С.107–115.

6. Шерман С.И., Черемных А.В., Борняков С.А., Гладков А.С., Шишкина Л.П. Динамика формирования генеральных разломов в зонах растяжения литосферы (результаты физического моделирования) // Физическая мезомеханика, 2002, Т. 5, №2, С. 79–86.

7. Борняков С.А., Шерман С.И. Стадии развития сдвиговой зоны и их отражение в соотношениях амплитуд смещения с длинами разрывов // Геология и геофизика, 2003, Т. 44, №7, С. 712–718.

8. Борняков С.А., Трусков В.А., Черемных А.В. Диссипативные структуры зон разломов и критерии их диагностики (по результатам физического моделирования) // Геология и геофизика, 2008, т.49, №2. С. 179–187.

ДИСПЕРСИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

В.А. Чупин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, chupin@poi.dvo.ru

Исследуемыйдиапазон периодов от 2 до 20 с характерен присутствием колебаний, возбуждаемых в очагах землетрясений, которые регистрируются лазерными деформографами. С использованием данных пространственно-разнесённых лазерных деформографов, расположенных в районе г. Краснокаменска[1] и в Хасанском районе Приморского края [2], определены скорости планетарных деформационных возмущенийкрупных сейсмических событий и исследованы их дисперсионные особенности.

При исследовании скоростей распространения колебаний произошедших землетрясений были взяты три сейсмических события, эпицентры которых располагались в разных частях планеты, по отношению к паре измерительных станций. Первое, по времени исследования, землетрясение произошло под Охотским морем с эпицентром на глубине 600 км. Второе сейсмическое событие имеет эпицентр у восточного побережья острова Хонсю на глубине 10 км, и последнее рассматриваемое сейсмическое событие произошло под островом Тайвань на глубине 10 км. Эти землетрясения породили хорошо наблюдаемые поверхностные волны, поэтому и были взяты за основу исследования.

По полученнымэкспериментальнымданнымопределены скорости планетарных деформационных возмущений рассматриваемого диапазона периодов. Установлено, что скорости планетарных возмущений дан-

	МЭС «м. Шульца»		Краснокаменск	
	Расстояние от эпи-	Скорость, м/с	Расстояние от	Скорость, м/с
	центра, м		эпицентра, м	
1	2197100	9114	2415940	10603
2	1299390	6934	2544210	7382
3	2282070	3704	2945870	4018

Характеристики планетарных возмущений в районах расположения лазерных деформографов



Дисперсионные кривые фазовой скорости сейсмических колебаний землетрясений 1–3

ного диапазона периодов варьируются в широких пределах и зависят от места расположения гипоцентра, и практически не зависят от района расположения лазерных деформографов (см таблицу).

Изучены дисперсионные особенности волн, регистрируемых лазерными деформографами (см. рисунок).

Установлено, что изменения фазовой скорости сейсмических колебаний во всех наблюдаемых случаях имеют приблизительно одинаковую динамику затухания даже в случае значительного расстояния между станциями наблюдения, но имеют некоторую разобщенность по причине разного расстояния между эпицентром землетрясения и станций наблюдения. Амплитуда исследуемых волн на станции находящейся дальше от эпицентра землетрясения падает до уровня шумов раньше, чем на другой станции.

Работа выполнена при частичной поддержке программы ДВО РАН «Дальний Восток».

Литература

1. Долгих Г.И., Рассказов И.Ю., Луговой В.А., Аникин П.А., Цой Д.И., Швец В.А., Яковенко С.В. Краснокаменский лазерный деформограф // Приборы и техника эксперимента. 2013.№5. С. 138–139.

2. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Овчаренко В.В. Изучение инфразвуковых возмущений двухкоординатным лазерным деформографом // Материалы докладов VIII Всероссийского симпозиума "Физика геосфер". Владивосток. Дальнаука. 2013. С. 167–172.

ГАЗОПРОЯВЛЕНИЯ, АНОМАЛЬНЫЕ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМОТЕКТОНИКОЙ МОРЕЙ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров, Ю.И. Мельниченко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, ren@poi.dvo.ru

Важнейшим аспектом распространения, состава и интенсивности газогеохимических полей, широко распространенных в окраинных морях Дальневосточного региона, является их связь с сейсмотектонической активностью зоны сочленения континентальных и окраинноморских геоструктур. В целом, на активной окраине Дальнего Востока происходит большое количество землетрясений, с которыми связано около 80% энергии от всех землетрясений северо-востока Евразии [1]. Исследование сейсмотектонического контроля распределения гетерогенных газовых потоков тесно связано с прогнозом и поиском углеводородных полезных ископаемых.

