



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РОССИЙСКИЙ ФОНД
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ
ИМ. П.П.ШИРШОВА РАН



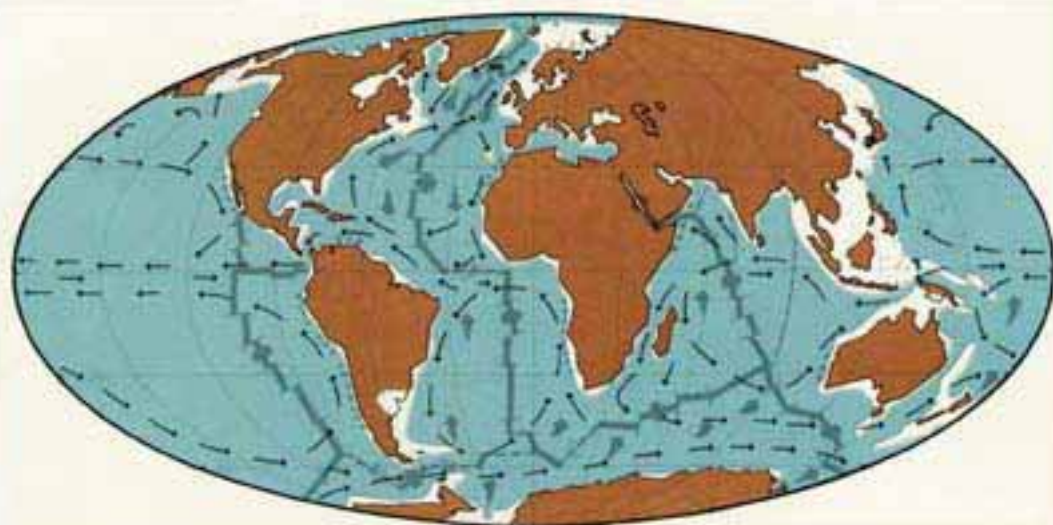
Материалы
XXI
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2015

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том V



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

**Материалы XXI Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии**

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том V

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

**Proceedings of XXI International Conference
on Marine Geology**

Moscow, November 15–20, 2015

Volume V

Москва / Moscow
ГЕОС / GEOS
2015

**ББК 26.221
Г35
УДК 551.35**

Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. – М.: ГЕОС, 2015. – 384 с.

В настоящем издании представлены доклады морских геологов, геофизиков, геохимиков и других специалистов на XXI Международной научной конференции (Школе) по морской геологии, опубликованные в пяти томах.

В томе V рассмотрены проблемы, связанные с геофизикой и геоморфологией дна морей и океанов, тектоникой литосферных плит.

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 15-05-20419), издательства ГЕОС.

Ответственный редактор
Академик *А.П. Лисицын*

Редакторы к.г.-м.н. *Н.В. Политова*, к.г.-м.н. *В.П. Шевченко*

Geology of seas and oceans: Proceedings of XXI International Conference on Marine Geology. Vol. V. – Moscow: GEOS, 2015. – 384 p.

The reports of marine geologists, geophysicists, geochemists and other specialists of marine science at XXI International Conference on Marine Geology in Moscow are published in five volumes.

Volume V includes reports devoted to the problems of sea floor geophysics and geomorphology, lithosphere plate tectonics.

Chief Editor
Academician *A.P. Lisitzin*
Editors Dr. *N.V. Politova*, Dr. *V.P. Shevchenko*

**ISBN 978-5-89118-640-8
ББК 26.221**

© ИО РАН 2015

***ГЕОФИЗИКА
И ГЕОМОРФОЛОГИЯ
ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ***

***SEA FLOOR GEOPHYSICS
AND GEOMORPHOLOGY***

**Ананьев Р.А.¹, Дмитриевский Н.Н.¹, Мутовкин А.А.¹,
Хортов А.В.¹, Шлезингер А.Е.²**

(¹Институт океанологии РАН, Москва, ²Геологический институт РАН, Москва)

**Сейсмостратиграфический анализ сейсмоакустических
профилей сверхвысокого разрешения
в Южной и Центральной Атлантике**

**Ananiev R.A.¹, Dmitrevskii N.N.¹, Mutovkin A.A.¹,
Khortov A.V.¹, Shlezinger A.E.²**

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Geological Institute RAS, Moscow)

**Seismostratigraphic and tectonic analysis of high-resolution
seismoacoustic profiles in South and Central Atlantic**

Ключевые слова: Атлантический океан, сейсмостратиграфия, сейсмофации, тектонические деформации

В экспедициях НИС «Академик Сергей Вавилов» и «Академик Иоффе» и 2009–2011 гг. получены новые сведения о строении верхней части осадочного чехла [1–5].

Трансатлантические геотраверсы от побережья Аргентины и Уругвая на юго-западе до побережья Африки и Бискайского залива на северо-востоке, и несколько сопутствующих полигонов, отработаны профилографом “SES-2000deep” (вертикальное разрешение 40–70 см, проникновение до 150 м). Первичная обработка сейсмоакустических данных произведена в программном пакете ISE [2].

Сейсмостратиграфическая интерпретация сейсмоакустических материалов с использованием данных геологического опробования (гравитационные трубки) и скважин глубоководного бурения условно выделяет четыре возрастных единицы разреза.

Дочетвертичные (возможно доплиоценовые) породы чаще всего представлены невыдержанными до хаотичности отражениями. Их кровля преимущественно срезана отражающим горизонтом А – поверхностью углового (структурного) несогласия. Видимая толщина дочетвертичных пород достигает нескольких десятков метров, однако основная их часть расположена ниже сейсмоакустической записи.

Четвертичные (возможно, плиоцен-четвертичные) отложения характеризуются выдержанными параллельно-слоистыми отражениями мощностью около первых десятков метров, иногда до 80–100 м. Подошвой четвертичных отложений является горизонт А (региональное угловое несогласие), в кровле же фиксируется условный горизонт Б, проведенный по гра-

ницам двух типов записи. На шельфе Уругвая по особенностям волнового поля можно наметить две возрастные подединицы.

Новейшие (скорее всего, голоценовые) осадки отличаются прозрачной и полупрозрачной сейсмоакустической записью. Подошвой служит условный сейсмоакустический горизонт Б, кровлей – современная поверхность дна океана. Мощность этих осадков редко выходит за пределы первых метров.

Современные постдеформационные осадки контуритового и пелагического происхождения распространены фрагментарно и обычно не выходят за пределы первых метров. Оползневые тела того же возраста достигают первых десятков метров.

Анализ сейсмоакустических материалов позволяет выделить несколько сейсмических фаций.

Прозрачная и полупрозрачная сейсмические фации почти лишены отражений либо отличаются слабым волновым импульсом. Подобная волновая картина возникает, когда скрытые перерывы седиментации во временном интервале растянуты. Данные фации приурочены преимущественно к новейшим осадкам, то- есть к самой верхней части осадочного чехла, ниже которой встречаются спорадически.

Стратифицированная сейсмическая фация представлена выдержанными параллельно-слоистыми отражениями, которые протягиваются на десятки километров. Фация приурочена преимущественно к четвертичным отложениям.

Контуритовая (дрифтовая) сейсмическая фация близка к стратифицированной, но отличается от неё площадной невыдержанностью, поскольку преимущественно заполняет врезь.

Оползневая сейсмическая фация распространена главным образом на континентальных склонах, склонах подводных возвышенностей, плато и Срединно-Атлантического хребта и, как правило, ограничена локальными несогласиями. Для волнового поля характерна общая акустическая прозрачность с отдельными отражениями, расположенными случайно.

Сейсмическая фация *пастообразных потоков* приурочена к четвертичным отложениям и имеет ограниченное распространение. Она состоит из протяжённых (до сотен километров) тел толщиной в первые метры, с выпуклой кровлей и ровной подошвой. Волновая картина характеризуется множеством дифрагированных волн. Пастообразная сейсмofация обычно приурочена к подножию континентального склона, являясь утолщенным (до 30 м) продолжением верхних 10м стратифицированной сейсмofации. Вероятно, это связано с возникновением мутьевых потоков.

В изученной части осадочного чехла можно выделить локальные тектонические деформации нескольких возрастных генераций.

Первая генерация (дочетвертичная) нашла отражение в постседиментационных и конседиментационных антиформах, синформах и моноклиналях и чаще всего имеет в кровле поверхность углового (структурного) не-

согласия и среза. Протяженность деформаций достигает нескольких километров при углах наклона до двух градусов. Они фиксируются на площадях шельфов, склонов и глубоководных котловин. Пример: антиформа на шельфе Аргентины; размер до 5 км при углах наклона отложений до 0.5 градусов. На крыльях по сравнению со сводом увеличена толщина слоёв.

Вторая генерация (четвертичная) наследует дочетвертичные структуры, но в более сглаженном виде. Характерны антиформы, синформы и моноклинали, причём наиболее распространены первые. На сводах антиформ фиксируются постседиментационное утонение слоёв, порой до многих десятков метров, при углах наклона крыльев до 3 градусов и поперечник во многие сотни и даже тысячи метров. Аналогичные параметры имеют четвертичные синформы и моноклинали. На площади глубоководных котловин вертикальная составляющая деформаций устанавливается по конседиментационному изменению толщины слоев. Иногда на антиформах и моноклиналях фиксируется угловое несогласие и срезание (до первых десятков метров) нижней части разреза верхнечетвертичными, а иногда новейшими осадками. Дизъюнктивная составляющая деформаций практически не выражена, а их общая амплитуда не выходит за пределы десятков метров. Так, на Бискайском континентальном склоне отчетливо картируется четвертичная антиформа, перепад мощностей в пределах которой от свода к крыльям достигает 20 м.

Третья генерация (новейшая) по амплитуде деформаций не выходит за пределы первых метров. Только на площади правого глубокого крыла четвертичной синформы в средней части континентального склона Аргентины её амплитуда достигает 20 м.

Четвёртая генерация (современная) образует антиформы, синформы, однокрылые грабены и моноклинали. Например, на Аргентинском шельфе зафиксированы два однокрылых грабена амплитудой до 5 м при размере до первых километров. В северной части Бразильской глубоководной котловины в современных отложениях и на океаническом дне отмечены антиформа, синформа и моноклинали, размерами до 10 км, амплитудой до 30 м и углах наклона 0.3 градуса.

На временных сейсмоакустических разрезах фиксируются вертикальные зоны потери корреляции, которые прорывают четвертичные отложения и локально разрушают осадки. В рельефе дна эти зоны проявляются как антиформы – конусы высотой до 10–20 м, иногда до 40 м, и протяженностью до первых сотен метров. В верхней части разреза наблюдаются отчетливые отражения, которые исчезают ниже 15 м под дном.

Палеотектонический анализ позволяет раскрыть развитие тектонических структур путём последовательного снятия снизу вверх наложенных разновозрастных деформаций. На Аргентинском континентальном склоне установлена тектоническая структура, которая предположительно формировалась в течение в дочетвертичного, четвертичного и новейшего време-

ни. Впоследствии на неё наложилась современная синформа, резко искажившая подстилающий тектонический структурный план.

Региональная составляющая устанавливается только для современных постдеформационных тектонических деформаций. Она доказывается подобным изгибом слоёв осадочного чехла океанического дна за пределами локальных дочетвертичных, четвертичных и новейших тектонических структур. Подобность до мельчайших деталей характеризует весь сейсмоакустический разрез.

Локальные тектонические деформации захватывают слои осадочного чехла. Фиксируется резкая наложенность более молодых тектонических структур на более древние, при этом все локальные тектонические структуры встречаются на разных гипсометрических уровнях от десятков метров на шельфе до 5 км и более на площадях глубоководных котловин. Такая закономерность может быть связана только с тектоническим наклоном океанического дна, созданным региональной составляющей современных деформаций.

На площадях континентальных склонов отсутствует несогласие прислоения. Так, на полигоне Кейн современный континентальный склон на глубине 4530 м продолжается палеосклоном, захороненным под кайнозойским осадочным чехлом. Площадные срезы слоёв на крыльях современных локальных синформ и постдеформационные пелагические фации подтверждают наличие современной региональной составляющей деформаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриевский Н.Н., Хортов А.В., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфический анализ сейсмоакустических профилей сверхвысокого разрешения и среднечастотных профилей НСП, МОГТ в Южной и Центральной Америке // Сейсмостратиграфия в геологии Мирового океана. Из-во Ламберт, 2015. С. 95–125.
2. Левченко О.В. Внутренняя тектоника океанов // Современное состояние наук о Земле, М.: Россия, 2011. С. 1082–1085.
3. Мурдмаа И.О., Левченко О.В., Маринова Ю.Г. О четвертичных сейсмofациях континентального подножия Атлантического океана // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 5. С. 427–450.
4. Мutowкин А.Д., Хортов А.В., Шлезингер А.Е. Верхнечетвертичные эрозионно-аккумулятивные контуритовые системы и тектонические деформации подножия континентального склона Южной Америки // Сейсмостратиграфия в геологии Мирового океана. Из-во Ламберт, 2015. С. 125–143.
5. Borisov D.G., Murdmaa I.O., Ivanova E.V. et al. Contourites and turbidites in the Columbia Channel region // Geo-Themas. V. 13. P. 538.

Seismostratigraphic analysis of seismoacoustic profiles shows local tectonic deformations. Modern local tectonic deformation occurred because of differentiation of regional movements and destruction processes. The bathymetry of Southern and Central Atlantic is a tectonic surface, formed by regional and local post-sediment deformations of modern age. At the same time this surface has complications – destruction antiforms and magmatic intrusions. All this processes has been forming modern face of Atlantic Ocean seafloor.

In investigations to follow, it is necessary to use complex analysis of different seismic and seismoacoustic methods/data with geology and paleomagnetic data. Such analysis can be a step to re-interpretation of genesis of all structures and parameters, mentioned above.

Анохин В.М.¹, Ломакин И.Э.²

(¹Институт озераведения РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: vladanokhin@yandex.ru ;

²Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины, г. Киев, igorlomakin@gmail.com)

Линеаменты и регматическая сеть как реальные явления глобальной тектоники

Anokhin V.M.¹, Lomakin I.E.²

(¹Institute of Limnology RAS, St-Petersburg; ²Department of Marine Geology and Sedimentary Ore Formation, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv)

Lineaments and regmatic network as a real phenomenon of global tectonics

Ключевые слова: линеаменты, разломы, сеть, континенты, океаны.

Анализ данных полевых и морских наблюдений, аэрокосмических съемок, разномасштабного картографического материала указывает на сходство ориентировок и генетическое единство тектонолинеamentных систем континентов и океанов. Сквозные структуры – закономерно ориентированные протяженные линеаменты – единой линией пересекают границы океан – континент, а также сами континенты и океаны, подтверждая целостность дизъюнктивно-регматического каркаса Планеты.

Каждый очередной всплеск интереса к проблеме линейных структур Земли закономерно определялся этапами формирования методов геолого-геоморфологического изучения Планеты. Успехи топографии, разномасштабного картирования, аэрофотосъемки, морских исследований объективно провоцировали появление и развитие понятия линеамента.

Этот термин был введен У. Хоббсом в работах 1901–1911 гг., где определялся как «не более, чем прямолинейный объект Земли». В дальнейшем понятие «линеament» уверенно эволюционировало от географически-описательного (Панов 1966, Хиллис 1967) до структурно-тектонического (Горшков 1949, Бубнов 1960, Кропоткин 1961, Мещеряков 1965, П.С. Воронцов 1968, Хаин 1973, Белоусов 1976, Ласточкин 1976, Кац и др., 1986, Репин 2005, Анохин 2006, 2012 и др.) [1–6]. Ввиду необходимости более общего подхода к данному понятию, под линеаментами предлагается понимать: «линейные структуры земной коры, выраженные в сменяющих друг друга линейных формах рельефа, линейных геологических формах, линейных аномалиях физических полей Земли и имеющие прямую или косвенную связь с разрывными нарушениями и зонами повышенной проницаемости в земной коре».

Методы линеamentного анализа сегодня позволяют решать многие реальные геологические задачи. Достижения космической геологии, морских

подводных исследований настойчиво инициируют необходимость выделения нового направления геологической науки – линейаментной тектоники, со своими объектами и методами исследования.

Анализ накопленного авторами за последние десятилетия существенно го объема оригинального полевого материала с использованием компилятивных данных позволил сделать некоторые обобщения по строению тектоно-линеаментных систем континентов, и океанов [1, 2].

Континенты Для континентов подтверждается (наряду с хаотической составляющей) существование четырех основных закономерно и одинаково ориентированных в пространстве систем крупных линейных форм рельефа: субмеридиональной (0–10°, субширотной (80–90°), диагональной СВ (30–60°) и диагональной ЮВ (120–140°). При этом направления крупных долин, валов, хребтов и береговых линий практически не отличаются друг от друга и могут быть объединены в единую систему (рис. 1, слева). Существующие индивидуальные особенности ориентировки линейаментной сети отдельных континентов и регионов, являются вторичными по отношению к этим 4-м системам.

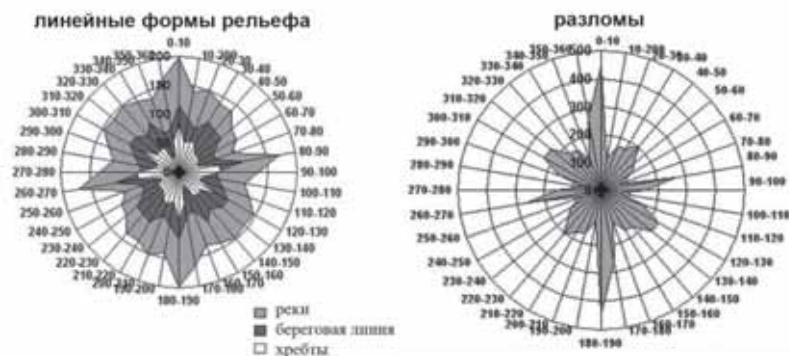


Рисунок 1. Розы-диаграммы направлений линейных форм рельефа и разломов Земли [1, 2]

Тем же 4-м главным системам подчиняются направления известных разломов (рис. 1, справа). Тем самым обосновывается единство линейаментной сети, независимо от формы поверхностного выражения целиком составленной дизъюнктивами.

Океаны. Всё многообразие ориентировок форм подводного рельефа определяется несколькими главными направлениями, постоянными для всего Океана. Отчётливо выделяется ортогональная и диагональная система линеаментов. Например, для северной Атлантики преобладают структуры 5–10°, 90–100°, 310–320°, 35–45°, 60° (рис. 2, слева). Схоже ориентированы

ветви суммарных роз диаграмм Южной Атлантики, Индийского и Тихого океанов [7, 8]. Суммарную розу линейментов Индийского океана определяет в основном СВ позиция трансформных разломов Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского, Западно-Индийского хребтов и положение субмеридиональных асейсмичных хребтов (Чагос, Эксплорер) (рис. 2, справа). В Атлантике существенное значение имеют диагональные структуры – хребты Рейкьянес, Вавилова, Китовый, цепи гор северо-Западной и Северо-Восточной котловин и др. Выявленная закономерность отчётливо проявлена также в мезо- и микрорельефе отдельных подводных гор [7]. Это зафиксировано в материалах более чем 60 погружений глубоководного обитаемого аппарата.

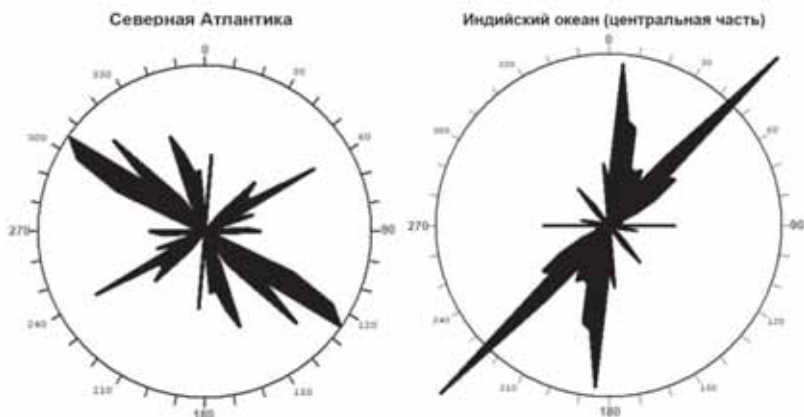


Рисунок 2. Розы диаграммы ориентировки линейментов
Северной Атлантики и Индийского океана [7, 8]

Различия в конфигурациях роз-диаграмм касаются в основном длин отдельных лучей (рис. 2), эти различия связаны с индивидуальной тектонической позицией отдельных регионов, степенью зрелости рифтовых систем и др. Несмотря на эти различия, на всех розах так, или иначе присутствуют 4 главных системы направлений – субширотная, субмеридиональная, СВ и ЮВ.

В целом планетарная линейментная сеть предстаёт единой для океанов и континентов, соответствуя регматической разломной сети, что иллюстрируется розой-диаграммой общепланетарной регматической сети (рис. 3).

Важная роль в формировании и развитии морфоструктуры океанического дна принадлежит «сквозным структурам», под которыми мы понимаем линейные неоднородности земной коры и верхней мантии, хорошо прослеживаемые на значительные расстояния и пересекающие без изменения направления геологические границы разных рангов, значитель-

ные блоки земной коры, в том числе континенты и океаны. Примеры сквозных структур – хребты Наска, Карнеги, Кокос, Хуан-Фернандес в Тихом океане; Вавилова, Китовый в Атлантике. Все они имеют линейное продолжение на континенте, где часто служат блокоразделяющими границами [9]. Само существование сквозных структур, являющихся органической составляющей линейamentных систем и континентов и океанов, указывает на общность и единство структурного плана литосферы Земли в целом.

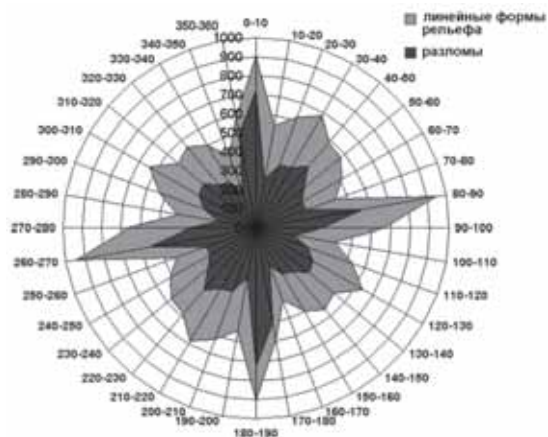


Рисунок 3. Роза-диаграмма ориентировки систем регматической сети Земли [1, 2]

Объединение в единой регматической сети линейных структур древнего заложения (границ кратонов, древних горных сооружений) указывает на длительный возраст формирования этой сети, на ее образование на ранних этапах формирования жесткой коры.

Ориентировка главных систем сети, симметричная относительно оси вращения Земли, прямо указывает на ротационный генезис регматической сети.

Выводы.

1. Основные линейные структуры всех континентов Земли имеют схожую пространственную ориентировку, сводящуюся к 4-м главным направлениям – субмеридиальному, субширотному, диагональному СВ и диагональному ЮВ.

2. Разномасштабные линейamentы дна океанов и их фрагменты ориентированы согласно направлениям глобальной линейamentной сети: 0° – 5° , 85° – 95° , 35° – 5° , 310° – 330° .

3. Тектонолинейamentные сети континентов и океанов, будучи связаны общностью азимутальной ориентировки и взаимопроникновением через трансрегиональные и глобальные сквозные структуры, образуют единую сеть.

4. На всей Земле развита общая закономерно ориентированная тектоно-линеamentная (регматическая) сеть древнего заложения, вероятно образованная под влиянием ротационных факторов. Учитывать факт ее существования необходимо при любых тектонических построениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. С-Пб.: Недра, 2006. 161 с.
2. Анохин В.М. Строение планетарной линеamentной сети. LAP LAMBERT Academic Publishing, GmbH & Co. KG. Saarbrucken, Germany, 2011. 247 с.
3. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 122 с.
4. Каттерфельд Г.Н. Планетарная трещиноватость и линеamentы Земли, Венеры, Марса, Меркурия и Луны. С-Пб.: IAP, 2000. 204 с.
5. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеamentной тектоники. М.: Недра, 1986. 144 с.
6. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев, «Наук. думка». 1977. 83 с.
7. Ломакин И.Э. Линеamentы дна Атлантического океана // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2012. № 2. С. 5–24.
8. Ломакин И.Э. Линеamentы дна Индийского океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 5–14.
9. Ломакин И.Э., Иванов В.Е. Линеamentы дна океанов и сквозные структуры // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 4. С. 30–46.

The results of long-term studies suggest that there exist on the continents and oceans general systems lineaments: latitude, meridian, diagonals NE and SE. This suggests the existence in the Earth's crust total long-lived regmatic regular network formed under the influence of factors of rotation.

Асавин А.М.

(Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В.И. Вернадского, Москва,
e-mail: aalex06@inbox.ru)

Вулканизм подводных гор Тихого океана – есть ли активность после смерти гайота?

Asavin A.M.

(Vernadsky Institute of Geochemistry RAN, Moscow)

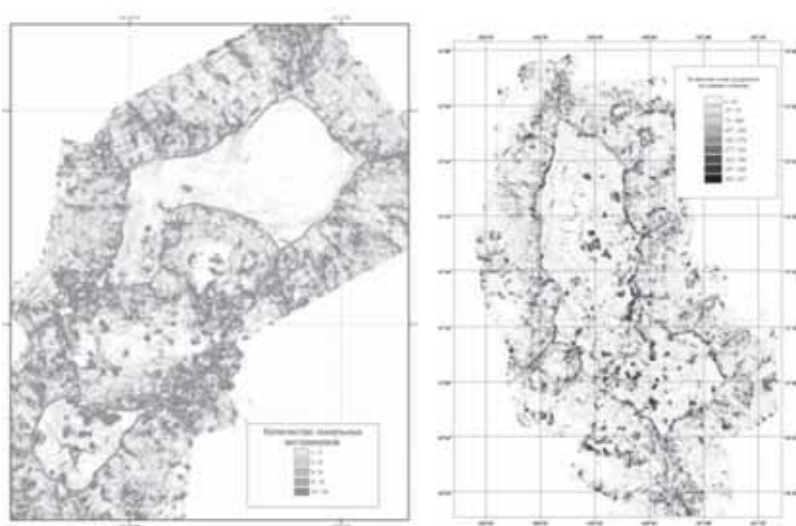
Volcanism seamounts of the Pacific Ocean.

Is there any activity after the death of Guyots?

Классические представления формирования плосковершинных подводных гор еще со времен Дарвина рассматривают завершающий этап системы подводный вулкан–атолл–гайот как окончательную “смерть” гайота. Ни биологической активности, ни вулканизма не предполагается после формирования на гайоте известковой коралловой шапки и опускании его на глубину ниже возможного уровня роста известняковых организмов. Этот момент положения гайота получил название «точка Дарвина». Данная схема поддерживается и теорией литосферных плит и теоретическими схемами формированием горячих точек и линейных цепей островов и подводных гор. Пока горячая точка располагается вблизи питающего очага, около активной плюмовой области, у конкретной подводной горы существует постоянный источник горячих расплавов тем или иным образом подпитывающих вулканические очаги вулканических построек подводной горы или острова. Однако когда несущая плита смещается, прямые связи-каналы с плюмом горячей точки разрываются и вулканизм естественным образом затухает. Синхронно со смещением подводной горы от источника магматического питания происходит и перемещение в более глубокие области океанического дна, то есть фактическое опускание подводной горы и прекращение активного роста известковых построек на его вершине. Однако эта стройная и красивая картина в последнее время нарушается фактическими наблюдениями за древними сооружениями подводных гайотов, которые позволяют говорить о молодой вулканической активности и после формирования известковой «шапки».

Во-первых, детальная батиметрия гайотов и в частности работы ГНЦ “Южморгеология” на Магеллановых горах показали существование сложных молодых вулканических форм рельефа на вершинах многих гайотов (Бутакова, Ита Май Тай и др.) [1] (рис. 1.). При этом, общий возраст гайотов приближается к раннемеловому и фактический стратиграфический разрез на гайотах включает в себя мощные известковые толщи более поздних этапов [2]. То есть все указанные гайоты уже прошли завершающую стадию формирования известковой шапки и, тем не менее, после этого на гайоте существовал этап активной вулканической деятельности.

Во-вторых, детальное фотопрофилирование на многих древних гайотах и подводных горах выявило определенные следы активной гидротермальной деятельности – яркие (желтых и оранжевых цветов) области изменения осадков, повышенные температуры воды, аномальные по области. Наиболее известный пример подводная гора Лоихи [3; 4] открытый в 1982 г [5; 6]. Аналогичная активность выявлена и на подводных горах горячей точки о-вов Общества, Макдональд, Питкарн и других. Визуальное наблюдение следов гидротермальной активности предполагает и наличие высокотемпературных областей внутри вулканической постройки, т.е. магматических очагов, существующих и в древних гайотах.



Гайот Бутакова

Гайот Ита-Май Тай

Рисунок 1. Геоморфологический анализ плоской поверхности гайотов. Черными мелкими областями на плоской вершине гайота выделяются вторичные вулканические конуса и постройки – фиксирующие этап активного вулканизма после формирования известковой крышки.

Следует отметить, что при работах ГНЦ “Южморгеология” 2014 г. фото профилирование и TV-съемка на гайоте Говорова также показало наличие свежих лавовых потоков и шаровых лав, излившихся непосредственно на выровненную поверхность известняков (см. пример на рис. 2).

В-третьих, подобные методы показывают, что на поверхности некоторых гайотов можно обнаружить молодые лавы. Причем очень часто поверхность вулканитов практически свежая и не покрытая Fe-Mn корками.



Подушечные лавы на поверхности гайота Говорова (данные рейса НИС «Геленджик» 2014 г.)



Фронтальные части молодых потоков на вершине гайота

Рисунок 2. Фото вершины гайота. В центре гайдроп диаметр белого круга 10 см.



Одна из драг вершины гайота Говорова. На фото видны куски известняков (белое), крупные блоки корок (бугристые темно-коричневые, с шагреновой поверхностью) и угловатые обломки – базальты.



Разрез обломка базальта: часть подушечных лав, видны контрастные радиальные трещины и корка закаливания.

Рисунок 3. Поднятые при драгировки вершины гайота известняки и молодые базальты (данные рейса НИС «Геленджик» 2014 г.)

Тогда как обычно корки охотно формируются на старых лавах или вулканокластитах, известняках и вулканитах, обнаженных на вершине гайотов и их склонах. Это свидетельствует о относительно молодом возрасте вулканитов, поскольку даже плиоценовые корки имеют мощность порядка нескольких см. В ряде случаев наблюдается затекание молодых плиоцен-

четвертичных осадков в контракционные трещины базальтов. Это свидетельствует о более позднем внедрении подводных лав, растекающихся по поверхности известкового пенепплена вершины гайота. Интересно также отметить, что в работах ГНЦ “Южморгеология” миоценовые лавы обнаружены на гайоте Альба и Федорова [7]. То есть после длительного (порядка 30 млн. лет) этапа отсутствия вулканической активности и формирования карбонатной крыши гайота снова активизировался магматический очаг и образовались лавовые конуса.

Рассмотренные факты, пока достаточно фрагментарны, и, несомненно, нуждаются в дальнейшем анализе, число публикаций на эту тему также пока ограничено. Значительно больше данных подтверждает окончательную «смерть» гайота. Например, детальный анализ поверхности гайотов и подводных гор Индийского океана [8] показал отсутствие подобных молодых вулканических структур. Повсеместно выделяются в основном прибойные террасы различного уровня и другие тектонические структуры, фиксирующие вертикальные тектонические движения. Не обнаружено геоморфологических признаков проявлений молодого вулканизма и на гайотах Грамберга, Пегаса, Паллада, Ильичева, входящих в систему Магеллановых гор.

К сожалению, до сих пор у нас нет данных по составу подобных молодых потоков, поэтому загадку возникновения вулканической активности следует отложить до получения этой информации. Однако уже сейчас хотелось бы обсудить некоторые предположения, которые возникают при рассмотрении этого вопроса. Этап последних вулканических извержений, который фиксируется по датированию коренных выходов вулканических пород на гайоте, не закрытых известковым чехлом. Он составляет порядка 5–10 млн. лет. Палеорекострукции движений гайотов Тихого океана означают, что разрыв вулканических очагов и плюмового источника состоялся по крайней мере 30–40 млн. лет назад. Даже при условии, что гипотеза предлагаемая [9] об искривлении магмаводов, сообщающихся каналов или туннелировании магматических систем верна. То есть даже при условиях хорошего термостатирования вулканических очагов время его полной кристаллизации вряд ли составит более 1 млн лет, а, скорее всего, будет на порядок меньше. Таким образом, даже если зона образования магм под подводными горами достаточно велика, представление о том, что она смогла бы просуществовать десятки миллионов лет вызывает большие сомнения. Конечно при дальнейшей проработке этого вопроса, прежде чем отбросить эту возможность, нужно провести численное моделирование.

Выведенное предположение о возможности активной вулканической и гидротермальной деятельности на древних гайотах и подводных горах, расположенных вдали от центров горячих точек и областей, мантийных плюмов требует нового исследования уже собранного материала и внимания при исследовании новых подводных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников М.Е., Сапрыкин С.С., Хулапова Т.М. Геологическая интерпретация материалов фототелевизионного профилирования поверхности подводных гор // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. №8 С. 86–96.
2. Mel'nikov M.E., Pletnev S.P., Sedysheva T.E. et al. New data on the structure of the sedimentary section on the Ita Mai Tai Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean) // Russian Journal of Pacific Geology. 2012. V. 6. (3). P. 217–229.
3. Sedwick P.N., Mcmurtry P.N.M., Macdougall J.D. Chemistry of hydrothermal solutions from Pele's Vents, Loihi Seamount, Hawaii // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. V. 56. P. 3643–3667.
4. Clague D., Paduan J.B., McIntosh W.C. et al. Submarine perspective of the Honolulu Volcanics, Oahu // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. V. 151 (1–3). P. 279–307.
5. De Carlo E.H., Mcmurtry G.M., Yeh H.-W. Geochemistry of hydrothermal deposits from Loihi submarine volcano, Hawaii // Earth Planet. Sri. Lat. 1983. V. 66. P. 438–449.
6. Malahoff A., Mcmurtry G.M., Wiltshire J.C., Yeh H.-W. Geology and chemistry of hydrothermal deposits from active submarine volcano Loihi. Hawaii // Nature. 1982. V. 298. P. 234–239.
7. Mel'nikov M.E., Pletnev S.P., Basov I.A. et al. New geological and paleontological data on Alba Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean) // Russian Journal of Pacific Geology. 2007. V. 1 (3). P. 257–264.
8. Ломакин И.Э. Террасы подводных гор и некоторые вопросы тектоники дна индийского океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 2. С. 42–54.
9. Epp D. Possible Perturbations to Hotspot Traces and Implications for the Origin and Structure of the Line Islands // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. № B13. P. 11273–11286.

On the base of the original research materials Magellanic guyots and synthesis of published data shows that guyots and seamounts are the object an active volcanic and hydrothermal processes.

Баранов Б.В., Дозорова К.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,

e-mail: bbaranov@ocean.ru)

Кинематика поперечных разломов преддуговой области Центральных Курил и миграция желоба

Baranov B.V., Dozorova K.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Kinematics of transcurrent faults in Central Kuriles forearc and trench migration

Ключевые слова: поперечные разломы, сдвиги, сбросы, миграция желоба, Центральные Курилы

Институт океанологии совместно с Тихоокеанским океанологическим институтом в 2005 и 2006 гг. провел две геолого-геофизические экспедиции в центральной части Курильской островной дуги. Экспедиции проводились в рамках двух проектов Президиума РАН, посвященных изучению Центрально-Курильской сейсмической бреши.

В результате анализа данных, полученных в экспедициях, было установлено блоковое строение преддуговой области Центральных Курил, сделано предположение о высоком сейсмическом потенциале этого участка дуги и дан сейсмический прогноз, который оправдался при сильнейшем землетрясении 15 ноября 2006 г, т.е. через три месяца после окончания последней экспедиции [1–4].

В настоящей работе нами были обобщены и проанализированы данные, полученные при батиметрических и сейсмических исследованиях в этих рейсах. Проведенные исследования дали возможность выделить ряд поперечных разломов и определить их кинематику, которая находится в соответствии с моделью миграции желоба в сторону океана, предлагаемой рядом исследователей для объяснения возникновения условий растяжения в задуговых бассейнах, например, [5].

Исследованный район располагается на приостровном склоне желоба в центральной части Курило-Камчатской островной дуги. Островная дуга состоит здесь из двух частей: внутренней (вулканической) дуги, представленной грядой Курильских островов и внешней дуги, которая соответствует подводному хребту Витязя. От вулканической дуги хребет Витязя отделяется междуговым прогибом. В пределах района исследований хребет Витязя состоит из двух отрезков – юго-западного и северо-восточного; на траверсе между островами Симушир и Расшуа сам хребет и междуговый прогиб в рельефе не выражены (рис. 1а). Примечательной структурой в пределах района является подводная долина Буссоль, которая представляет со-

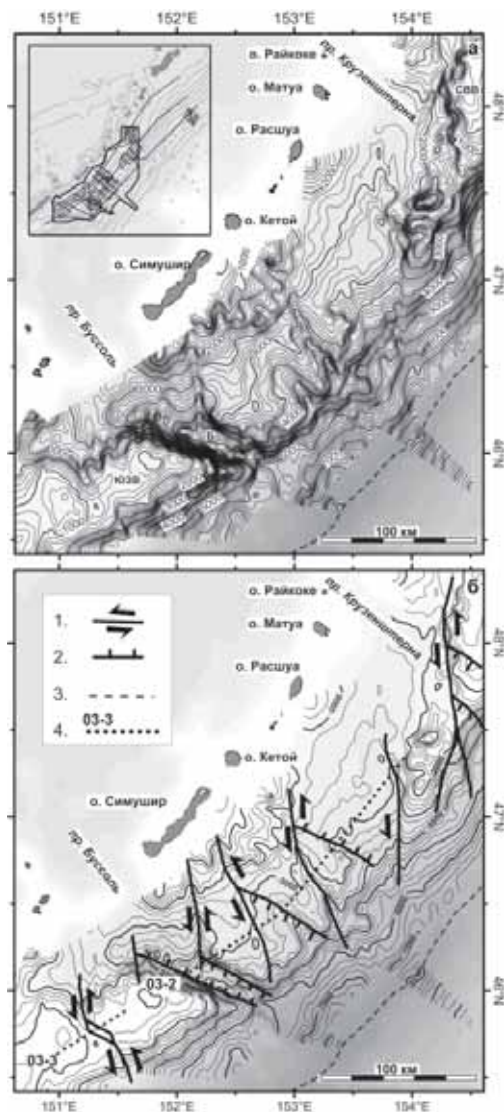


Рисунок 1. (а) Батиметрическая карта фронтальной части Центральных Курил. ЮЗВ и СВВ – юго-западная и северо-восточная части хребта Витязя, соответственно, Б – грабен Буссоль. Сечение изобат равно 100 м. На врезке показана схема геофизических профилей и участок склона для которого была составлена карта. (б) Схема поперечных разломов. Сечение изобат равно 250 м. 1 – сдвиги, 2 – сбросы, 3 – ось желоба, 4 – сейсмические профили и их номер.

бой тектонический грабен, ориентированный поперек простираения островного склона [6].

На основе данных, полученных в экспедициях на нис «Академик Лаврентьев», были построены батиметрические карты и карты рельефа акустического фундамента для всей области исследования и ее отдельных участков. На батиметрической карте, составленной для всей области исследований, видно, что кроме грабена Буссоль во фронтальной части дуги присутствует ряд поперечных структур, выраженных в рельефе каньонами или уступами (рис. 1а).

Совместный анализ сейсмических профилей, батиметрической карты и карты акустического фундамента дал возможность выделить две системы поперечных разломов, имеющие различную кинематику. Разломы первой системы ориентированы в северо-северо-западном – субмеридиональном, а второй – в северо-западном направлениях (рис. 1б). Используемый сейсмический метод дал нам возможность проследить разломы только до аккреционной призмы, которая начинается на глубинах порядка 6000 м [7].

Несколько каньонов северо-северо-западного – субмеридионального простираения, располагаются на склоне юго-западного отрезка хребта Витязя, обращенного к междуговому прогибу. Самый крупный из них соответствует протяженному разлому, который пересекает вершинную поверхность хребта и продолжается на его юго-восточном склоне, где формирует крутой уступ высотой около 1000 м. На вершине хребта Витязя разлом имеет кулисное строение; на кулисе располагается небольшой грабен северо-западного простираения (рис. 1б, рис. 2, проф. 03-3). Соотношение грабена с разломом дает основание считать разлом левосторонним сдвигом. Это подтверждается левосторонним смещением изобат на уступе юго-восточного склона хребта.

Грабен Буссоль ограничивает с северо-востока хребет Витязя и представляет собой наиболее яркий пример разрывных нарушений северо-западного простираения. Северо-восточный борт грабена ограничивается субмеридиональным разломом, который приурочен к каньону, протягивающемуся вверх по склону, по крайней мере, до изобаты 1000 м. Сброс северо-восточного борта грабена Буссоль является сопряженным к этому разлому, который может рассматриваться в качестве левостороннего сдвига.

Центральная часть исследованного района, расположенная между юго-западным и северо-восточным отрезками хребта Витязя имеет блоковое строение, которое видно как в рельефе, так и в акустическом фундаменте (рис. 1а, рис. 2, проф. 03-2). Блоки ограничены субмеридиональными разломами или комбинацией субмеридиональных и северо-западных разломов. Смещения на разломах являются аналогичными смещениям, рассмотренным выше, т.е. сбросовыми на разломах северо-западного простираения и сдвиговыми на субмеридиональных разломах.