Цель работы: дать общую характеристику корреляции пространственной изменчивости и интенсивности газогеохимических полей с сейсмотектонической активностью дна Охотского и Японского морей, провести сравнение с другими районами.

Материалы и методы. В работе обсуждается тезис: газогеохимический режим морей дальневосточного сектора переходной зоны Востока Азии зависит от сейсмотектонической обстановки, которая контролирует газовые потоки, и формирование газогеохимических полей. Приведены сведения о газогеохимических полях и газопроявлениях (ГП) в районах Охотского и Японского морей с высокой, средней и низкой сейсмичностью за 1985–2014 гг. Связь ГП с сейсмотектонической активностью можно предварительно разделить на 4 типа по времени их отклика на землетрясения: досейсмический; косейсмический (от одного до нескольких часов); постсейсмический (краткий до месяца и длительный до года). Постановка мониторинга в морских условиях осложнена, что снижает надежность выявления указанных связей. Тем не менее, цель исследования достигается использованием данных по ежегодным экспедициям, выполненным в одних и тех же районах. На о. Сахалин в режиме суточного мониторинга получен представительный материал, который сопоставлен с литературными данными. До сейсмического события устанавливается региональный газогеохимический фон (фоновое газогеохимическое поле, ФГП), который в разных морях может незначительно варьировать по метану (3–5 ppm), водороду (2–7 ppm), азоту, углекислому газу, сильнее отличаться по гелию (5–30 ppm) и радону. ФГП имеет важное значение как репер для выявлений аномальных газогеохимических полей (АГП). На формирование ФГП, кроме природы источников газов и геологического строения, оказывает влияние микросейсмичность. Установлено также влияние слабых землетрясений на газовый состав атмосферы [Горяинов и др., 1996].

Результаты и обсуждение. Косейсмический эффект уверенно установлен для грязевых вулканов Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и хребта Окусири (север Японского моря). Грязевые вулканы: Южно-Сахалинский, Пугачевский, Лесновский и Восточный (о. Сахалин), Камихоронобэ и Ниикаппу (о. Хоккайдо), Матсудаи, Утакисибетсу, Гамо, Муроно, Камоу (о. Хонсю). Этот результат согласовывается с косейсмическими выбросами газов грязевых вулканов в Нанкайском троге [2] и на Тайване [3]. Современная вулканогенная сейсмичность Камчатско-Курило-Японской области отражается в появлении в вулканических выбросах углеводородных газов с косейсмическим метаморфогенным и абиогенным изотопным сигналом углерода метана (о. Кунашир (-28 ‰ PDB), о. Итуруп (-3 ÷ -6‰) и углекислого газа.

Краткий постсейсмический эффект может преобладать в случае сильных (более 3 баллов) мелкофокусных (до 50 км) землетрясений в зонах активных разломов восточного шельфа и склона о. Сахалин. Для этого района установлено, что увеличение количества выходов метана и его концентраций в водной толщи связано с ростом межгодовой динамики коровой сейсмичности по наблюдениям с 1985 по 2002 гг. [4]. Распределение энергии землетрясений, динамики сейсмичности, количества выходов пузырей метана и его концентраций связаны с сериями землетрясений в западной части Охотского моря и в сопредельных районах (Кунаширское, 1994, Нефтегорское, 1995, Хоккайдское, 2003, Невельское, 2007, Тохоку, 2011 и др.). Сейсмотектоническая активность изученного района не является постоянной и выражается в активизации одних разломов и стабилизацией других [4], что влияет на интенсивность газовых потоков. Это связано с тем, что в зонах разломов усиливается газовая миграция, может увеличиваться тепловой поток, что приводит также к диссоциации газогидратов. Кроме того, при активизации зон разломов происходит более интенсивная миграция газа (метана) из-под подошвы газогидратов, из нефтегазовых залежей и кристаллического фундамента к поверхности дна, что фиксируется по изотопно-газогеохимическим индикаторам (впадина Дерюгина, Курильская котловина и др.). При колебаниях сейсмической активности значительно изменяются интенсивность и объемы мигрирующих газов, уменьшение мощности газовых сипов (вплоть до полного исчезновения) на некоторых структурах и появление новых факелов, изменение концентраций газов в придонной воде и др. В других районах Охотского моря могут наблюдаться другие постсейсмические эффекты.