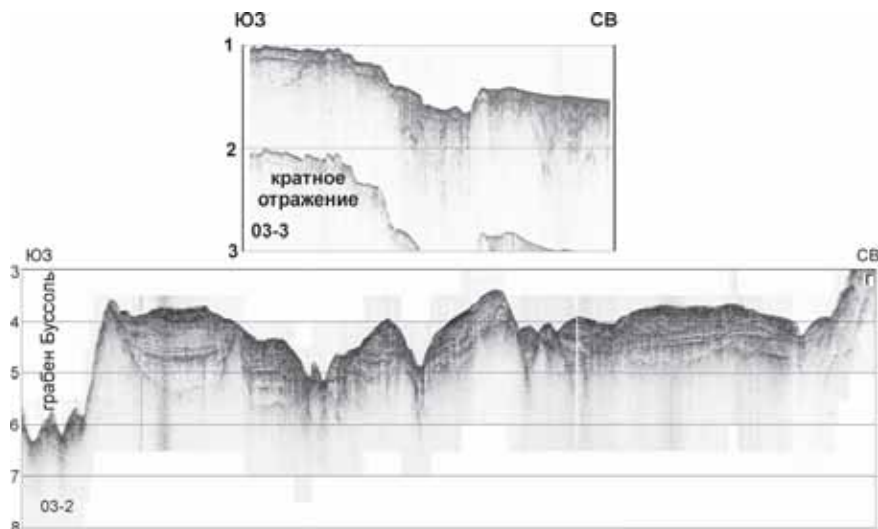


Рисунок 2. Сейсмические разрезы, на которых видны грабены и блоки фундамента, ограниченные разрывными нарушениями. Положение разрезов см. на рис. 16. Вертикальная шкала – удвоенное время пробега волны в секундах.

Северо-восточная часть хребта Витязь состоит из двух ступеней, кулисно смещенных относительно друг друга (рис. 1а). Субмеридиональные разломы разделяют ступени и отделяют сам хребет от опущенного участка к юго-западу от него. Смещения, по крайней мере, на разломе, который разделяет ступени, являются левосторонними, что отчетливо видно по кулисному расположению ступеней хребта Витязя и изгибу изобат на его юго-восточном склоне.

Ранее предполагалась [8], что образование грабена Буссоль обусловлено перемещением блока хребта Витязя в юго-западном направлении за счёт сдвиговой составляющей, появляющейся при косом поддвиге Тихоокеанской плиты под этот отрезок дуги. Нашими исследованиями было установлено, что структурный рисунок преддуговой области Центральных Курил является более сложным и условия растяжения не ограничиваются грабеном Буссоль, а проявляются в более широкой области вплоть до северо-восточного отрезка хребта Витязя. Возникновение условий растяжения может быть связано с миграцией желоба в сторону океана, что вызывает соответствующее смещение фронтальных блоков дуги и проявляется в наличии субмеридиональных левосторонних сдвигов и оперяющих их сбросов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лавёров Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И. и др. Центральнo-Курильскaя «брешь»: строение и сейсмический потенциал // Доклады РАН. 2006. Т. 408. № 6. С. 1–4.
2. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно-геологической характеристике "сейсмической брешии" в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 5–19.
3. Лобковский Л.И., Куликов Е.А., Рабинович А.Б. и др. Землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. в районе Центральнoх Курил: оправдавшийся прогноз // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 6. С. 829–833.
4. Baranov B.V., Ivashchenko A.I., Dozorova K.A. The Great 2006 and 2007 Kuril Earthquakes, Forearc Segmentation and Seismic Activity of the Central Kuril Islands Region // Pure and Applied Geophysics. 2015. DOI: 10.1007/s00024-015-1120-z
5. Heuret A., Lallemand S. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005. V. 149. P. 31–51.
6. Васильев Б.И., Суворов А.А. Геологическое строение района подводной долины Буссоль (Курильская островная дуга) // Новые данные по геологии Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 58–68.
7. Klaeschen D., Belykh I., Gnibidenko G. et al. Structure of the Kuril Trench from seismic reflection records // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. № B12. P. 24173–24188
8. Kimura G. Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kuril arc // Geology. 1986. V. 14. P. 404–407.

Structural pattern and kinematics of transcurrent faults in Central Kuriles forearc was investigated. It was shown that faults kinematics corresponds with trench migration model that implies shifting of frontal arc blocks along a system of strike-slips resulting in extension pattern including grabens and normal faults.

Баренбаум А.А.

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, azary@mail.ru)

О механизме образования базальтового слоя коры океанов

Barenbaum A.A.

(Oil and Gas research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

On the mechanism of formation basaltic layer of oceanic crust

Ключевые слова: океаническая кора, кометная гипотеза, базальты, астеносфера

“Истинное знание есть знание причин”

Френсис Бэкон

Введение. По современным представлениям кора океанов подразделяется на четыре слоя. Верхний сложен осадочными породами, мощность которых варьирует в разных частях Мирового океана от почти полного их отсутствия и до 10–15 км. Под слоем осадков находится вулканогенный базальтовый слой ~1.5–2.0 км. Сверху он состоит из остывших подушечных лав толеитового состава, а нижняя его часть представлена дайками долеритов – подводящих каналов, через которые базальтовая магма изливается на океаническое дно. Под вулканогенным слоем залегает слой габбро ~2 км, образованный в результате медленного остывания и кристаллизации поступающего снизу к поверхности базальтового расплава. А еще ниже лежит слой серпентинитов ~2–2.5 км, представляющих собой сильно гидратизированные ультраосновные породы мантии. Океаническая кора имеет многочисленные трещины и разломы, по которым циркулирует океанская вода, достигая малопроницаемого для воды слоя серпентинитов.

Считается, что базальтовый слой подпитывается магмой, которая по каналам диаметром ~0.6 км может поступать с глубин 100÷230 км [1]. Скорость подъема магмы в зависимости от вязкости варьирует от 0.3 до 3 м/год [2]. На глубине 20÷30 км могут возникать камеры, в которых магма кристаллизуется в виде разных интрузивных тел [3]. Ожидалось, что аналогичный слой базальтов имеется под слоем гранитов на континентах. Однако базальты на предполагавшейся глубине под континентами не обнаружены. Так что вопрос о причинах наличия базальтового слоя в океанах и его отсутствия на континентах, а также процессах, вызывающих эти различия, открыт [4]. Его возможное решение обсуждается ниже с позиций предложенной автором гипотезы [5, 6]. Эта гипотеза предполагает, что базальтовый слой коры океанов возникает вследствие нагрева пород мантии галактическими кометами.

Кометная гипотеза. Согласно [7], основным поставщиком энергии и вещества на нашу планету являются падения галактических комет. Эти па-

дения носят характер «кометных ливней» длительностью 2–5 млн. лет, которые повторялись в фанерозое через 20–37 млн. лет. За время одного ливня на Землю упасть $\sim 10^4$ – 10^6 комет. Их масса составляет $\sim 10^{12}$ – 10^{17} г, а энергия $\sim 10^{20}$ – 10^{25} Дж. Все периоды кометных ливней выделены в истории Земли как эпохи природных катастроф, времена которых служат границами стратонов шкалы фанерозоя.

Последний кометный ливень произошел на границе неогена и квартера $\sim 5 \div 1$ млн. лет назад и привел к значительному нагреву пород астеносферы не только Земли, но и других планет земной группы. Плотность падений галактических комет в период ливня составила 3–5 тел на площадку $100 \times 100 \text{ км}^2$ [8].

На Земле инициированный этим ливнем нагрев астеносферы повсеместно вызвал подъем поверхности континентов, получивший название «новейших поднятий земной коры» [9]. А нагрев астеносферы под океанами привел [10] к обширному излиянию лав на дно (рис. 1). Этот процесс в океанах происходит и сейчас, проявляясь в виде так называемых явлений «молодого вулканизма» [11].

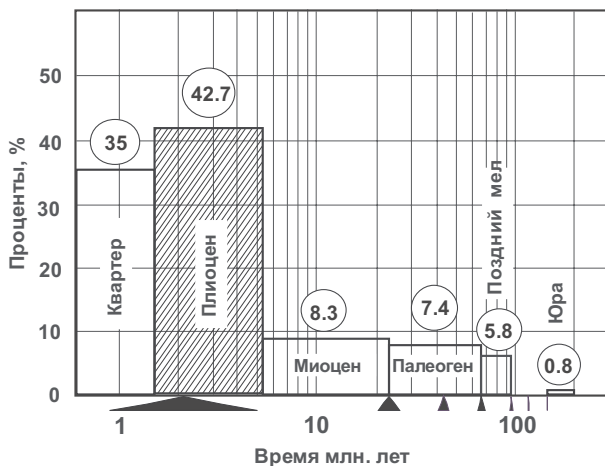


Рисунок 1. Распределение базальтовых вулканических пород островов и дна океанов по возрасту [12]. Треугольники внизу – времена кометных ливней [7]

Данные рис. 1 свидетельствуют, что подавляющее большинство базальтовых пород коры океанов образовалось в период последнего кометного ливня. Породы старшего возраста редки и на $\sim 80\%$ дна Мирового океана, вероятно, замещены внедрениями базальтов последней генерации.

Механизм нагрева пород галактическими кометами обоснован нами в [6]. Суть механизма состоит в том, что падая на Землю, галактические коме-

ты создают узконаправленную ударную волну, которая глубоко проникает в литосферу, вызывая нагрев цилиндрического столба пород диаметром от 200 м до 7 км. Нагрев столь велик, что сверху столб испаряется, образуя кратер, а породы под кратером плавятся, образуя магматическую камеру. Возникшая магма заполняет кратер, при этом ее излишки могут излиться на поверхность. Если энергии не хватает, магма кристаллизуется в верхних слоях земной коры, формируя при остывании интрузии разного состава и строения.

Время нагрева столба пород ударной волной составляет доли секунды, а время перераспределения и диссипации в нем тепловой энергии занимает ~400 тыс. лет для мелких комет и ~2 млн. лет для крупных.

Эффекты нагрева пород литосферы континентов «малыми» (диаметр 300 м) «большими» (диаметр 3 км) галактическими кометами показаны на рис. 2. Принимая во внимание распределение комет по размерам [7], число вторых в последнем кометном ливне было примерно в 100 раз меньше, чем первых.

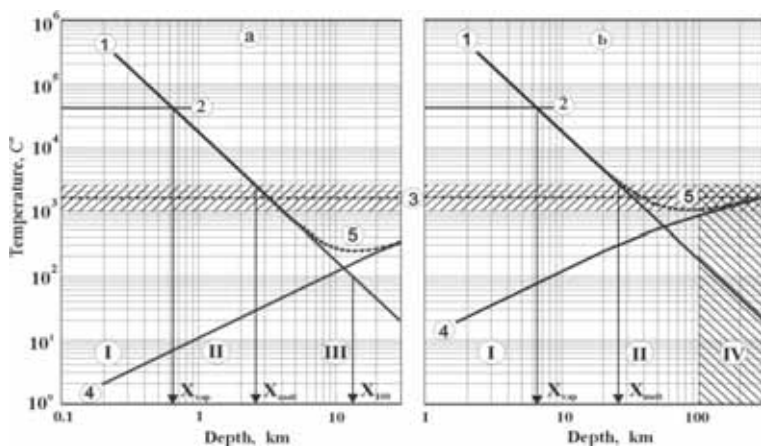


Рисунок 2. Нагрев пород кометами с диаметром ядра 300 м (а) и 3000 м (б). 1 – расчетная температура нагрева пород; 2 – температура испарения пород; 3 – область температур плавления пород (заштрихована), штрих пунктирная линия – средняя температура плавления 1750°C; 4 – естественный рост температуры с глубиной; 5 – общий нагрев пород. Обозначения зон: I – испарения, II – плавления, III – нагрева; IV – астеносфера

Т.к. температура нагрева с глубиной снижается, то магма в верхней части зоны плавления сильнее обогащается тугоплавкими минералами по сравнению с нижней частью магматических камер. Этим обстоятельством можно объяснить образование двух основных типов базальтов: толеитовых

и щелочных. Толиты приурочены к районам с высокими температурными градиентами (до $100^{\circ}\text{C}/\text{км}$) и образуются при частичном плавлении пород на небольших глубинах [4]. Тогда как щелочные базальты возникают на глубинах $\sim 50\text{--}100\text{ км}$ в зонах с градиентами температур $< 30^{\circ}\text{C}/\text{км}$ и отвечают меньшей степени частичного плавления пород. Отметим, что в океанах астеносфера находится гораздо ближе к поверхности, чем на континентах. Поэтому обильное излияние лавы на дно вызывают падения не только крупных, но и мелких комет. Общая картина дополняется тем, что появление в толще воды полого канала, заполняемого сверху водой, а снизу магмой, сопровождается мощными донными процессами. На эти процессы указывает наличие осадочных пород в базальтовом фундаменте, а также диабазовых силлов в низах осадочного чехла [11, 13].

Основные результаты и выводы

- Главной причиной образования базальтового слоя коры океанов являются падения на Землю галактических комет, создающие сильный нагрев и плавление пород литосферы вплоть до глубин $200\text{--}250\text{ км}$.

- Океанические базальты преимущественно выплавляются из пород мантии в эпохи падений галактических комет продолжительностью $\sim 1\text{--}5\text{ млн. лет}$, которые в фанерозое циклически повторялись через каждые $20\text{--}37\text{ млн. лет}$.

- Вследствие частых падений галактических комет в эпохи кометных ливней, образование базальтов происходит импульсами, которые инициируют кометы разной энергии. Вследствие чего в магматических породах океанической коры возникает слоистость, наблюдаемая как у базальтов вулканогенного слоя, так и залегающих ниже габброидов. Толщина отдельных слоев меняется от долей до нескольких метров, составляя в среднем 2 м [13]. В случае излияния магм на поверхность, например, при образовании траппов, толщина слоев возрастает.

- Отсутствие под континентами слоя базальтов, аналогичного коре океанов, может быть объяснено большей глубиной залегания астеносферы под материками по сравнению с океанами, а также составом пород континентальной литосферы. В результате, если в океанах образовавшиеся на глубинах более 10 км магмы основного и щелочного состава изливаются на поверхность, то возникающие на тех же глубинах под континентами кислые гранитные магмы в виде интрузий различного состава и формы «застревают» преимущественно в коре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.
2. Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // Известия АН СССР. Сер. Геология. 1976. № 5. С. 25–37.

3. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
4. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 263 с.
5. Баренбаум А.А. Реакция литосферы на падения галактических комет (I): образование вулканогенно-базальтового слоя коры океанов // Матер. XIV межд. Конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», Москва-Борок, 7–10.10.2013. М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 31–34.
6. Баренбаум А.А. Возможный механизм нагрева литосферы галактическими кометами // Уральский геологический журнал. 2013. № 1 (91). С. 21–39.
7. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2010. 544 с.
8. Баренбаум А.А. О происхождении новейших поднятий земной коры. Новая постановка проблем глобальной геодинамики // Уральский геологический журнал. 2012. №6 (90). С. 3–26.
9. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры на континентах как следствие подъема из мантии крупных масс горячего вещества // Доклады АН. 1994. Т. 336. № 5. С. 680–683.
10. Баренбаум А.А. Молодой вулканизм как свидетельство новейших поднятий земной коры в Мировом океане // Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2013. С. 16–20.
11. Панаев В.А., Митулов С.П. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 247 с.
12. Пронин А.А. Геологические проблемы современных и древних океанов Л.: Наука, 1977. 216 с.
13. Блюман Б.А. Земная кора океанов по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.

We presented the hypothesis according which basalt layer of oceanic crust is form by downs galactic comets. The presence of this layer in oceans and its absence on continents are determined by lithosphere thickness. In first case the basaltic magma reaches surface and forms a layer of basalts at the ocean bottom, while on continents magma has acidic composition and is crystallized in Earth's crust in form batholiths and sills.

Баренбаум А.А.

(Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, azary@mail.ru)

О происхождении коры континентов: новый подход к решению проблемы

Barenbaum A.A.

(Oil and Gas research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

On the origin of continental crust: new approach to solving the problem

Ключевые слова: концепция КОСС, земная кора, Фэзтон, галактические кометы.

Введение. В отличие от базальтов океанической коры, образовавшихся при частичном плавлении ультраосновных пород мантии в последние ~100 млн. лет, фундамент континентальной коры состоит из метаморфизованных гранитных пород, которые могли сформироваться еще в раннем докембрии [1]. Изучение древнейших пород нашей планеты дает основания полагать [2], что ранняя кора Земли, как и современная океанская, выплавлялась из мантийного ультраосновного вещества, уже тогда сильно деплитированного. Авторы нашли, что механизм плавления пород мантии в то время не сильно отличался от сегодня существующего. Но ранняя кора содержала меньше кремнезема и щелочей [2]. По современным представлениям, кора континентов начала возникать еще на стадии аккреции Земли ~4.6 млрд. лет назад. Предложенные сценарии этого процесса [3] предполагают, что на заключительном этапе образования Земли ее поверхность была полностью расплавлена. Но уже ~4.4 млрд. лет назад на планете появляются зачатки материковой коры [4] анортозитового состава [5]. Позже масса гранитной коры возрастает, проявляя активизацию процессов образования коры и тектономагматизма 3.5, 2.6, 1.6, 1.0 и 0.6 млрд. лет назад [1, 6]. Несмотря на большое количество гипотез [3], предложенных для объяснения происхождения земной коры, этот вопрос пока еще далек от своего решения [4]. Укажем две, на наш взгляд, наиболее серьезные трудности. Первая состоит в малом объеме гранитных магм, которые способны выплавить ультраосновные породы мантии. Вторая трудность связана с объяснением причин цикличности образования земной коры в докембрии с характерным временем ~1 млрд. лет. Для преодоления первой трудности предложены гипотезы воздействия на породы глубинных флюидов [7, 8], частичного плавления базальтов в процессах субдукции [9], ударно-испарительной дифференциации пород в ходе аккреции Земли [3] или их метаморфической дифференциации на стадии образования [10] и др. А циклы образования земной коры пытаются связать с формированием у Земли металлического ядра и мантийных оболочек [11].

Новый подход к проблеме. Наиболее спорным в существующих взглядах на происхождение земной коры является вопрос о применимости гипотезы Канта-Лапласа к образованию Земли [12]. Так как эта гипотеза не учитывает тот факт, что Солнечная система и ее планеты могут подвергаться мощным воздействиям Галактики, как в эпоху образования, так и в процессе дальнейшей эволюции. В связи с явлением струйного истечения вещества из ядра Галактики, сегодня твердо установлено [12], что при орбитальном движении Солнца в Галактике все планеты через каждые 20-37 млн. лет бомбардируются галактическими кометами, и примерно раз в млрд. лет Солнце гравитационно взаимодействует с другими звездами, меняя параметры галактической орбиты. С учетом этого явления автором предложена [13] отличная от Канта-Лапласа концепция образования Солнечной системы, названная «Космогонией открытой Солнечной системы (КОСС)». Концепция КОСС построена на двух постулатах: 1. Солнце и планеты представляют собой «открытую» систему космических тел, подверженную воздействиям звезд и комет Галактики, которые приносят в нее большие порции вещества и энергии. 2. Событие 4.6 ± 0.1 млрд. лет назад – это второй главный цикл образования планет в Солнечной системе, обусловленный разрушением планеты Фазтон, что привело к возникновению пояса астероидов.

Концепция КОСС. Предполагается, что Солнечная система сформировалась в два этапа. На первом возникли только планеты, а их спутники и астероиды – на втором, после разрушения Фазтона. На момент гибели Фазтона Солнце и планеты существовали как минимум ~ 2 млрд. лет, а наша планета уже имела Fe-Ni ядро, кору и близкую современной систему мантийных силикатных оболочек [13]. К гибели Фазтона, вероятно, привел пролет Солнца через массивное звездное скопление, что нарушило фигуру устойчивости этой планеты [14], вызвав начало ее фрагментации. Превращение Фазтона в груды обломков, которые образовали на его орбите кольцо, став объектами столкновений с галактическими кометами, и послужило причиной повторного планетообразования в Солнечной системе. Рассеяние в кольце большого количества кометного вещества наряду с ростом массы Солнца инициировало еще три процесса, происходивших в разных частях Солнечной системы одновременно: 1) дробление и интенсивное перемешивание материала галактических комет и астероидов при их столкновениях в кольце; 2) массовый выброс из зоны кольца вторичных комет и обломков Фазтона, которые бомбардировали поверхность всех планет и 3) вынос наружу из кольца огромных количеств газов и пыли, которые захватывались внешними к поясу планетами. В КОСС показано, что изначально массы всех планет с удалением от Солнца отвечали стандартной модели [15]. Но после гибели Фазтона многие планеты претерпели изменения, которые отразились на их массе, строении и составе вещества. При этом если внешние к Фазтону планеты: Юпитер, Сатурн и Уран приобретали спутники и, захва-

таявая кометные газы, становившиеся их оболочкой [16], превращались в ядра планет-гигантов. То внутренние планеты, включая Землю, теряли собственную массу. Согласно КОСС с гибелью Фазтона связано и появление у Земли ее спутника – Луны [17]. Эта гипотеза впервые вводит в рассмотрение экзогенные источники вещества земной коры, что позволяет по-новому подойти к решению проблемы ее происхождения. Таких источника три: 1) первичная кора, оставшаяся на Земле после гибели Фазтона, 2) выпадающие на Землю останки Фазтона (астероиды и метеориты) и 3) бомбардирующие Солнечную систему галактические кометы.

Первичная земная кора. Расчеты показывают [17], что в результате падений фрагментов Фазтона Земля лишилась $\sim 245 \pm 10$ км поверхностного слоя пород. Этот слой на $\sim 1/3$ состоял из первичной анортозитовой коры и на $\sim 2/3$ из пород мантии. 18% оторвавшегося вещества вошло в состав Луны, а остальное было утеряно. Поверхность Земли при этом могла расплавиться до глубины ~ 100 км. После остывания расплав дифференцировался на кору и мантийную часть. Но из-за потери $\sim 2/3$ первичной коры оставшегося корового вещества хватило лишь на то, чтобы покрыть материками $\sim 1/3$ поверхности земного шара. Этот дефицит первичного корового вещества проявляется в наличии у Земли океанического и материкового полушарий, присутствии системы движущихся литосферных плит, а также отражается на характере эволюции [1, 4] земной коры в целом.

Материал Фазтона. После образования кольца астероидов падения его тел на Землю становятся обыденным явлением. Наиболее часто астероиды падали вслед за взаимодействиями Солнца со звездами, менявшими параметры галактической орбиты Солнца. По данным геохронологии такие взаимодействия имели место 3.5, 2.6, 1.65 и ~ 1.0 млрд. лет назад. На эти времена приходятся все основные периоды активизации на Земле процессов рудообразования и тектономагматизма в докембрии [6]. В частности, с событием 2.6 млрд. лет связана главная эпоха отложения джеспилитов [18]. Учитывая их запасы и содержание Fe в осадочных породах той эпохи, на Землю тогда выпало $\sim 10^{23} - 10^{24}$ г железокремниевых пород [10], что вызвало невиданные по масштабам процессы выветривания [19].

Кометное вещество. Другим поставщиком материала земной коры являлись ливневые падения галактических комет, которые повторялись в среднем через 25 млн. лет. За один раз на Землю с кометами могло поступать $\sim 10^{20} - 10^{22}$ г воды, на порядок меньше углерода и на $\sim 2-3$ порядка меньше других химических элементов в соответствии с их космическим обилием [12]. Особо важную роль играли кометы галактических рукавов, содержащих повышенные концентрации Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K и Ca [20]. Указанные петрогенные элементы активно участвовали в процессах образования пород земной коры, причем некоторые из них формировали промышленные скопления, как например фосфаты и соли.

Основные результаты и выводы:

- Вскрыта ограниченность гипотезы Канта-Лапласа, привлекаемой сегодня к решению вопросов образования Земли и происхождения земной коры.
- Обоснован новый подход к решению проблемы происхождения земной коры на концептуальной основе [12], которая предполагает более зрелый возраст Земли и массовые выпадения на нее галактических комет и астероидов.
- В соответствии с развиваемыми представлениями континентальная кора представляет собой продукт сложной и длительной переработки в тектоносфере вещества трех основных источников: 1) Остатков первичной тугоплавкой анортозитовой коры, которая возникла на первом этапе образования Земли и частично сохранилась у нашей планеты после гибели Фазтона. Этим мы объясняем дефицит на Земле анортозитового материала, а также преобладание океанической коры над континентальной. 2) Фрагментов Фазтона (астероидов), в большом количестве выпадавших на Землю при взаимодействиях Солнца с массивными облаками звезд. Эти падения с момента гибели Фазтона циклически повторялись через ~1 млрд. лет, вызывая прирост континентальной коры 3.5, 2.6, 1.65, 1.0 и 0.6 млрд. лет назад. 3) Вещества галактических комет, которые каждые ~25 млн. лет приносили на Землю воду, углеводороды, а также Al, Mg, Ca, K, Na, P и др. петрогенные химические элементы, участвовавшие в образовании кислых гранитных магм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 263 с.
2. Балашов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Изотопно- геохимические и петрологические данные о формировании и преобразовании протокры // Ранняя кора: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С. 102–112.
3. Яковлев О.И., Диков Ю.П., Герасимов М.В. Роль ударно испарительной дифференциации на стадии аккреции Земли // Геохимия. 2000. Т. 38. № 10. С. 1027–1045.
4. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
5. Барсуков В.Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Вестник АН СССР, 1982. № 4. С. 42–52.
6. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора – мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.
7. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Известия АН СССР. Сер. геология. 1973. № 12. С. 3–6.
8. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
9. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

10. Барсуков В.Л. и др. О возможном механизме образования планетных кор // Геохимия. 1988. № 2. С. 150–179.
11. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991.
12. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: «ЛИБРОКОМ», 2010. 544 с.
13. Баренбаум А.А. Происхождение астероидов и метеоритов (новая космогоническая концепция) // Концептуальные основы геологии. СПб: СПбГИ, 1992. С. 9–27.
14. Савченко К.Н. Космогония Канта и проблема происхождения малых тел Солнечной системы // Проблемы происхождения тел Солнечной системы. М.-Л.: Наука, 1975. С. 8–243.
15. Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы. Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990. 295 с.
16. Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 139 с.
17. Баренбаум А.А. Солнечная система в эпоху взрыва Фаетона. Происхождение Луны // Концептуальные основы геологии. СПб: СПб ГИ, 1992. С. 95–106.
18. Голдич С.С. Возраст докембрийских полосчатых железорудных формаций // Докембрийские железорудные формации Мира. М.: Мир, 1975. С. 386–297.
19. Страхов Н.М. Избранные труды. Проблемы осадочного рудообразования. М.: Наука, 1986. 582 с.
20. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В. Распространение солей и фосфоритов в свете космической гипотезы // Доклады АН. 2003. Т. 389. № 2. С. 214–218.

Origin of continental crust is discussed from the standpoint of cosmogonical concept "The Open Solar system." We concluded that continental crust is the result of complex and lengthy processing of substance from three main sources: 1) remnants of primary crust formed at Earth before of 4.6 bln years ago; 2) fragments of Phaeton which in form asteroids and meteorites fall down to Earth; 3) cyclic falls of galactic comets containing chemical elements necessary for formation acidic granitic magmas.

Баркин Ю.В.

(Астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: barkin@inbox.ru)

К объяснению запаздывания лунно-солнечного прилива

Barkin Yu.V.

(Sternberg Astronomical Institute at Moscow Lomonosov State University, Moscow)

An explanation of the Laplace delay of luni-solar tides

Ключевые слова: запаздывание лунно-солнечного прилива по Ньютону и Лапласу, упругая энергия и мощность приливов

Явления запаздывания приливных волн. В угловой мере оно составляет $19^{\circ}602$. Если период лунного движения принять 27.32 сут., то это составляет долю в 1.4876 сут. Для солнечного прилива аналогичное рассогласование составит $6^{\circ}63$ и в сутках 6.727 сут. Причем в случае Солнца максимальная волна будет опережать моменты прохождения «квадратур».

По Лапласу (данные наблюдений) дает значение 1.50725. Суть явления. Если взять огибающую полусуточного прилива и нанести ее значения по оси абсцисс на график, где по оси абсцисс отложены фазы Луны (синодическое время), то результирующая деформация гидросферы перемещается с постоянным запаздыванием к лунному движению. Это запаздывание составляет ~ 1.5 суток (Лаплас дал значение 1.50725 сут) или в градусной мере $\sim 20^{\circ}$. Авсюк Ю.Н. отмечает, что величина запаздывания не является следствием трения, т.е. не обуславливается диссипативными факторами ([1] с. 164). А само запаздывание определяется положением пика экстремальной мощности прилива по отношению к лунной орбите.

Еще Ньютон обращал внимание на эту особенность фазового запаздывания гидросферы по отношению к приливному воздействию. В «Началах» (Ньютон, 586) он писал: «Таким образом, наибольший прилив бывает немного позднее или немного ранее сорок третьего часа после новолуния или полнолуния, ибо приливы происходят в этом порту приблизительно в седьмом часу после прохождения Луны через меридиан места, поэтому полная вода непосредственно следует за прохождением Луны через меридиан, когда Луна отстает от Солнца или от противостояния с ним на 18° или 19° в прямом направлении».

В дни полнолуний (сизигий), точнее сутки или даже двое суток спустя, после моментов сизигий (когда Луна и Солнце кульминируют одновременно) амплитуда прилива становится наибольшей. Минимальная амплитуда наблюдается также не в моменты квадратур (когда Луна и Солнце образуют по отношению к Земле угол 90°), а через сутки или 1.5 суток после этого момента.

Одновременно с переменах в амплитуде прилива происходит изменение и в величине лунного промежутка времени между прохождением Луны через меридиан места наблюдения и моментом наступления ближней, следующей за этим прохождением, полной воды. Величина лунного промежутка меняется изо дня в день, в соответствии с изменением положения Луны и Солнца, колеблясь в течении месяца около некоторого значения. В период от сизигий от квадратур лунные промежутки бывают меньше их среднего значения, а период от квадратур до сизигий больше их среднего значения ([1], с. 164).

Энергия и мощность упругих деформаций. В данной работе мы изучим некоторые экстремальные свойства классических лунно-солнечных приливов. Хотя сразу отметим, что в динамике Земли также проявляются приливы от ядра смещающегося относительно мантии. Это другой класс приливов, которые обусловлены действием механизма вынужденных относительных колебаний оболочек небесных тел под действием гравитационного притяжения окружающих небесных тел [2].

Воспользуемся формулой для упругой энергии системы Луна – Земля, в которой Луна рассматривается как неизменяемый однородный шар, а Земля испытывает лунные приливы. Основная составляющая этой энергии

$$E = (I_2^\lambda + 2I_2^\mu) \left(\frac{fm}{a^3} \right)^2 \left(\frac{a}{r} \right)^6, \quad E = E_2 \left(\frac{a}{r} \right)^6, \quad E_2 = (I_2^\lambda + 2I_2^\mu) \left(\frac{fm}{a^3} \right)^2.$$

Здесь $E_2 = I_2^\lambda + 2I_2^\mu$ определенная и известная комбинация упругих коэффициентов Ламе [3, 4]. a – большая полуось орбиты. f – гравитационная постоянная, $\mu = fm$, m – масса возмущающего (деформирующего) тела (Луны).

В упрощенной постановке задачи орбита Луны принимается кеплеровской и тогда имеем следующие известные формулы невозмущенного кеплеровского движения

$$r = \frac{1}{1 + e \cos v}, \quad \dot{r} = \sqrt{\frac{\mu}{p}} e \sin v, \quad \frac{\dot{r}}{r} = \frac{1}{p} \sqrt{\frac{\mu}{p}} e \sin v (1 + e \cos v)$$

где v – истинная аномалия.

Теперь в результате дифференцирования получаем выражение мощности приливов

$$N = \frac{dE}{dt} = -6E_2 \left(\frac{a}{r} \right)^6 \frac{\dot{r}}{r} = -\frac{6E_2}{(1-e^2)^{15/2}} \sqrt{\frac{\mu}{a^3}} e \sin v (1 + e \cos v)^7,$$

или в более компактной форме

$$N = N_2 \sin v (1 + e \cos v)^7 = N_2 f(v), \quad f(\mu) = \sin v (1 + e \cos v)^7.$$

$$\frac{dN(v)}{dv} = 0, \quad 8e \cos^2 v + \cos v - 7e = 0.$$

$$\cos v_a = \frac{-1 + \sqrt{1 + 224e^2}}{16e}.$$

Таблица 1. Запаздывание прилива с экстремальной мощностью

$$\tau = \frac{\pi / 2 - v_a}{2\pi} T.$$

Deformed body (defoming body)	e	v_a	$f(v_a)$	T (days)		τ (days)
Mercury (Sun)	0.206	47°157	1.8356	87.9684	42°843	10.469
Earth (Moon)	0.0549	70°426	1.07042	29.53059	19°574	1.6056
				27.55455		1.4982
				27.32166		1.4855
Earth (Sun)	0.01675	83°370	1.00684	365.2421	6°630	6.7265
Venus (Sun)	0.00682	87°271	1.00114	224.6954	2°729	1.7033

Таблица 2. Параметры задержки прилива с экстремальной мощностью для планет.

Planet (Sun)	e_σ	T_σ (days)	v_a	α	τ (days)	τ (years)	$f(v_a)$
Mercury	0.20563	87.9684	47°187	42°813	10.462	0.0286	1.8328
Venus	0.00677	224.695	87°291	2°709	1.691	0.0046	1.0011
Earth	0.01671	365.242	83°385	6°615	6.711	0.0184	1.0068
Mars	0.09340	686.930	61°252	28°748	54.855	0.1502	1.1925
Jupiter	0.04850	4330.60	72°319	17°681	212.69	0.5823	1.0555
Saturn	0.05551	10746.9	70°253	19°747	589.50	1.6140	1.0719
Uran	0.04630	30588.7	72°997	17°003	1444.7	3.9555	1.0507
Neptun	0.00899	59799.9	86°408	3°592	596.67	1.6336	1.0020
Pluton	0.24594	90739.0	44°341	45°659	11508.5	31.509	2.1728

T_σ – период орбитального движения (in days), $\alpha = \pi / 2 - v_a$, значения истинной аномалии, при которой достигается экстремальная приливная мощность (в градусах). В таблице приведены значения эксцентриситетов орбит планет солнечной системы e_σ и функций $f(v_a)$. Параметры запаздывания экстремальных солнечных приливов указаны в сутках и годах для всех планет солнечной системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ N 15-05-07590 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. М., ВИНТИ. 2002. Вып. 9. С. 45–97.
3. Баркин Ю.В., Феррандиш Х.М. Приливы в эластичной мантии, вызванные подвижным твердым ядром, и их геодинамические следствия // Научная конференция “Новые результаты аналитической и качественной небесной механики” (г. Москва, 5–6 декабря 2000 г.). Тезисы докладов. Москва. МГУ ГАИШ. 2000. С. 19. <http://www.sai.msu.ru/neb/rw/confer/barkin2.htm>
4. Barkin Yu.V., Ferrandiz J.M. Tidal elastic energy in planetary systems and its dynamic role // *Astronomical and Astrophysical Transactions*. 2004. V. 23. Issue 4 (August 2004). P. 369–384. doi: 10.1080/10556790410001733800.

In this paper we study some properties of extreme classic lunar-solar tides, variations of its elastic energy and power. The explanation of the phenomenon described according to tidal observations by Newton and Laplace. The essence of the phenomenon. If you take the envelope of the semi-diurnal tide and put its value on the horizontal axis on a graph where the abscissa represents the phase of the moon (synodic period), the resulting deformation of the hydrosphere is moving with constant delay to the lunar motion. This delay is ~ 1.5 days (Laplace gave a value of 1.50725 day) or in degrees $\sim 20^{\circ}$. Avsyuk Yu. N. notes that the delay is not due to friction, i.e. not driven by the dissipation factor. According to our results, this delay clearly reacts on the behavior of power surges. Full tide water immediately following the passage of the moon across the meridian, when the moon is behind the Sun or the confrontation with him 18° or 19° in the forward direction.

Баркин Ю.В.

(Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ,
e-mail: barkin@inbox.ru)

Кризис в науках о Земле в эпоху альтиметрических измерений продолжается

Barkin Yu.V.

(Sternberg Astronomical Institute, MSU, Moscow)

Crisis in geosciences in epoch of altimetry measurments

Ключевые слова: уровень океана, альтиметрия, ошибки, кризис наук о Земле

“Альтиметрическому вирусу” 20 лет. В своих публикациях лет 8–10 тому назад я дал оценку общего болезненного состояния наук о Земле, констатировав, что некоторые из этих наук больны «альтиметрическим вирусом» [1, 2]. Сейчас в науках о Земле сложилась исключительно тяжелая и трудная ситуация с интерпретацией классических и современных (альтиметрических) данных об изменении уровня океана. Хотя уже около 10 лет тому назад я дал обоснование причин, породивших парадоксальное и даже весьма странное противостояние между специалистами указанных направлений исследований. Можно было бы с улыбкой смотреть на неразумное противостояние этих двух направлений берегового и альтиметрического (спутникового) методов исследований океана. Но кризис зашел очень глубоко и необходимо действовать и искоренять его.

В подобных случаях обычно разрабатывается и принимается политика замалчивания результатов не подходящих авторов, ущемление их публикаций. Эти приемы я думаю многим хорошо известны. Смотрятся смешными потуги простых отговорок от ошибочных действий (не обоснованные и не являющиеся научными). Дело дошло до позорных казусов. Так средняя скорость нарастания уровня океана в южном полушарии была оценена по спутниковым данным в 4 с лишним мм/год (доклад д-ра Нерема в Игуасу в Бразилии в 2010 г.) [3]. Ничего подобного там на берегах Бразилии и Австралии никто не видел. А зачастую наоборот наблюдается понижение уровня океана. В то время для южного полушария нами предсказываются весьма малые скорости в среднем менее 0.7 мм/год. Ближе к Антарктиде должно наблюдаться падение уровня океана. Но нас уверенно поучают, а точнее сказать обманывают. «Береговые методы определяют относительные скорости изменения уровня океана. Все берега разом опускаются и наблюдается подъем воды. “Вот всего и делов-то на копейку”». Но кто и как это делает и с какой целью топить континенты остается не ясным. С какой целью это понятно – ввести в заблуждение научную общественность и отстоять свою порочную и глубоко ошибочную

позицию. Т.е. небольшая группа специалистов перевернула все океанические явления с ног на голову.

Представители указанных двух направлений как бы находятся на грани взаимной непреодолимой влюбленности и тщательно оберегают друг друга от не продуманных ущемляющих их права ходов и высказываний. Предназначение науки и ее принципы в этой недостойной научной политике забыты напрочь. Науки нет, она исчезла. Куда важнее сама позиция и компанейство с влиятельными учеными в плане проектов и сотрудничества, хотя она полностью ложная.

Но "король-то – голый". Многие ученые давно поняли, что альтиметрические методы сильно грешат. Но объяснить сложившуюся ситуацию никто не мог. Им это просто не по силам. Полную ясность в проблему внесли мои доклады на Генеральных ассамблеях EGU (в Вене) и доклады на отечественной Морской школе по геологии в 2007, 2009, 2011, 2013, а теперь и 2015 гг., а также серия публикаций на эту тему [3, 4]. Получили обоснование сложные явления и были открыты новые океанические явления (инверсия и асимметрия приливов в северном и южном полушариях планеты, скачкообразные приливы, широтная зависимость, формирование течений, их пространственно-временные свойства и др.). К указанным публикациям я и отсылаю читателей на мою персональную общедоступную страничку в системе ИСТИНА МГУ им. М.В. Ломоносова <http://istina.msu.ru/profile/BarkinYV/>, где мои статьи в своем большинстве приводятся в оригинальной форме на русском и английском языках. В первую очередь в разделах статьи и статьи в сборниках. Основная причина, на которой "погорели" западные ученые – это неправильный учет векового дрейфа центра масс Земли по отношению к используемым земным системам координат. В принципе они могли бы не знать о моем механизме эндогенной активности небесных тел [5]. Но это не так. На многих крупных конференциях я неоднократно выступал и даже лично беседовал со многими учеными по этой теме. А число публикаций, основывающихся на указанном механизме, по наукам о Земле и планетах составляет уже десятки и сотни статей. Эти работы посвящены изучению природных процессов на многих телах Солнечной системы, а не только по проблемам океана. Наука под большой угрозой! Нужна широкая дискуссия, чтобы достичь взаимного понимания. В 2010 г. я сказал д-ру Нерему, д-ру Шуму и др. «У Вас нет достойного выхода из сложившейся ситуации, инициаторами которой оказались Вы и Ваши работы. Но чем раньше Вы признаете свои ошибки тем легче потом прийти к общему знаменателю, к пониманию истинной ситуации». Дискуссия может оказаться весьма затяжной. Я уже писал об этом [2]. Что многие авторы будут широко проявлять изысканную изворотливость, чтобы хоть как -нибудь спасти или даже просто "втереть очки" в оправдание дела своей научной жизни. Но это не выход из трудной ситуации. Все будет только усугубляться.

Большинство ученых находится в состоянии испуга и не могут сдвинуться ни в перед, ни назад. Но многие понимают, как я думаю, что они оказались и находятся не там где бы им следовало быть.

Многие геодинамические и геофизические явления на планетах и спутниках были предсказаны в моих работах и получили блестящие подтверждения и объяснения на основе моего механизма вынужденных колебаний оболочек небесных тел [5, 6]. Например, получила полное подтверждение высокая эндогенная активность Титана, Энцелада, Плутона и Харона. Сейчас у оппонентов появилась новая возможность “запороть” еще ряд явлений на Луне сродни альтиметрическим явлениям, но основывающимся на лазерных наблюдениях рефлекторов на Луне. Это аномальные скорости векового нарастания большой полуоси и эксцентриситета лунной орбиты. В моих недавних работах эти сложные явления уже получили объяснение [7]. Подобная ситуация недопустима в современной науке и многочисленные проблемы, поставленные и родившиеся в авторитетных журналах пришло время закрыть. Понятия Истины и Фальши – Лжи поменялись местами. В этих хорошо известных журналах статьи направленно перевирают друг друга и число подобных работ растет как снежный ком. Они захватили многие науки о Земле и планетах. Вряд ли их стоит рассматривать в качестве эталонных при расчетах импакт факторов и научных рейтингов ученых.