Изучение связи АГП Японского моря с сейсмотектоникой осложнено, в первую очередь в связи с низкой газогеохимической изученностью. Тем не менее, установлено, что газовые потоки, ассоциируемые с газогидратоносными осадками в Цусимской котловине, подножий хребтов Садо и Окусири и Южно-Татарском прогибе возникли в зонах повышенных сейсмичности и теплового потока. Это отражается в аномалиях миграционных газов (метана, гелия и др.). Также, на подводном газогидратоносном склоне хребта Окусири зафиксированы косейсмические изменения морфотектонической обстановки после цунамигенного землетрясения 1993 года (магнитуда 7.8, гипоцентр 30 км) [5]. Здесь была отмечена активизация взбросов – разломов, которые в восточной части Японского моря (бассейн Уэцу, склон о. Садо) и в западной части Охотского моря, как правило, контролируют интенсивные газопроявления. В приморской зоне Японского моря глубокофокусные землетрясения (для 21 события в период 1981-2009 гг. глубины гипоцентров составили 312-584 км, магнитуда 4.6-7.2 балла), по-видимому, определяют длительное постсейсмическое влияние на газогеохимический режим, проявляя и поддерживая на его фоне локальные процессы. Эта обстановка, например, выражается в существовании четырех метастабильных очагов разгрузки природных газов, маркируемых по метану, гелию и водороду на континентальном склоне залива Петра Великого. Изменчивость концентраций газов выявлена также в гидрологических скважинах прибрежных структур.

Связь сейсмотектоники и газопроявлений сложнее всего устанавливается для длительного постсейсмического типа. Для этой задачи одним из целесообразных решений является рассматрение процессов дегазации литосферы в пределах линеаментов – сложных протяженных геотектонических зон регионального (300–2000 км) и планетарного (3000–20000 км) масштабов [13]. Наиболее интенсивная углеводородная дегазация в регионе происходит в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, которая является частью Япономорского (Охотско-Япономорского) линеамента [6] (см. рисунок). Он выражен повышенной сейсмической активностью, протяженными разломными зонами, выраженными на поверхности активными разломами различных кинематических типов [7; 8]. В западной части Охотского моря и о. Сахалин эти разломы определяют участки сосредоточенных и площадных газово-флюидных проявлений (сипов, грязевых вулканов, водногазовых и геотермальных источников) углеводородных и других газов (водорода, гелия, углекислого газа). В июне 2012 г. на западном борте Курильской котловины был обнаружен гигантский газовый факел (высота над дном 2200 м, проект SSGH, см. рисунок). Признаки газовой активности в этом районе наблюдались и ранее. Интенсивность газовыделения резко упала в 2013-2014 гг. Наиболее вероятной причиной возникновения гигантского газового факела является сейсмотектоническая активизация. Наиболее сильным в этот период было катастрофическое землетрясения Тохоку 2011 года (магнитуда 9, глубина 24.4 км), эпицентр которого зафиксирован также в зоне влияния линеамента (восточнее о. Хонсю). Афтешоки и вызванные ими тектонические деформации, вероятно, нашли свое отражение и в усилении дегазации западного района Курильской котловины. На о. Хоккайдо тектонические смещения в результате этого землетрясения достигали 40 метров, а его геологические проявления наблюдались длительное время [9].

Примечательно, что обсуждаемый линеамент по целому ряду работ протягивается до моря Лаптевых [6; 10] (рис. 1). По последним работам [11], здесь выявлена редкая ситуация когда океанические рифтовые структуры, развитые в хребте Гаккеля (характерно растяжение с активным вулканизмом) посредством переходной зоны, приуроченной к шельфу моря Лаптевых и его побережья (поле смешанных тектонических напряжений), продолжаются на континент и сочленяются со звеном аккреционной природы. В 2011 г. на дне района примыкающего с юга к хребту Гаккеля обнаружена площадь масштабной разгрузки природного газа [12]. Континентальная часть линеамента следится по поясу повышенной сейсмичности, разломам, а также расположению углегазоносных структур. Следовательно, сквозные трансструктурные линеаменты, составляющие регматическую сеть Земли, могут определять места возникновения гигантских газовых факелов и полей масштабной разгрузки природного газа.