И вообще это важный пример пагубности подобных оценок. Блестящие работы могут пролежать в запасниках привилегированных журналов, а совершенно однотипные статьи с одними и теми же ошибками плодятся как кролики. В заключение я приведу (или повторю) некоторые важные (ключевые) высказывания из моих предыдущих работ.

Научные результаты по определению изменений уровня мирового океана, на основе лазерных измерений измерения высоты, являются ошибочными. К сожалению, современные исследования глобального поведения океана в настоящий период породили много заблуждений и парадоксов. Основное противоречие результатов альтиметрических и береговых методов изучения уровня океана заключается в том, что альтиметрическая скорость векового нарастания уровня океана в 2–3 раза и более превосходят классические определения этой скорости береговыми методами с помощью измерений на приливной станции. Научные работы, опирающиеся на совместный анализ альтиметрических и береговых измерений, являются строго ошибочными. Большой перечень научных работ известных авторов был выполнен именно на основе совместного анализа данных береговых измерений и данных спутниковой альтиметрии. Все они относятся к обширному списку ошибочных работ. Естественно, что ошибочные результаты указанных работ самым серьезным образом повлияли на исследования в науках по изучению связей атмосферы и океана, в климатологии, гидрологии и других.

Сложилась кризисная ситуация в большой области наук о Земле и планетах. Многие спутниковые достижения в реальности потеряли свое научное значение. В докладе дается объяснение сложившейся кризисной ситуации, дается, и фундаментальные явления в мировой поведении океана получить объяснение на основе геодинамической модели, разработанной автором о тенденции, вынужденных колебаний и блужданий ядра Земли относительно ее вязкоупругой мантии [6]. Аналогичная ситуация имеет место с известным Арктическим парадоксом в снижении уровня моря в полярных зонах. Попытка некоторых западных ученых «впрячь лошадь и трепетную лань в одну упряжку» потерпела крах. Подчеркнем, что все научные выводы в науках о Земле за последние примерно 20 лет, так или иначе основывающиеся на лазерных измерениях, строго говоря, являются ошибочными.

"Имеют глаза, но не видят ...". В незавидном положении оказались ученые, пытаясь естественными причинами объяснить ошибку, в 100–150% скорости нарастания среднего глобального уровня моря. Это можно попытаться сделать, но закрыв глаза на реальность. А сколько они еще предпримут попыток чтобы сгладить ситуацию с альтиметрическим кризисом, но это для указанных авторов проблема останется неразрешимой.

"Есть уши, но не слышат ...". К сожалению, некоторые авторы указанных ошибочных работ заняли странную позицию и отказываются обсуждать даже факт огромного различия в темпах глобального повышения уровня океана по прибрежным и спутниковым данным, ограничиваясь отговорками совершенно не научного характера. Однако некоторые авторы продолжают настойчиво утверждать в своих докладах, что средний уровень океана, не смотря ни на что, увеличивается со скоростью в 3 - 4 мм / год. По крайней мере следует подобным авторам остановиться и подумать - в чем причина подобных расхождений?

Заключение. Научные результаты по определению повышения уровня мирового океана, на основе альтиметрических измерений высоты, являются ошибочными. Научные работы, опирающиеся на совместный анализ альтиметрических и береговых наблюдений являются строго ошибочными. Все результаты и выводы, содержащиеся в работах по наукам о земле на основе измерений высоты интерпретации изменений уровня моря должны быть пересмотрены и переработанны с учетом явления векового дрейфа центра масс Земли и относительных трендов ядра и мантии Земли.

Полное объяснение наблюдаемого повышения уровня моря, как глобальный, так и в северном и южном полушариях на основе упомянутого механизма впервые дано автором [1–4]. В настоящее время эти результаты получили подтверждения [8].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-07590 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркин Ю.В. Глобальное возрастание среднего уровня океана и ошибочная трактовка роли тепловых факторов // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М.: ГЕОС, 2007. С. 18–20.
2. Barkin Yu.V. Crisis in geosciences in epoch of altimetry measurments and ways of its overcoming // EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19–24 April 2009). Geophysical Research Abstracts. 2009. V. 11. Abstract # EGU2009-1608.
3. Баркин Ю.В. Объяснение вековых изменений среднего глобального уровня океана и средних уровней океана в северном и южном полушариях Земли // Вестник МГУ. Сер. 3. Физика, астрономия. 2011. № 4. С. 75–83.
4. Баркин Ю.В. О контрастных вековых изменениях средних уровней океана в северном и южном полушариях // Вестник МГУ. Сер. 3. Физика, астрономия. 2015. № 4. С. 83–86.
5. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. С. 45–97.
6. Баркин Ю.В. Геофизические следствия относительных смещений и колебаний ядра и мантии Земли // Доклад на шестом заседании Общественного сектонофизического семинара под рук. д. физ.-мат. н. Ю.Л. Ребецкого (16 сентября 2014, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН). Презентация доклада на сайте ОМТС: http://www.ifz.ru/lab_204/omts/2014-god/zasedanie-omts-1609/
<http://www.youtube.com/watch?v=yLfHYBNya5E&feature=youtu.be>
7. Баркин Ю.В., Баркин М.Ю. Интерпретация необъясненных аномальных вековых изменений большой полуоси и эксцентриситета лунной орбиты в современную эпоху // Труды МГТУ им. Н.Э Баумана. Актуальные научные задачи и методические вопросы преподавания теоретической механики. 2014. № 613. С. 27–37. <http://engjournal.ru/catalog/fundamentals/hidden/1338.html>
8. Wöppelmann G., Marcos M., Santamaría-Gómez A. et al. Evidence for a differential sea level rise between hemispheres over the twentieth century // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 1639–1643. doi:10.1002/2013GL059039.

The report was explained and pointed the reasons for erroneous estimates of the rate of increase of mean sea level produced a large group of well-known Western scientists on the base altimetry (satellite) observations.

**Блох Ю.И.¹, Бондаренко В.И.², Долгаль А.С.³,
Новикова П.Н.³, Рашидов В.А.⁴, Трусов А.А.⁵**

(¹Российский государственный геолого-разведочный университет, г. Москва, e-mail: yuri_blokh@mail.ru; ²Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, г. Кострома; ³Горный институт УрО РАН, г. Пермь; ⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ⁵ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва)

Комплексные исследования Броутонской группы подводных вулканов в Курильской островной дуге

**Blokh Yu.I.¹, Bondarenko V.I.², Dolgal A.S.³, Novikova P.N.³,
Rashidov V.A.⁴, Trusov A.A.⁵**

(¹Russian State geological Prospecting university, Moscow; ²State Nekrasov University of Kostroma; ³Mining Institute of the Ural Branch of the RAS, Perm; ⁴Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ⁵CJSC «GNPP Aero-geofizika», Moscow)

Integrated Investigations of Brouton Group of Submarine Volcanoes, Kuril Island Arc

Ключевые слова: подводные вулканы, Курильская островная дуга, комплексные исследования

Броутонская группа подводных вулканов (рис.), изученная в нескольких рейсах НИС «Вулканолог» в период 1982–1991 гг., находится в самом центре Курильской островной дуги (КОД). Комплекс геолого-геофизических методов включал в себя эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), гидромагнитную съемку и драгирование.

Подводные вулканы в пределах Броутонской группы образуют ряд линейно-вытянутых зон различного простираения [1]. В состав группы входят 17 изолированных подводных вулканов и вулканических массивов. Подножия большинства вулканов перекрыты осадочным чехлом мощностью до 600 м, а в депрессиях между вулканами мощность осадков > 1000 м. Над подводными вулканами наблюдаются контрастные локальные аномалии магнитного поля ΔT_a .

По данным НСП в районе пролива Буссоль установлена высокая активность обвално-оползневых процессов. Особенно широко оползневые отложения распространены на склонах и у подножий массивов Броутона, Черные Братья, 6.13. На склонах этих массивов также обнаружены многочисленные линзы осадочных отложений с объемом до 10–15 км³, находящихся в гравитационно-неустойчивом, «подвешенном» состоянии, что создает потенциальную опасность возникновения здесь крупных подводных цунамигенных оползней.

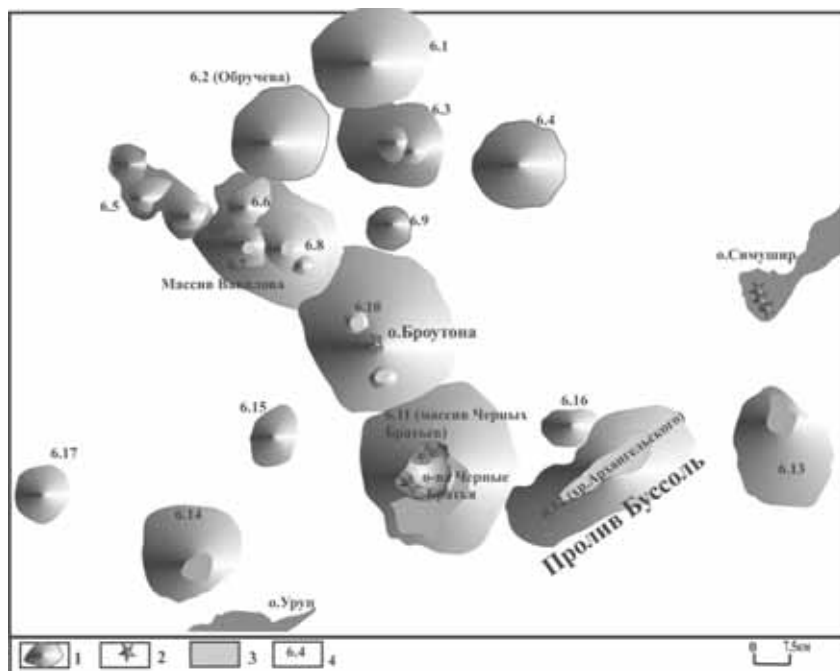


Рисунок. Броутонская группа подводные вулканов:

1 – подводные вулканы» 2 – наземные вулканы; 3 – склоны подводных вулканов и островов; 4 – номера подводных вулканов.

В пределах Броутонской группы со склонов и вершин подводных вулканов драгированы магматические породы от дацитов до базальтов и значительное количество железомарганцевых образований [1–6]. Лабораторные исследования показали, что драгированные образцы горных пород оказались резко дифференцированными по свои магнитным характеристикам [1, 5, 7].

В эволюции вулканического массива Черных Братьев (6.11) выделено пять этапов: древний докальдерный, древний кальдерный, межкальдерный, молодой кальдерный и современный посткальдерный и сделано предположение о возможной современной гидротермальной активности в его пределах. Установлено, что суммарный объем изверженного вулканического материала в данном районе может превышать $1000\text{--}1300 \text{ км}^3$, из них кислые пирокластические продукты кальдерообразующих извержений – $400\text{--}600 \text{ км}^3$ [6, 8].

С помощью современных компьютерных технологий интерпретации материалов геолого-геофизических исследований [5, 7, 9–11] сделаны

предположения о наличии на глубинах 4.1–5.2 км периферических магматических очагов и субвертикальном положении подводящих каналов у подводного вулкана Миронова (6.1). Выявлен магнитовозмущающий блок с поперечными размерами от 0.5 км до 2.5 км, прослеженный на глубину до 15.5 км, который отождествляется с застывшей питающей системой вулкана [5].

Сделаны предположения о субвертикальном расположении подводящих каналов и наличии на глубинах 3700–4200 м застывшего магматического очага у подводного вулкана Обручева (6.2) [10].

Установлено, что вулканический центр 6.13 вблизи юго-западной оконечности о. Симушир, вероятнее всего, образовался не позднее позднего плейстоцена. Он, по-видимому, длительное время находился вблизи уровня моря и подвергался абразии, в результате которой сформировалась его плоская вершина [7]. На глубине 2.5 км выделен периферический магматический очаг и сделано предположение о субвертикальном направлении центрального и боковых подводящих каналов. В строении застывшей магмоподводящей системы вулканического центра выделены три аномалиеобразующих объекта, средняя эффективная намагниченность которых изменяется от 2.5 до 4 А/м. Эти объекты прослеживаются на глубину 12–14 км, а их поперечные размеры варьируют в интервале 2–8 км.

Модернизация существующего интерпретационного комплекса за счет применения новых современных алгоритмов позволила установить, что векторы естественной остаточной намагниченности изученных подводных вулканов Броутонской группы не совпадают по направлению с современным геомагнитным полем [12, 13]. Образование этих подводных вулканических построек КОД вероятнее всего происходило в периоды глобальных геомагнитных возмущений.

Привлечение информации о гравитационном поле КОД, получаемой с помощью спутниковой интерферометрической радарной альтиметрии, показало, что вычисленные таким образом аномалии Фая весьма четко отражают расположение подводных вулканов КОД и позволяют проводить количественную оценку параметров геоплотностных неоднородностей. Анализ особых точек функций, описывающих аномалии Фая, выполненный нами с помощью интегрированной системы СИНГУЛЯР [11], показал, что они приурочены к вершинам вулканов 6.2–6.4.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железо-

- марганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 10–31.
3. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Особенности распределения микроэлементов в железомарганцевых корках со дна Охотского моря // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 213–219.
 4. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Железомарганцевые корки Охотского моря // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 95–108.
 5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексные геофизические исследования подводного вулкана 6.1, Курильская островная дуга // Геофизика. 2012. № 2. С. 58–66.
 6. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 35–51.
 7. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. 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.
 8. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 80–88.
 9. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Применение пакета программ структурной интерпретации СИГМА-3D при изучении подводных вулканов Курильской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 67–76.
 10. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. 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.
 11. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А. А. Применение интегрированной системы «СИНГУЛЯР» для изучения глубинного строения подводных вулканов Курильской островной дуги // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 37-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 25–29 января 2010 г. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 62–65.
 12. 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.

13. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5–10.

The authors studied the Brouton group of submarine volcanoes in the Kuril Island Arc. The study showed high activity of landslide processes within the Boussole Strait. Five stages have been revealed in the evolution of the Chorniye Bratya volcanic massif: ancient pre-caldera, ancient caldera, intercaldera, young caldera and modern post caldera. The modern technologies of interpretation allowed authors to suggest solidified magma chambers and position of feeding conduits for certain volcanic structures. The magnetic properties of dredged rocks were revealed in a laboratory environment.

Бондаренко В.И.

(Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, г. Кострома;)

Строение и предполагаемая история развития вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы)

Bondarenko V.I.

(State Nekrasov University of Kostroma)

Structure and forming history of the Ushishir volcanic massif (Central Kurile)

Ключевые слова: Ушишир, Курильская островная дуга, бухта Кратерная, кальдера, кратер, вулкан

Вулканический массив Ушишир включает два небольших острова – Янкича и Рыпонкича и несколько мелких скал. Остров Янкича представляет собой кольцевой хребет, окружающий вулканическую впадину диаметром по гребню до 1.6 км. Его южная часть прерывается, образуя бухту диаметром чуть больше 1 км. Внутри бухты располагаются четыре монолитные скалы – экструзивные купола. Особый интерес остров Янкича вызывает в связи с обнаружением в бухте Кратерной уникальной экосистемы, которая связывается с воздействием продуктов вулканической деятельности на живые организмы в условиях полузамкнутого бассейна [1].

По мнению Е.К. Мархинина, Г.С. Горшкова [2, 3], острова Янкича и Рыпонкича являются сохранившимися частями ныне разрушенного древнего пологого щитовидного вулкана диаметром не менее 10 км. Время формирования островов Ушишир неизвестно. Считается, что главная вулканическая деятельность имела место в доголоценовое время [2]. В то же время И.В. Мелекесцев и другие [4] предполагают голоценовый возраст постройки острова Янкича. В настоящее время на острове отмечается значительная гидротермальная активность внутри бухты [1, 3, 5].

В 1983–87 гг. в этом районе Лабораторией подводного вулканизма Института вулканологии ДВО АН СССР были выполнены детальные сейсмоакустические исследования, в том числе и внутри бухты Кратерной [6, 7].

По данным НСП, суммарная мощность осадочных отложений внутри бухты Кратерной достигает 80–110 м, их объем внутри бухты оценивается величиной $1.9 \cdot 10^7 \text{ м}^3$.

Вблизи берега бухты по данным НСП довольно уверенно выделяется кольцевой разлом с видимой амплитудой смещения 10–40 м (рис. 1). Непосредственно на этом разломе располагается наиболее активная термальная площадка в юго-восточном углу бухты, а также множество мощных подводных газогидротермальных выходов внутри бухты [1, 5]. Относительно

небольшие размеры, а также выявленные по данным НСП строение осадочного заполнения впадины бухты Кратерная и рельеф ее фундамента позволяют сделать заключение о ее взрывном происхождении. Кинетическая энергия извержения оценивается величиной $1.5 \cdot 10^{23}$ эрг. Полная энергия извержения могла составлять $10^{24} - 10^{25}$ эрг [6].

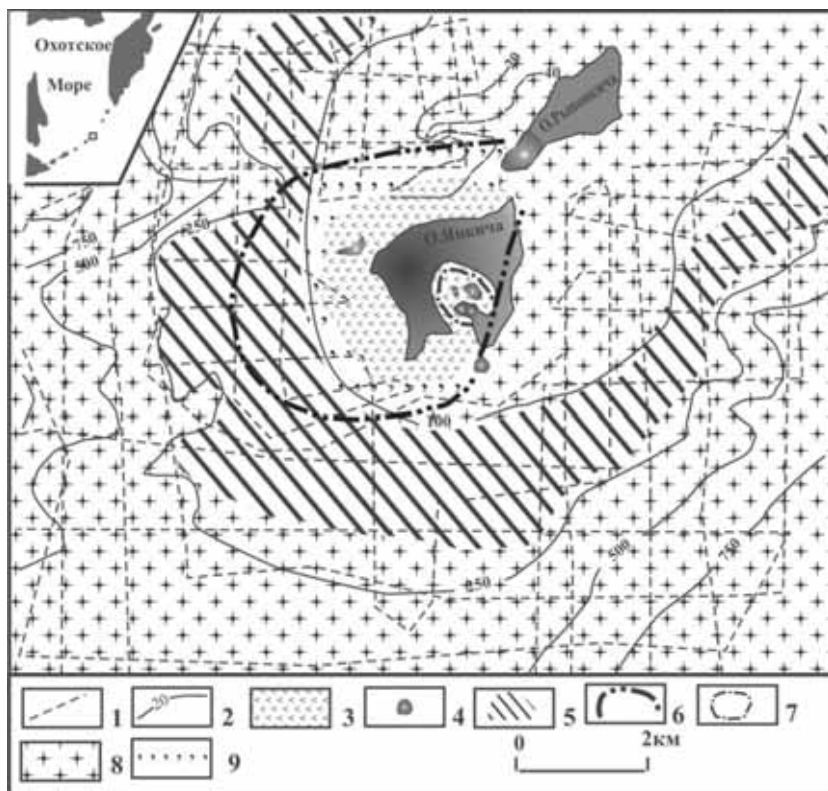


Рисунок 1. Морфоструктурная схема массива Ушишир (по данным НСП). 1 – профили НСП; 2 – изобаты; 3 – образования современного вулкана Ушишир; 4 – экструзии; 5 – позднелайстоценовая подводная терраса; 6 – граница предполагаемой кальдеры; 7 – кольцевой разлом внутри бухты Кратерной; 8 – вулканогенные образования древнего вулканического массива о-вов Ушишир; 9 – предполагаемые кальдерные образования

По данным исследований подводных кальдер [7–10], скорость осадконакопления в кальдерных впадинах может достигать десятков миллиметров в год. Подобных же скоростей можно ожидать и в бухте Кратерной. В этом случае наблюдаемая в бухте осадочная толща могла сформироваться за не-

скольких тысяч лет. Таким образом, учитывая незначительную мощность осадочного заполнения, сравнительно неглубокую эрозию стенок кальдеры, хорошую сохранность постройки о. Янкича, можно предположить, что бухта Кратерная образовалась не ранее нескольких тысяч лет назад.

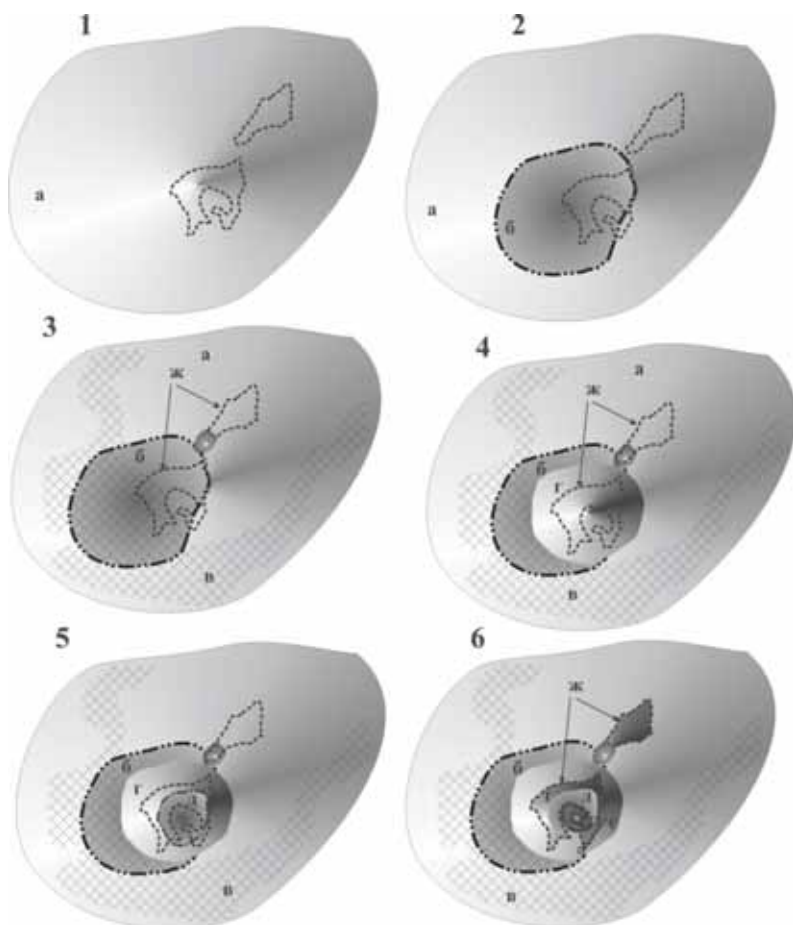


Рисунок 2. Гипотетическая схема эволюции вулканического массива о-вов Ушишир: а – древний вулканический массив; б – кальдера; в – позднеплейстоценовая подводная терраса; г – конус вулкана Ушишир; д – эксплозивный кратер; е – экструзии; ж – современные очертания островов Янкича и Рыпонкича. 1–6 – стадии развития массива Ушишир.

На расстоянии 2–3 км от островов Ушишир выявлена обширная подводная терраса на глубине 120–140 м, соответствующая позднелайстоценовому понижению уровня моря (рис. 1). Ширина ее изменяется от нескольких сотен метров до 3 км. Поверхность террасы срезает толщу, состоящую, по-видимому, из плотных вулканических пород, слагающих основание современных островов Ушишир.

К югу и западу от о. Янкича поверхность террасы перекрывается толщей, по-видимому, рыхлых вулканических или вулканогенно-осадочных отложений подводного основания вулканического конуса, слагающего о. Янкича (за исключением его восточной части). Судя по налеганию конуса на поверхность позднелайстоценовой подводной террасы, его возраст голоценовый.

Данные наших исследований позволяют предполагать наличие в привершинной части массива Ушишир крупной подводной кальдеры размером 4–5 км (рис. 1).

Последовательность развития массива Ушишир можно представить следующим образом. Вероятно, в раннем лайстоцене, здесь сформировался крупный вулканический массив (рис. 2–1). Затем в центральной части массива, на месте современного острова Янкича и к юго-западу от него, образовалась кальдера (рис. 2–2). Положение бортов этой кальдеры можно представить по выходам пород древней вулканической постройки в восточной части о. Янкича, экструзивному куполу Колпак, предполагаемому куполу в южной части о-ва Рыпонкинча и небольшому подводному гребню, протягивающемуся от о. Рыпонкинча в юго-западном направлении, в пределах которого отмечаются некоторые изменения характера сейсмокустического изображения поддонных образований. Борта кальдеры были разрушены в период значительного понижения уровня океана во время последнего оледенения. Вокруг островов, частично на месте разрушенной кальдеры, выработана терраса, находящаяся в настоящее время на глубине 100–140 м (рис. 2–3). В восточной части кальдеры в голоцене образовался относительно небольшой вулканический конус (рис. 2–4).

Значительная часть этого конуса была уничтожена крупным взрывом несколько тысяч лет назад. В результате сильного эксплозивного извержения образовался изометричный кратер диаметром 1.6 км, с высотой стенок 150–500 м (рис. 2–5). Профиль его стенок был близок к современному. В конце извержения или несколько позже в центре кратера, по-видимому, в месте выхода на поверхность подводящего канала, произошло выжимание экструзивных куполов (или единого купола сложной формы). Вероятно, в это же время или несколько позже произошло небольшое погружение дна кратера по кольцевому разлому, выявленному по данным НСП (рис. 2–6). Последний этап развития вулкана Ушишир, по-видимому, характеризуется лишь газогидротермальной активностью, связанной главным образом с кольцевым разломом, и, возможно, слабыми фреатическими взрывами внутри бухты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тарасов В.Г., Жирмунский А.В. Исследования экосистемы бухты Кратерной (Курильские острова) // Биология моря. 1989. № 3. С. 4–12.
2. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые новые данные о вулканизме Курильских островов // Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965. С. 11–28.
3. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
4. Камчатка, Курильские и Командорские острова: история развития рельефа. М.: Наука, 1974. 528 с.
5. Гавриленко Г.М., Бондаренко В.И., Сазонов А.П. Морские вулканологические исследования бухты Кратерной // Биология моря. 1989. № 3. С. 19–27.
6. Бондаренко В.И. Строение вулканической впадины бухты Кратерной (Курильские острова) по данным сейсмоакустических исследований // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 96–100.
7. Бондаренко В.И. Строение подводных кальдер по данным сейсмоакустического профилирования (на примере Курильской островной дуги). Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М., 1990. 24 с.
8. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 44–53.
9. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования оз. Курильского // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 97–108.
10. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 35–51.

Ushishir volcanic massif has passed a long way of development. It is possible to allocate 6 stages of its formation. Probably, the Ryponkich island is a fragment ancient, pre-late-pleistocene volcanic massif. Jankich island – is a holocene volcano, forming in east part of ancient caldera. Craternaya bay was formed a little thousand years ago as a result of powerful explosive eruptions.

**Борисов Д.Г.¹, Евсюков Ю.Д.², Руднев В.И.², Куклев С.Б.²,
Рогинский К.А.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

dborisov@ocean.ru; ²Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик)

Изменения рельефа горы Дооб и топографии шельфа на северо-востоке Черного моря после катастрофического наводнения 2012 года

**Borisov D.G.¹, Evsyukov Yu.D.², Rudnev V.I.², Kuklev S.B.²,
Roginskiy K.A.¹**

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Southern Branch
of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik)

Changes in relief of the Doob mountain and topography of the NE Black Sea shelf caused by catastrophic flood in 2012

Ключевые слова: паводок, оползни, мониторинг, природные катастрофы, спутниковые фотографии, Краснодарский край

Ливневые дожди, обрушившиеся на юго-запад Краснодарского края 6 июля 2012 г., привели к подтоплению обширных территорий Крымского, Новороссийского и Геленджикского районов. Этому событию посвящено большое количество исследований, в которых достаточно подробно рассмотрены природные и антропогенные причины затопления, преимущественно в Крымске. Паводку в Геленджикском районе посвящены статьи [1–3] и монография [4], в которых описываются катастрофические события в долине реки Ашамба и Голубой бухте.

В результате наводнения были разрушены хозяйственные постройки, капитальные дома, кирпичные и железобетонные заборы, преобразовано русло реки и ее пойма. Огромная масса глинистого и обломочного материала, принесенного в Голубую бухту во время паводка, существенно изменила рельеф ее дна. Следы наводнения (крупные оползневые тела) обнаружены также у подножия склонов горы Дооб, в ее висячих долинах, щелях. Обильные ливни вызвали серию оползней на абразионном береговом уступе [5]. Однако влияние катастрофического паводка на преобразование ландшафтов и топографии шельфа в районе от Голубой бухты до мыса Дооб остается мало изученным.

Настоящее исследование посвящено обобщению и анализу новейших результатов мониторинга последствий катастрофического наводнения 2012 г. Район исследования охватывает юго-западный склон горы Дооб, береговой уступ и участок северо-восточного шельфа Чёрного моря от Голубой

бухты до мыса Дооб. Гора Дооб достигает высоты 435 м и имеет в плане форму равнобедренного треугольника с гранями длиной 5 км (северная и восточная) и 9 км (юго-западная вдольбереговая). Юго-западный склон горы изрезан многочисленными эрозионными долинами протяженностью 0.5–2.5 км, заложение которых, вероятно, обусловлено тектоническими разломами [4]. Сопряженные с долинами гряды, под действием эндогенных процессов преобразованы в наклонные, слабо расчлененные ступени. Крутые склоны гряд лишены растительного покрова и представляют собой естественные геологические обнажения пластов флишевых пород, дислоцированных в складки и осложненных многочисленными трещинами. Эти факторы создают условия для развития денудации, выветривания, обвалов и других агентов экзогенеза.

Пласты мел-палеогенового флиша обнажаются также и на береговом уступе, высота которого изменяется от 30 до 70 м, а уклон достигает 85°. Ширина шельфа в районе исследования составляет примерно 8 км. Бровка шельфа отмечается на глубинах 60–70 м.

Исследования юго-западного склона г. Дооб, берегового уступа и шельфа на микрополигоне в районе от Голубой бухты до мыса Дооб проводились в рамках трех комплексных прибрежно-морских экспедиций «Черное море – 2013, 2014, 2015» [5]. Эхолотная съемка на микрополигоне выполнялась по системе взаимно пересекающихся профилей в интервале глубин 7–33 м с борта МНИС «Ашамба». Комплекс оборудования включал однолучевые двухчастотные (50 и 200 кГц) эхолоты *Furuno FCV-600L* и *FURUNO GP7000F* с GPS системой *Garmin-128* (горизонтальная точность позиционирования ± 3 м). Профилирование с локацией бокового обзора (ЛБО) осуществлялось с помощью эхолота *Humminbird 898cx SI Combo* (2014) и гидролокационного комплекса *Неман ГБОУ-500* (2015), установленных на борту МНИС «Ашамба» и синхронизированных соответственно с GPS системами *AS-GR50* (точность позиционирования ± 2.5 м) и *Trimble DSM 232* (точность позиционирования ± 1 м). Суммарная протяженность эхолотного промера составила 50 км, а площадь, охваченная съемкой – 7.2 км². Общая протяженность профилей ЛБО составила 40 км.

В пеших маршрутах, выполненных в 2013 и 2014 гг. проводился отбор проб грубообломочного и глинистого материала, слагающего аккумулятивные тела. Для определения координат точек наблюдения использовался высокочувствительный GPS приемник *Garmin GPS-72H*. Полученные результаты сопоставлялись с данными спутниковых фотографий, работа с которыми выполнялась с помощью программного обеспечения Google Earth. В результате обработки и интерпретации спутниковых снимков, сделанных до и после наводнения, определялись размеры осадочных тел и уточнялось их положение.

По результатам наблюдений в пеших маршрутах на участке прибрежной зоны от Голубой бухты до с. Кабардинка, были выявлены многие со-

хранившиеся следы небывалого паводка. Закартированы более 30 аккумулятивных тел, оползней и селевых потоков, обнаруженных у подножия береговых уступов и в тальвегах висячих долин. По данным спутниковых фотографий установлено, что площадь отдельных аккумулятивных тел в плане превышает 9000 м². Почти все они перекрыли зону пляжа, а наиболее крупные достигли уреза воды. По предварительным оценкам объем осадочного материала, слагающего аккумулятивные тела, составляет 50–3000 м³. На отрезке побережья между шестой и девятой по счету (от Голубой бухты) щелью признаки оползней и селей практически отсутствуют. Сопоставление спутниковых снимков, сделанных в период с 2005 по 2014 гг. позволило установить, что одно из обнаруженных тел образовалось до 2003 г., два – до 2005 г. и еще одно в период с сентября 2010 по май 2012 гг. Остальные образовались после катастрофического паводка 2012 г. [5].

Обнаруженные аккумулятивные тела можно условно разделить на три типа: 1 – сложенные преимущественно крупными обломками осадочных пород (песчаника) размером до 1.5 м и более; 2 – тела, представленные обломками песчаника размером до 1 м и значительным количеством перетертых пластинчатых обломков аргиллитов и алевролитов; 3 – аккумулятивные тела с большим количеством глинистого материала и обломками осадочных пород размером до 0.3 м. Стоит отметить, что все выявленные тела сложены продуктами разрушения пород, обнажающихся на береговых уступах. Зачастую на поверхности тел обнаруживаются стволы выкорчеванных деревьев, вероятно произраставших близко к бровке уступа. Аккумулятивные тела первого и второго типа предположительно образовались в результате оползней, в то время как тела третьего типа сформировались под действием грязекаменных потоков. На спутниковых фотографиях четко видны поверхности скольжения, обнажившиеся после схода оползней в районе Кабардинки. Тела грязекаменных потоков характеризуются почти вертикальной стенкой в головной части, которая образуется в момент остановки потока. Явно различим глинистый матрикс, в котором застыли обломки пород.

Анализ спутниковых фотографий показал, что за прошедшие два года сильными штормами аккумулятивные тела на береговом уступе были значительно размывы. Основная их масса была вынесена на шельф и континентальный склон. Так, например, площадь крупного оползневого тела в районе первой от Голубой бухты висячей долины за полгода (с октября по апрель 2012 г.) уменьшилась в 2 раза (рис.). Паводок привел к сильной эрозии склонов и русел висячих долин. В одиннадцатой щели (длина около 2 км), обнаружены многочисленные завалы из обломков горных пород и деревьев, которые перекрывают русло небольшой речки, идущей по тальвегу висячей долины. Обнаруженные завалы приурочены к поворотам русла реки, которая во время наводнения превратилась в мощный поток. Это подтверждается рассказами очевидцев. Резкие различия в объеме продуктов

оползней и гравитационных потоков в районе исследования могут быть обусловлены следующими факторами: 1 – геологическим строением и последующими неравномерными проявлениями неотектонических процессов, сформировавших контрастный рельеф юго-западного склона г. Дооб; 2 – неодинаковым проявлением экзогенных процессов (выветривание, денудация и др.) на склонах висячих долин и береговых уступах.



Рисунок. Серия спутниковых снимков, выполненных до (Б) и после наводнения (В, Г). Положение района съемки показано на рис. А.

По результатам батиметрических съемок в районе мыса Дооб выделены предполагаемые подводные продолжения наиболее крупных оползневых тел. Особый интерес представляет конус выноса площадью 200 тыс. м², расположенный напротив одиннадцатой щели и, вероятно, образованный в 2012 г. По словам очевидцев во время наводнения одиннадцатая щель стала руслом для мощного потока воды, не иссякающего в течение нескольких дней и выносящего в море огромное количество взвеси. Ось обнаруженного конуса ориентирована под углом 45–50° к береговой линии, что может указывать на его преобразование под действием вдольберегового течения. Данные локации бокового обзора демонстрируют, что дно в районе распространения конуса покрыто слоем тонких (возможно глинистых) осадков со

знаками ряби. Наиболее крупные обломки пород и деревья, по-видимому, остались в тальвеге долины. На профилях ЛБО отмечены так же крупные валуны, которые, однако, расположены напротив оползневых тел, образованных до наводнения 2012 г.

Контрастный рельеф юго-западного склона г. Дооб, существенная роль эндогенных и особенно экзогенных процессов в его преобразовании и другие факторы предопределили огромный снос горных пород в период катастрофического ливня 6–7 июля 2012 г. Полученные нами данные дают основание предполагать, что суммарный объем продуктов селевого потока с юго-западного склона г. Дооб мог составить 1–1.5 млн. м³, что в 2–3 раза больше массы, сформированной в водосборном бассейне реки Ашамба.

Авторы выражают благодарность экипажу МНИС «Ашамба» за помощь в проведении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Куклев С.Б., Борисов Д.Г. Измененный рельеф дна Голубой бухты после катастрофического наводнения 6-7 июля 2012 года (северо-восток Черного моря) // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456. № 3. С. 347–350.
2. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Куклев С.Б. Штормовые преобразования рельефа дна Голубой бухты после катастрофического наводнения на северо-востоке Черного моря // Геология, география и глобальная энергия. 2014. № 2 (53). С. 150–162.
3. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Куклев С.Б. Преобразование рельефа долины реки Ашамба и Голубой бухты в период катастрофического наводнения // Геология, география и глобальная энергия. 2014. № 4 (55). С. 157–166.
4. Куклев С.Б., Евсюков Ю.Д., Руднев В.И. Катастрофическое наводнение в Геленджикском районе. Преобразование рельефа суши и морского дна. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 72 с.
5. Борисов Д.Г., Зырянова М.И., Евсюков Ю.Д. Наводнение 2012 года на побережье Чёрного моря: анализ последствий // Природа. 2014. № 8. С. 39–42.

A catastrophic flood in July 2012 had dramatic consequences for the Krasnodar Territory (especially for Krymsk) and the Black Sea coast. It significantly affected a coastal zone and topography of the Black Sea shelf. This paper examines the role of the flood-related extreme exogenous processes in changing of geomorphology of the NE Black Sea margin between the Cape Doob and the Golubaya Bay. The paper is also aimed to explore a response of the environment to the activity of such processes.

Буданов Л.М.¹, Емельянов Е.М.²

(¹ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, e-mail: Leonid_Budanov@vsegei.ru;

²Атлантическое отделение Учреждения Российской академии наук Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград)

Морфогенетическая типизация подводных форм береговой зоны Самбийского полуострова

Budanov L.M.¹, Emelyanov E.M.²

(¹FSUE «VSEGEI», Saint-Petersburg; ² Atlantic Branch of Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

Morphological and genetic types of underwater relief forms in coastal area of Sambian peninsula

Ключевые слова: сейсмоакустика, разрывное нарушение, подводный уступ, береговая линия, голоцен, генезис.

В прибрежно-шельфовой зоне западного побережья Самбийского полуострова выделяются:

- прибрежные мелководья и вершины подводных поднятий, сложенные грубообломочным материалом (валуны, галька);

- подводные продолжения «карманных» песчаных пляжей в локальных бухтах, пески;

- склоны прибрежных мелководий и подводных поднятий, сложенные грубообломочными отложениями, сложенные песками и песчаными алевритами;

- подводные ложбины, сложенные алевро-пелитовыми илами с периодической сменой окислительно-восстановительных условий и преобладанием бескислородной обстановки;

- палеоуступы, образованные в результате абразионных процессов;

- рельеф техногенного происхождения (конусы выноса, свалки грунтов, дноуглубление и другие).

Субаквальный ландшафт рассматривается как единая система, обладающая внутренней структурой и состоящая из взаимосвязанных компонентов [1–3].

Формирование подводного рельефа прибрежной части западного побережья Балтийского моря принято связывать с изменениями его уровня в геологической истории [4]. Многолетние наблюдения показали, что на современное состояние подводного ландшафта огромное влияние оказали экзогенные процессы (абразия, аккумуляция, эскарация и др.). Проблема же современных тектонических движений остается малоизученной, не смотря на возросший интерес к сейсмической активности региона после землетрясения 2004 года [5, 6].

Современные методы сейсмоакустической съемки и комплексный подход к интерпретации геолого-геофизических данных позволил с большой точностью установить генетический тип подводных форм [7–10].

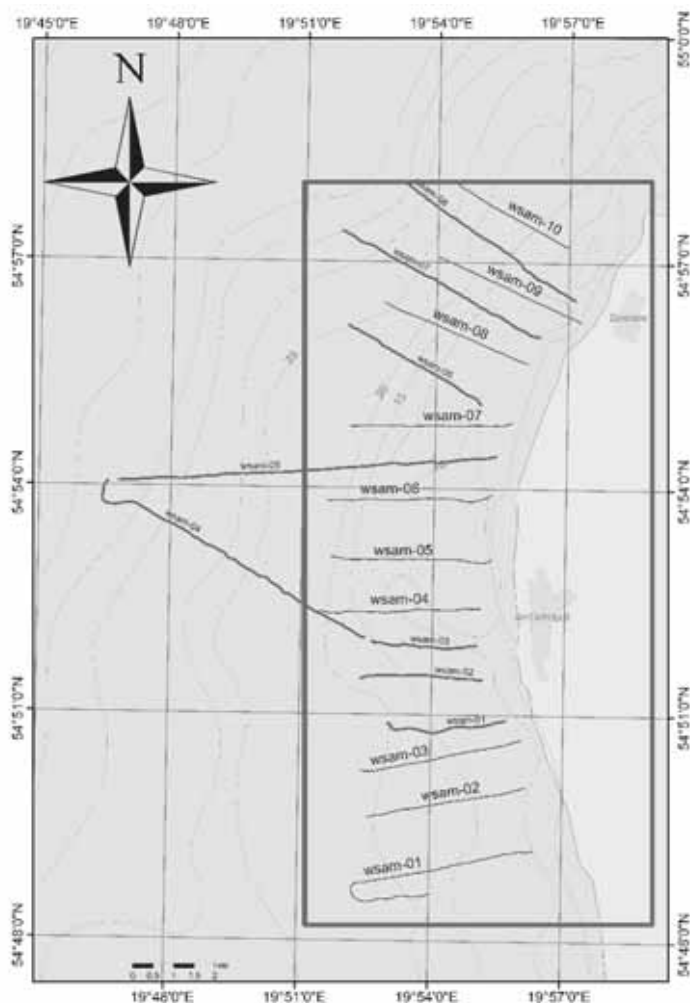


Рисунок 1. Обзорная карта участка исследований.