Таким образом, существующие данные по связи газогеохимических полей, газопроявлений и сейсмотектоники морей Дальневосточного ре-





гиона позволяют провести ее пространственно-временную типизацию и обсудить причины возникновения современных очагов дегазации литосферы.

Исследование поддержано грантами РФФИ 14-05-00294 и 15-05-06638, а также Программы «Дальний Восток» 15-I-1-017.

Литература

1. Юнга С.Л., Рогожин Е.А. Сейсмичность, механизмы очагов землетрясений и сейсмотектонические деформации в пределах активных блоков литосферы, Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Ред. А.Ф. Грачев. Москва. 2000. С. 412–417.

2. *Tsunogai U., Maegawa K., Sato Sh., Komatsu D.* D., Nakagawa F., Toki T., Ashi J. Coseismic massive methane release from a submarine mud volcano. Earth and Planetary Science Letters. Vol. 08. 2012. P. 341–344:79–85. DOI: 10.1016/j.epsl.2012.06.004

3. *Jiang G.-J., Jacques A., Lee Jian-Cheng, Chu Hao-Tsu, Hu Jyr-Ching, Mu Chung-Hsiang.* Faulting and Mud Volcano Eruptions Inside of the Coastal Range During the 2003 Mw = 6.8 Chengkung Earthquake in Eastern Taiwan. Terr. Atmos. Ocean. Sci. Vol. 22. No. 5. P. 463–473. 2011. DOI code: 10.3319/TAO.2011.04.22.01(TT)

4. Кулинич Р.Г., Бессонова Е.А., Обжиров А.И. О корреляции метановых эманаций со структурой фундамента северо-восточного шельфа и склона о. Сахалин и сейсмической активностью региона. // Дальневосточные моря России. Кн. 3. М.: Наука. 2007. С. 277–285.

5. *Takeuchi A*. Bottom response to a tsunami earthquake: Submersible observations in the epicenter area of the 1993 earthquake off southwestern Hokkaido, Sea of Japan. J. Geophys. Res. 103(B10). 1998. 24109–24125. doi:10.1029/98JB00572.

6. Лихт Ф.Р. Продолжение япономорского линеамента в геоморфологическом пространстве ТПП. В кн. Проблемы морфотектоники западно-тихоокеанской переходной зоны / Отв. ред. к.г.н. Б.А. Казанский. – Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 144–146.

7. *Рождественский В.С.* Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на южном Сахалине // Тихоокеанская геология. 1999. Т.18. №6. С. 59–70.

8. Мельниченко Ю.И., Обжиров А.И., Мишукова Г.И. Тектонодинамическая обстановка вокруг Япономорского линеамента (Хонсю-Сахалинский сегмент). // Физика геосфер: 7-й Всерос. симпозиум. Материалы докл. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 345–350.

9. Azuma R., Hino R., Ito Y., Mochizuki K., Uehira K., Murai Y., Sato T., Takanami T., Shinohara M., Kanazawa T. Effect of heterogeneous seismic structure of frontal prism on coseismic megathrust slip distribution in trench axial zone, Japan Trench and other subduction zones. 8th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes: Finding clues for science and disaster mitigation from international collaboration. Hokkaido University, Sapporo, Japan. 2014. http://hkdrcep.sci.hokudai.ac.jp/map/jkasp2014/
10. Ким Б.И. Структурное продолжение рифтовой долины хребта Гаккеля на Лаптевском шельфе. // Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Л., Изд-во ПГО «Севморгеология». 1986. С. 133–139.

11. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Океанические и континентальные рифты Северо-Восточной Азии и области их сочленения (сейсмо-тектонический анализ). Литосфера. 2004. №4. С. 44–61.

12. Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П., Дударев О.В., Дмитревский Н.Н., Шахова Н.Е. и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина "метановой катастрофы": некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Доклады Российской Академии наук. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.

13. http://www.gosthelp.ru/text/RB01901Ocenkasejsmichesko.html