В работе на основе сейсмоакустических материалов, полученные Шельфовой партией Отдела региональной геоэкологии и морской геологии ФГУП «ВСЕГЕИ» в рамках Государственного мониторинга состояния гео-

логической среды прибрежно-шельфовой зоны Баренцева, Белого и Балтийского морей, полученных в акватории западного побережья Самбийского полуострова (Калининградская область) решаются задачи [11]:

- выделение интерпретационных атрибутов сейсмоакустических методов;
- распознавание форм различного генезиса с построением карты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Емельянов Е.М., Гуделис В.К. Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976. 384 с.
2. Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А. Стратиграфия Калининградского региона. Калининград: Департамент природных ресурсов по Северо-Западному региону, 2001. 226 с.
3. Загородных В.А., Кунаева Т.А. Геология и полезные ископаемые Калининградского региона. Калининград: Б.и., 2005. 171 с.
4. Сивков В.В. и др. Отчет по объекту «Создание комплектов карт масштаба 1:10000 по пяти ключевым участкам побережья Калининградской области». Калининград, АОИОРАН, 2008. 124 с.
5. Амантов А.В. и др. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2011 г. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 80 с.
6. Амантов А.В. и др. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря. СПб, ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.
7. Гайнанов В.Г. Сейсморазведка. М.: Изд-во МГУ, 2006. 148 с.
8. Кропачев Ю.П. и др. Обработка и интерпритация материалов локации бокового обзора для определения вещественного состава поверхностных образований шельфа. Л.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1989. 46 с.
9. Маливицкий Я.П. и др. Морские геофизические исследования. М.: Недра, 1977. 375 с.
10. Шалаева Н.В., Старовойтов А.В. Основы сейсмоакустики на мелководных акваториях. М.: Изд-во МГУ, 2010. 254 с.
11. Свиридов Н.И., Емельянов Е.М. Фациально-литологические комплексы четвертичных отложений центральной и юго-восточной Балтики // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 3. С. 246–267.

Geological information of coastal shelf zone of the west coast of the Sambian Peninsula was collected and generalized. Geological and geophysical data was analyzed. Interpretational attributes of seismic-acoustic methods for different landforms were obtained. A map was created.

Гаврилов А.А.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, e-mail: gavrilov@poi.dvo.ru)

Центрально-Индоокеанский реликтовый мегасвод

Gavrilov A.A.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok)

Central-Indoceanic relic megaarch

Ключевые слова: Индийский океан, континентальные породы, плюм, сводово-блоковое поднятие, кольцевая структура

Использование высокой информативности рельефа и существующих геолого-геофизических материалов послужило основой выделения в центральной части Индийского океана реликтового надплюмового мегасвода, сохраняющего черты морфоструктуры центрально типа (МЦТ) радиусом около 3000 км (рис. 1).

В числе основных положительных морфоструктурных элементов этого мегасвода рассматриваются такие подводные хребты, как Юго-Восточный Индийский (ЮВИХ), Кергелен, Западно- и Восточно-Индийские (ЗИХ и ВИХ), Западно-Австралийский (ЗАХ), Центрально-Индийский (ЦИХ), Мадагаскарский (МХ), а также крупные банки (Обь, Лена и др.). Исходя из особенностей морфологии вершинной поверхности некоторых хребтов, часть их может рассматриваться как плато (Амстердам-Сен-Поль, Брокен, Кергелен). Максимальные относительные высоты разных сегментов горных сооружений отличаются друг от друга, достигая на отдельных участках 3500 и более метров. Как и на суше, для них типичны увеличенные мощности земной коры. Например, хребет Кергелен характеризуется шириной 450–700, длиной 2500 км и относительными высотами 2000–3000 м при вариациях мощности земной коры в различных сегментах от 15 до 25 км [1]. Простираение подводных хребтов различно, но их общая пространственная организация характеризуется несколько трансформированным радиальным рисунком. Система поднятий Кергелен протягивается с юго-востока на северо-запад (330°), ЮВИХ ориентирован 305–310°, ЦИН – 335°, ЗИХ – 50°, ВИХ и МХ – 0–5°, ЗАХ – 290°. Перемычки между хребтами Кергелен и ЮВИ, ЮВИ и ЗАХ (плато Броккен) протягиваются в северо-восточном направлении (30–35°).

Для обоснования положения о существовании реликтового сводово-блоковой мегаструктуры, привлекались следующие данные и суждения.

1. Данные глубоководного бурения и драгирования позволяют говорить о существовании в пределах мегасвода более 32 участков нахождения пород континентального типа и базальтов с аномальными изотопными характеристиками (Dupal anomaly) [1]. Такие участки установлены на шельфе и

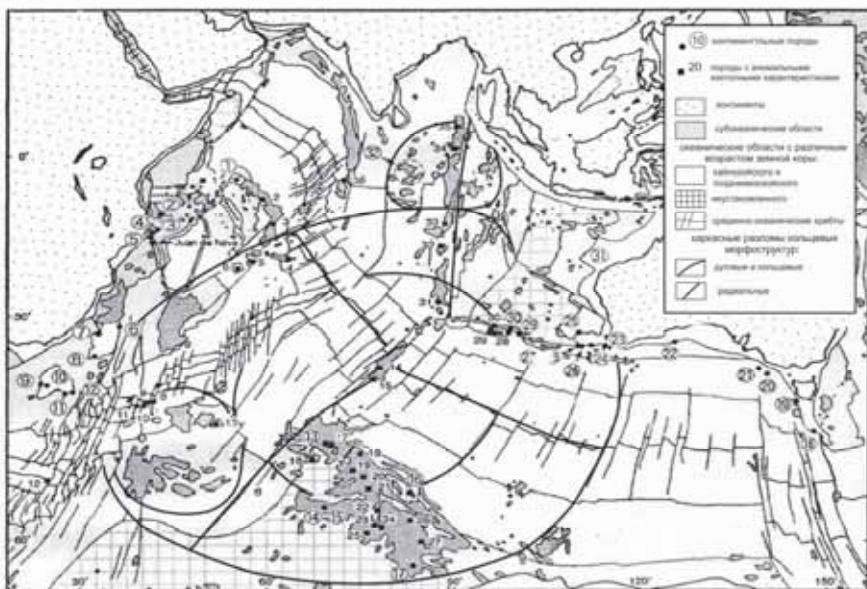


Рисунок 1. Континентальные породы и породы с аномальными изотопными характеристиками (Dupal anomaly rocks) [1] в пределах Индоокеанского реликтового мегасвода

материковых склонах Западной Австралии и Восточной Африки, на плато Кергелен, Брокен, а также в отдельных блоковых структурах фундамента впадин и некоторых разломных зон. Среди ксеногенных пород океанического дна установлены гнейсы, гранитоиды, туфы риолитов, фельзиты, грубые терригенные образования и др. Ограниченное их присутствие в ядерной части мегасвода, где пересекаются срединно-океанические хребты, может быть обусловлено бронирующим эффектом позднекайнозойских вулканитов. В осевой части ЮВИХ, в частности, распространены вулканиты миоцен-четвертичного возраста, а на флангах – породы, сформированные в диапазоне 80–40 млн. лет [2].

2. Масштабы и длительность проявления магматизма (120 млн. лет) в центральной части Индийского океана, расположение известных горячих точек (Кергелен, Амстердам-Сен-Поль) и близкий к радиальному рисунок подводных хребтов и поднятий, образующих крупный морфоструктурный узел, можно объяснить лишь энергогенерирующим и пространственно организующим влиянием надплюмового мегасвода.

3. Наряду с упорядоченным размещением вулканических хребтов отмечается концентрическое расположение на периферии мегасвода глубоко-

водных котловин (Австрало-Антарктическая, Австралийская, Центральная и Мадагаскарская) и сопряженных с ними региональных положительных аномалий гравитационного поля [2] (рис. 2). Не случайной представляется и округлая форма глубоководной впадины Краузе, приуроченной к внутреннему концентру мегасвода и соотносимой, вероятно, с проекцией мантийного диапира – сателлита плюма.

4. На батиметрических картах показано наличие в пределах впадин многочисленных отдельных остаточных поднятий, что свидетельствует об активном опускании отдельных секторов мегасвода на неотектоническом этапе.

5. Имеющиеся геофизические материалы [2, 3 и др.] позволяют предполагать увеличенные мощности земной коры (до 25 км) под горными сооружениями, что можно объяснить как за счет процессов перекомпенсированного накопления лав позднекайнозойских базальтов (оливиновые, толеитовые и щелочные разности), так и за счет унаследованного развития более древних положительных элементов морфоструктурного плана. Наличие у них глубинных «корней» обеспечивает им относительно большую устойчивость к процессам позднекайнозойской деструкции и базификации.

6. Типичная для региона высокая концентрация изотопных аномалий в базальтах, может быть связана с явлениями глубинной рециркуляции магмы или с процессами контаминации основной магмой пород континентального типа [1, 4 и др.], что можно связать с деятельностью длительно живущего плюма.

7. Современные аномалии эндогенного теплового поля, интерпретируемые как проекции отдельных горячих точек Амстердам-Сен-Поль и Кергелен, по мнению автора, обусловлены деятельностью единой планетарной глубинной структуры, параметры которой отражаются в размерах связанного с ней реликтового мегасвода. О возможном влиянии горячей точки Кергелен на формирование мантийных плотностных неоднородностей на расстоянии более тысячи километров ранее указывалось в работах [3, 5], но, по мнению автора, приведенные данные более соответствуют модели длительно живущего и пульсационно развивающего плюма.

8. Имеющиеся тектоно-магматические реконструкции подтверждают тот факт, что в доэоценовое время хребет Брокен и плато Кергелен входили в состав единой вулканической области, которая разделилась при формировании рифтогенного Юго-Восточного Индийского хребта около 43 млн. лет назад [6].

По материалам глубоководного бурения [1, 7 и др.], акустический фундамент котловины Краузе, расположенной во внутреннем концентре мегасвода имеет меловой возраст. По геофизическим данным, она отличается мощной литосферой [2], что свидетельствует о ее наложенном характере и возможном сохранении в основании реликтов более древней коры.

переходом от ареального к трещинному типу эффузивного магматизма, а также масштабным опусканием территории. При этом возникающие срединно-океанические хребты в значительной степени унаследовали радиальную систему глубинных разломов-магматических каналов сводово-блокового поднятия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Yano T., Vasiliev B.I., Choi D.R. et al. Continental rocks in the Indian Ocean // New concepts in Global Tectonics Newsletter. 2011. № 58. P. 9–28.
2. Булычев А.А., Гилод Д.А, Дубинин Е.П. Гетерогенное строение литосферы восточной части Индийского океана по результатам анализа гравитационного и аномального магнитного полей // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 41–54
3. Ma Y., Cochran J.R. Transitions in axial morphology along the Southeast Indian Ridge // JGR. 1996. V. 1011. № B7. P. 15849–15866.
4. Hamelin B., Dupré B., Allègre C.J. Pb-Sr-Nd isotopic data of 4 Indian Ocean ridges: new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 76. P. 288–298.
5. Scheirer D.S., Forsyth D.W., Conder J.A. et al. Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam–St. Paul Plateau // JGR. 2000. V. 105. № B 4. P. 8243–8262.
6. Benard F., Callot J., Vially R. et al. The Kerguelen plateau: Records from long-living composite microcontinent // Marine Petroleum Geology. 2009. P. 1–17.
7. Геологическая карта Мира 1:15,000,000 / Гл. Ред. Яцкевич Б.А. ВСЕГЕИ, 2000.

The relic mega-arch as paleoplume projection is revealed on the basis of the geomorphologic and geologic-geophysical data combination on the Indian Ocean bottom.

Глазырин Е.А.

(ГНЦ ФГУП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru)

Новые сведения по грязевому вулканизму Керченского пролива

Glazyrin E.A.

(SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

New data on mud volcanism of the Kerch Strait

Ключевые слова: подводный грязевой вулканизм, газо-флюидная разгрузка, Керченский пролив, Азовское море

Керченско-Таманский регион служит наиболее активной грязевулканической областью в России. Здесь известно несколько десятков грязевых вулканов в активной и потухшей стадии развития [1]. Но если сухопутная территория в отношении грязевулканической деятельности изучена относительно хорошо, то морская изучена явно недостаточно. Большинство подводных грязевых вулканов здесь предполагаются по геофизическим данным (рис. 1), требуют дополнительного изучения и заверки. К тому же опыт морских исследований свидетельствует о возможности новых открытий подводных грязевых вулканов. Особенно это актуально в связи со строительством Крымско-Таманского перехода и прокладки по дну Керченского пролива инженерных коммуникаций.

Примером слабо изученного подводного грязевого вулканизма в Керченском проливе может служить участок к западу от мыса Тузла (рис. 1). Здесь известен грязевой вулкан, сведения о котором приведены в [2]. В частности, в 1914 г. здесь сел на мель пароход «Цезарь». Оказалось, что в зоне девятиметровых глубин неожиданно возникла конусообразная четырехметровая отмель, пробы грунта которой были представлены грязевулканическими отложениями. Последующие геологические исследования показали постоянное наличие в районе предполагаемого расположения этой размытой отмели признаков грязевого вулкана.

Для изучения этого участка в 2015 г. ГНЦ ФГУП «Южморгеология» в рамках Государственного мониторинга состояния недр прибрежно-шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна проведен комплекс работ, включающий в себя гидролокацию бокового обзора, сейсмоакустическое (спаркер) и гидрогазогеохимическое профилирование. В результате получены новые сведения о грязевом вулканизме Керченского пролива, предварительные данные по которому и представлены в данном сообщении.

Морское дно на участке относительно ровное с понижением от 6 м на северо-востоке до 11 м к юго-западу (в сторону Черного моря). Четвертичные отложения имеют среднюю мощность около 50 м. Под ними залегают смятые в складки палеоген-неогеновые отложения преимущественно гли-

нистого состава. Складки имеют диапировый характер – узкие растущие антиклинали с пережатыми слоями разделены синклиналями с широкими замками и повышенной мощностью пластов.

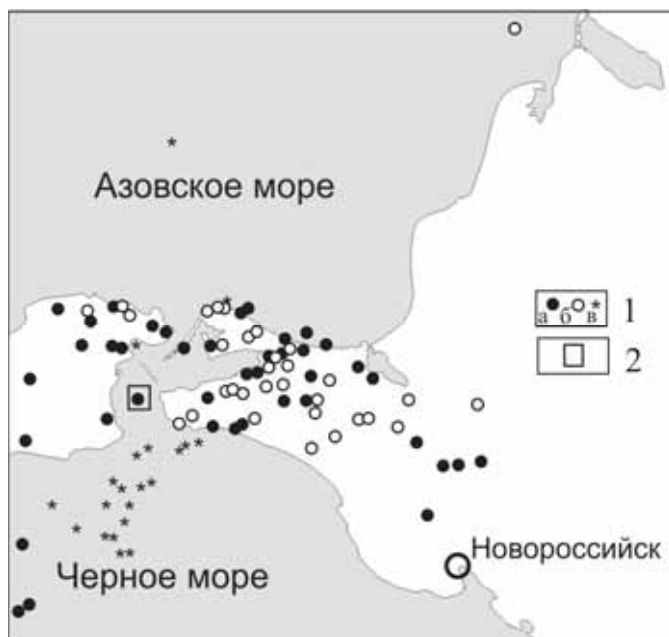


Рисунок 1. Схема расположения грязевых вулканов в Керченско-Таманском регионе: 1 – грязевые вулканы: а – действующие, б – потухшие, в – предполагаемые по геофизическим данным; 2 – изученный участок.

Структурную основу участка составляет антиклинальная складка северо-восточного простираения. К северу она трассируется на южную оконечность острова Тузла. Складка хорошо проявлена в рельефе поверхности коренных отложений (рис. 2), что свидетельствует в пользу ее неотектонического роста.

Замок антиклинали осложнен второстепенными (паразитическими) складками, разрывами и газо-флюидной разгрузкой, устанавливаемой по потере сейсмоакустического сигнала и аномалиям метана.

Содержание метана и его гомологов на участке относительно высокое и колеблется от 261 до 285 нл/л. Фоновое содержание 264 нл/л. Максимальные содержания приурочены к замку складки, особенно к участкам осложнения его нарушениями.

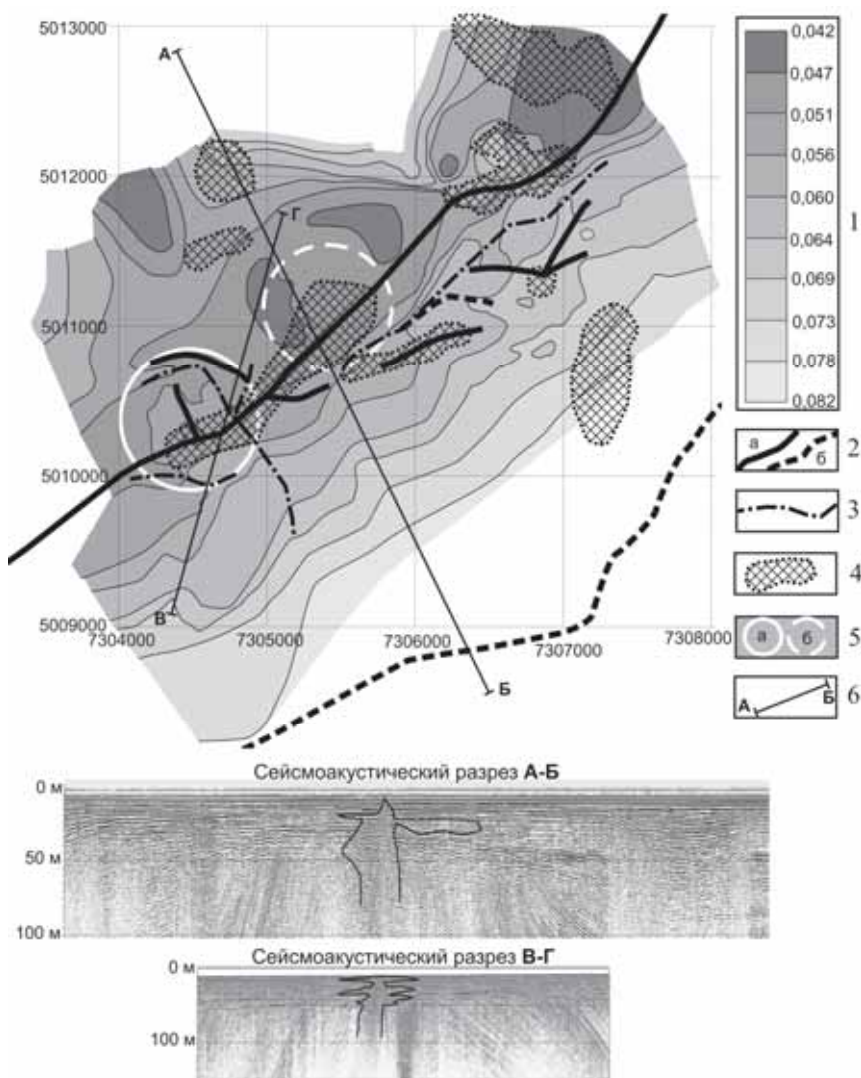


Рисунок 2. Структура участка по данным сейсмоакустического профилирования: 1 – изохроны поверхности коренных отложений (подшвы четвертичных отложений), в миллисекундах; 2 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 3 – разрывные нарушения; 4 – флюидизация разреза; 5 – грязевулканические структуры активные (а) и не активные (б); 6 – линии разрезов.

Содержание метана и его гомологов в морской воде определялось путём непрерывной закачки морской воды на борт судна с глубины 4 м, её дегазации и анализа концентрации выделенных углеводородов с помощью газового хроматографа. Измерения выполняются на ходу судна, т.е. непрерывно.

По сумме методов на участке уверенно выявляются две грязевулканические структуры диаметром до 1 км. По характеру записи на сейсмоакустических разрезах в их пределах в четвертичных отложениях выделяются грязевулканические отложения и каналы газо-флюидной разгрузки (рис. 2).

Наиболее активной выступает юго-западная структура. Она обладает выраженным радиально-концентрическим строением, сформированным разрывами, паразитическими складками и рельефом поверхности коренных пород. В рельефе морского дна структура выражена выположенным участком округлой формы.

Гидролокацией бокового обзора в ее центре на глубине 9–10 м на морском дне выявлен грязевулканический аппарат (рис. 3). Он выражен в виде плоской постройкой диаметром до 100 м и высотой около 2 м. Плоская форма, вероятно, вызвана ее размывом волновой и течениевой деятельностью. От грязевулканической постройки на северо-запад на 400 м протягивается линейная структура шириной до 50 м дискуссионной природы, совпадающая в плане с отходящей от замка основной складки паразитической антиклиналью (рис. 2).

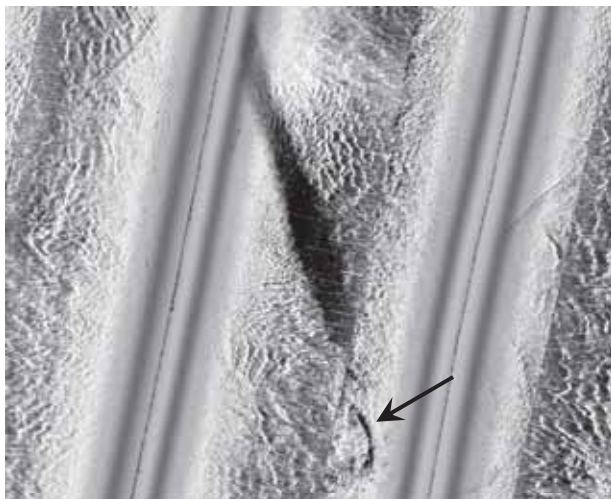


Рисунок 3. Гидролокационное изображение грязевулканического аппарата (негатив).

Геоморфологическое проявление грязевулканической структуры на морском дне в зоне нивелирующего абразионно-эрозионного волнового и течениевого воздействия, наличие флюидизации разреза, исторические сведения позволяют отнести ее к разряду активной.

Вторая грязевулканическая структура расположена северо-восточнее первой. В рельефе морского дна она не проявлена, что не свидетельствует о ее активности. Структура также выражена в рельефе поверхности коренных отложений, имеет признаки грязевулканических отложений в разрезе четвертичных отложений и газо-флюидной разгрузки по характерной записи на сейсмоакустических разрезах (рис. 2). Несмотря на отсутствие признаков аппарата на морском дне, к ней приурочены максимальные содержания метана в морской воде. Вероятно, данная грязевулканическая структура находится на сальзово-грифонной стадии развития.

Таким образом, проведенными исследованиями подтверждается существование на участке активной грязевулканической деятельности и газо-флюидной разгрузки. С учетом ранее выполненных исследований в регионе это свидетельствуют о широком развитии в замках антиклинальных складок Керченского пролива грязевулканических структур и каналов газо-флюидной разгрузки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2006. 176 с.
2. Шнюков Е.Ф., Маслаков Н.А. Потенциальная опасность грязевого вулканизма для судоходства // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 2. С. 81–91.

Methods of seismic profiling, sonar and gas-geochemical profiling revealed the presence of underwater mud volcanoes and gas-fluid channels discharging in the Kerch Strait. Deducing the structure are confined to the castles of anticlinal folds.

**Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н.,
Попов К.В., Шишкина Н.А.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: gorodnit@yandex.ru)

Гидратация литосферы и магнитное поле океана

**Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N.,
Popov K.V., Shishkina N.A.**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Hidratation of the Lithosphere and Oceanic Magnetic Field

Ключевые слова: серпентинизированные перидотиты, естественная остаточной намагниченность, среднетемпературный метаморфизм, магнитные аномалии

Совместный анализ результатов геомагнитных съемок в различных геотектонических зонах Мирового океана и петромагнитного изучения океанической литосферы, свидетельствует о том, что наряду с базальтовым слоем, существенный вклад в аномальное магнитное поле океана вносят глубинные источники. Эти источники связаны с серпентинитовыми образованиями, образующимися в результате гидратации океанскими водами гипербазитов верхней мантии.

При этом могут быть выделены три основных морфогенетических типа таких образований.

1. Аномалии, связанные с формированием серпентинитового слоя в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов в результате гидратации пород верхней мантии океанской водой. Эти аномалии, нередко образующиеся практически синхронно с «базальтовыми» аномалиями, могут, так же как и они, являться источником геохронологической информации. Многочисленные данные геологического изучения указывают на широкое распространение серпентинизированных гипербазитов в самых различных районах Мирового океана. Гипербазиты верхней мантии Срединно-Индийского хребта были драгированы в его осевой части, а уже на расстоянии 180 км от оси в драгированных серпентинизированных гипербазитах не обнаружено неизмененных пород. Такая же картина отмечается в Северной Атлантике.

Серпентинизированные гипербазиты обнаружены при глубоководном бурении в 37 и 45 рейсах судна “Гломар Челленджер” в зоне Срединно-Атлантического хребта. Пробуренные серпентинитовые тела, вероятнее всего, представляют собой вертикальные протрузии и силлы. Серпентинитовые протрузии непосредственно в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта были обнаружены между 24 и 26° с.ш. с использованием глубоководных обитаемых аппаратов “Мир”. Мощность базальтового слоя здесь не превышает 600 м, и зафиксированная над бортом интенсивная аномалия магнитного поля, по-видимому, связана с серпентинитовой протрузией, выявленной при под-

водных наблюдениях Намагниченность образцов, отобранных из обнажения серпентинитов, меняется от 4 до 12 А/м.

Согласно данным гравиметрических съемок, в гребневой части Срединно-Атлантического хребта рифтовые горы изостатически скомпенсированы на уровне земной коры, и наиболее вероятным процессом, приводящим к их воздыманию, можно считать серпентинизацию, при которой происходит уменьшение плотности ультраосновных пород верхней мантии от 3.3 г/см до 2.7-2.8 г/см. Судя по поднятию крупных блоков океанической коры, процесс серпентинизации охватывает значительные области под корой, на флангах хребта, что приводит к формированию нижнего магнитного слоя коры значительной мощности.

Также отмечается непосредственная связь аномалий магнитного поля с серпентинитовым слоем океанической коры в зонах асейсмичных поднятий и внутриплитовой деформации.

При попадании воды в область характеристических изотерм Хесса начинается серпентинизация перидотитов литосферы, в результате чего ниже подошвы габбрового слоя наращивается серпентинитовый слой (рис. 1). Океанская вода проникает в мантию по системе трещин сверху, на что указывает изотопный анализ воды в гипербазитовых разновидностях офиолитов.

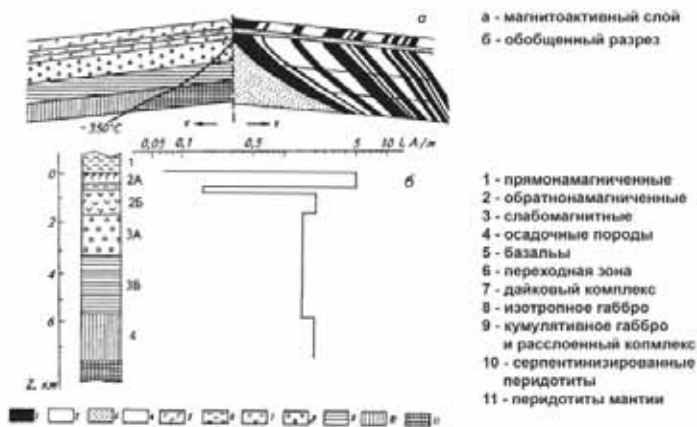


Рисунок 1. Петромагнитная модель океанической литосферы в зоне рифта.

Глубина проникновения океанской воды в литосферу определяется глубиной залегания поверхности хрупко-пластического перехода, где происходит подплавление микротрещин в веществе, и его деформация начинается за счет пластического течения, причем вещество становится непроницаемым для воды и пара.

Таким образом, анализ материалов петромагнитного изучения пород, данных магнитного и плотностного моделирования, а также современных

геодинамических моделей формирования и последующей тектонической эволюции океанической литосферы, свидетельствует о том, что аномалии магнитного поля, наблюдаемые на акватории Мирового океана, в том числе и линейные магнитные аномалии, связаны со всей толщей океанической коры, и нижняя граница магнитоактивного слоя в первом приближении соответствует поверхности Мохоровичича.

2. Аномалии, связанные с гидратацией пород в зонах трансформных разломов. Многочисленные драгирования проведённые в зонах трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта (Атлантик, Хейс, Океанограф и разлом 15°20'), а также в пределах Аравийско-Индийского хребта (разломы Витязь, Вима, Оуэн), доставили обширный гипербазитовый материал, позволивший получить данные о их магнитных свойствах. Образцы представлены гидротермально изменёнными дунитами, гарцбургитами и лерцолитами имеющими различные степени серпентинизации и среднетемпературного метаморфизма. Наиболее магнитными являются серпентинизированные перидотиты разлома Хейс ($I_n = 8$ А/м) и разлома Витязь ($I_n = 6.8$ А/м). Минимальная намагничённость была измерена в образцах разломов Атлантик, Оуэн, и Вима ($I_n = 0.6$ А/м). Вариации величин магнитных параметров исследуемых перидотитов, обусловлены, как особенностями серпентинизации пород (стадией и степенью), так и степенью предшествовавшего среднетемпературного метаморфизма перидотитов, когда кристаллизация магнетита происходит ещё до серпентинизации перидотитов при температуре 450–600°. В зоне трансформного разлома Романш в осевой части Срединно-Атлантического хребта при драгировании отобраны образцы ультрабазитов, гипербазитов и дунитов, а при удалении от хребта ультрабазиты полностью серпентинизированы. Такая же зональность еще более четко прослеживается вдоль трансформного разлома Вима, где серпентинизированные гипербазиты слагают южный борт грабена, причем степень серпентинизации уменьшается вверх по разрезу.

Таким образом, верхний слой мантии вблизи крупных трансформных разломов, до глубины изотермы 580°C должен быть отнесён к магнитоактивному слою. Положение этой изотермы в осевых областях СОХ, согласно оцененной величине геотермического градиента может отвечать глубине от 6 до 15 км. Данные из разных источников полученные при решении прямой задачи магнитометрии показывают, что при глубине океана 3 км, мощности магнитоактивного слоя 10–12 км и намагничённости 3–4 А/м мы можем наблюдать на поверхности океана аномалии магнитного поля с амплитудой порядка 200–300 нТл

Как показали данные геолого-геофизического изучения зон трансформных разломов в Тихом и Атлантическом океанах, серпентинизированные гипербазиты, обладающие высокими магнитными свойствами, обнаружены повсеместно в ущельях крупнейших трансформных разломов Тихого океана Меррей, Мендосино, Кларин, Элтанин и др. Это подтверждается результатами проведенных нами магнитных съемок в районах трансформных разломов Тихого океана Мендосино, Меррей, Хизена, Курчатова и Императорского.

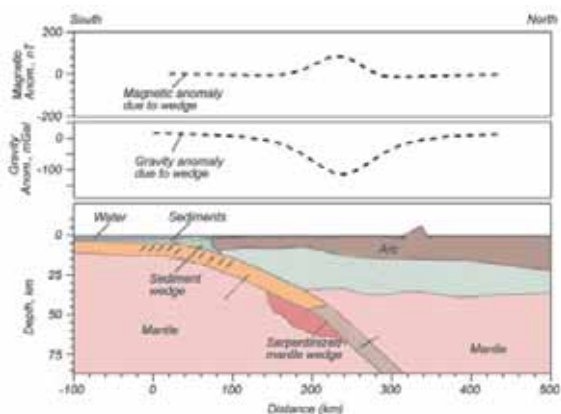


Рисунок 2. Схема гидротации по трещинам в поддвигаемой плите.

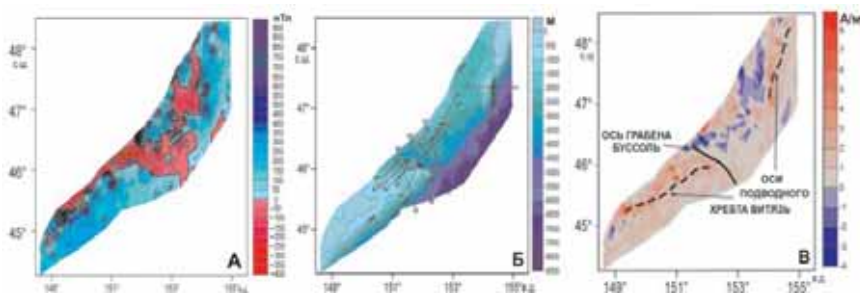


Рисунок 3. Карты аномального магнитного поля с сечением изодинам 100 нТл (А), рельефа с сечением изобат 500 м (Б) и эффективной намагниченности (В).

3. Аномалии, связанные с зонами субдукции, где происходит гидратация ультраосновных пород верхней мантии в поддвигающейся океанической плите рис. 2.

Такая аномалия, в частности, была установлена в центральной части Курильской островной дуги в 2005, 2006 и 2010 гг. во время геолого-геофизических экспедиций на научно-исследовательском судне «Академик Лаврентьев» (рис. 3). Исследования показали, что строение фронтальной части центральных Курил является аномальным для зоны субдукции и характеризуется наличием в этой части дуги крупной структуры растяжения, где происходит деструкция коры.

Наиболее крупной из выделенных аномалий магнитного поля является область отрицательных значений, имеющая в плане клиновидную форму (рис. 3А). Эта область отрицательного магнитного поля лежит в пределах зоны активного растяжения и деструкции центральной части Курильской островной дуги и соответствует погруженному участку хребта Витязя (рис. 3Б–В). Исходя из того, что, выделенная область однородна и

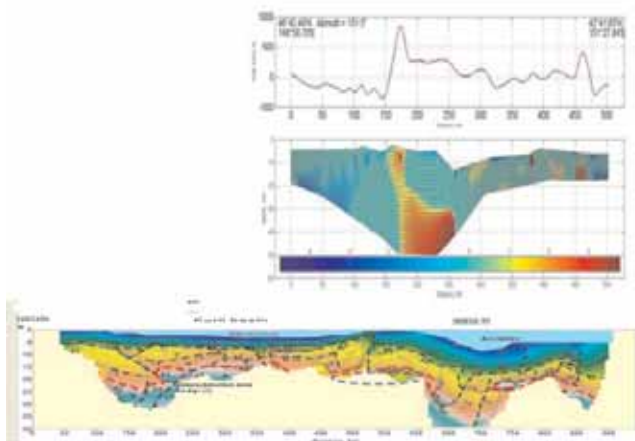


Рисунок 4. Модель магнитоактивного слоя субдукции в районе центральных Курил.

характеризуется отрицательным знаком магнитного поля, можно предположить, что её образование происходило в течение единого интервала обратной магнитной полярности. Присутствие в этой области локальных аномалий преимущественно изометричной формы с положительной намагниченностью может быть объяснено наложенным вулканизмом, связанным с более поздним этапом активного магмагизма, произошедшим в эпоху преимущественно положительной магнитной полярности. Аналогичные аномалии прослеживаются и в других зонах субдукции вдоль «Огненного кольца» Тихого океана.

На представленной модели магнитоактивного слоя (рис. 4), характерно наличие массивного глубинного магнитного объекта в зоне мантийного клина. Положение объекта и оценка его магнитных свойств ($\sim 3 \text{ А/м}$) могут свидетельствовать об обширных процессах образования химической терромагнитной намагниченности в этом районе. Интенсивные магнитные аномалии, выявленные в зонах коллизии литосферных плит, являются важным диагностическим признаком зон активной гидратации поддвигаемой плиты и ее дизъюнктивного нарушения.

Результаты исследований указывают на необходимость всестороннего изучения выявленных областей в зонах субдукции с целью создания геолого-геофизических и геохимических моделей формирования поясов серпентинизации и деструкции поддвигаемой плиты.

Joint analysis of geomagnetic surveys in different tectonic zones of the World Ocean and the oceanic lithosphere petromagnetic study indicates that along with the basalt layer, a substantial contribution to the anomalous magnetic field is generated by the deep ocean sources. These sources are associated with serpentinitic formations formed by the hydration of ocean waters ultramafic upper mantle.

Гришкевич В.Ф., Лагутина С.В., Панина Е.В.

(Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть» в г. Тюмени,
e-mail: GriskevichVF@tmn.lukoil.com)

Геомеханика образования аномальных разрез баженовской свиты оползневого типа

Grishkevich V.F., Lagutina S.V., Panina E.V.

(Branch “LUKOIL-Engineering” “KogalymNIPINeft”)

Geomechanic of bazhenov’s enormous sequence’s submarine landslides

Ключевые слова: баженовская свита, аномальный разрез, геомеханика, подводный оползень, моделирование, сейсмостратиграфия

Аномальные разрезы баженовской свиты (АРБ) – локальные участки залегания мощных терригенных осадков, расклинивающих битуминозные органо-терригенные осадки баженовской свиты. По клиноформной модели АРБ могут появляться как обычное переслаивание в результате цикличности осадконакопления, либо за счёт переработки ранее накопившихся баженитов подводными оползнями при внедрении в них песчано-глинистой пульпы при оплывании седиментационного склона неокомского бассейна бокового заполнения. В первом случае АРБ слагают ненарушенные осадки, содержащие разновозрастную фауну, во втором – осадки переотложены, деформированы и разновозрастны. Баженины древнее, а терригенные осадки тела внедрения моложе. В геологоразведочной практике зоны АРБ выявляются сейсмической съёмкой (2Д и 3Д), а по керну из пробурённых скважин даётся заключение о природе их образования. Случаи биостратиграфического подтверждения оползневой природы АРБ крайне редки. Но оползневые брекчии и интенсивные пластические деформации слаболитифицированных осадков характерны для керна из отложений большинства зон АРБ.

На рис. 1а изображён типичный профиль неокомского палеобассейна, глубина его 300–800 метров, максимальный уклон 10–20 м/км. К моменту предполагаемого схода оползня баженины перекрыты слоем присклоновых псевдоабиссальных глин с относительно низким содержанием рассеянного органического вещества (1–3% РОВ).

Литологический состав баженовской свиты изучена достаточно хорошо. В грубом приближении она состоит из двух слоёв: верхний слой – органо-глинистые илы (15–25 м), нижний – органо-силикатно-карбонатные илы (3–10 м).

Верхний органо-глинистый слой будущей баженовской свиты, содержащий порой до 20% РОВ по массе, на момент оползня находился на 15–70 м ниже дна палеобассейна, его пористость составляла 40–70%, объёмная

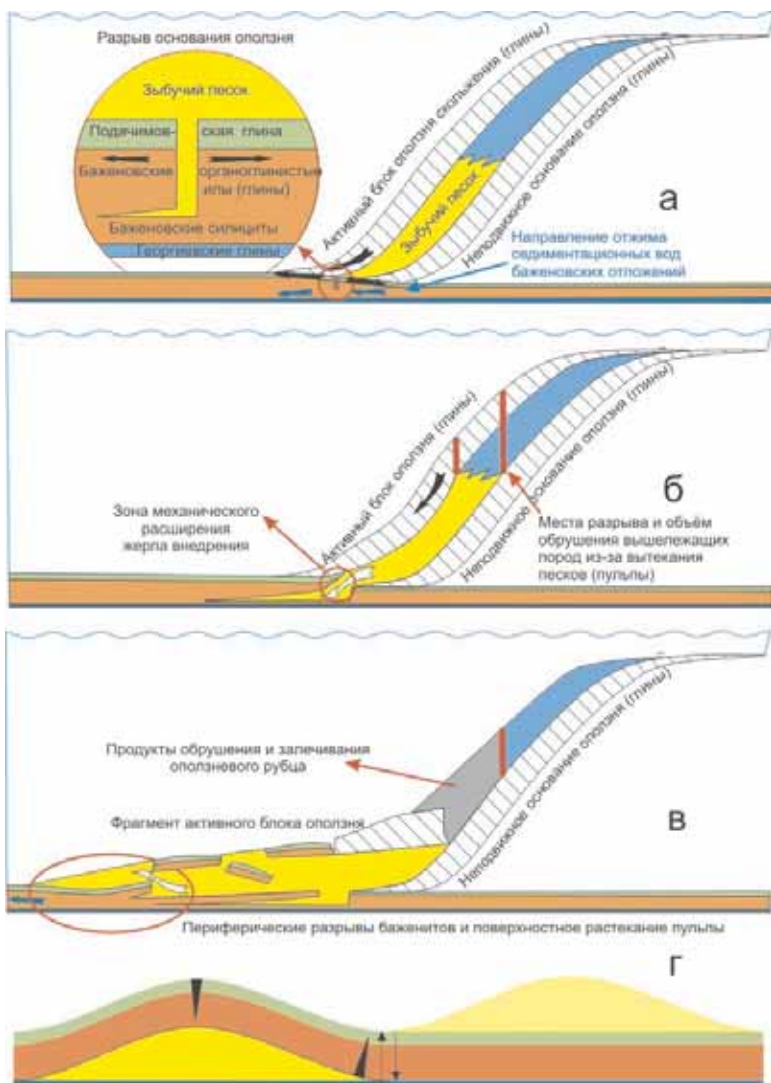


Рисунок 1. Геомеханическая схема образования АРБ.

а – оползень скольжения, б – оползень вытекания, в – периферические разрывы, г – разнонаправленные трещины

плотность $1.1\text{--}1.5 \text{ г/см}^3$, а его толщина была в два-три раза больше современной. Неустойчивость седиментационного склона порождалась инверсией плотностей, когда над лёгкими баженитами вверх по склону и разрезу накапливались глинистые пески, склонные к образованию плывунов с

плотностью пульпы в подвижном состоянии $1.75\text{--}2 \text{ г/см}^3$. Как отмечают многие авторы, спровоцировать схождение оползня на таком склоне могли отголоски землетрясений, переведя пески ачимовских линз в «плывающее состояние... при сотрясении или вибрации».

Дополнительное ослабление основания достигается за счёт отжима седиментационных вод из баженитов из-под растущего седиментационного склона в направлении псевдоабиссали с образованием локального аномально высокого давления флюидов. Соскальзывание активного блока глин вниз по склону приводит к растяжению подачимовских глин под линзой плавуча (рис. 1а). Известно, что при относительном растяжении глинистого грунта более, чем на 0.1% длины, происходит его разрыв. Соотношение прочности глинистых тел на сжатие, смещение и разрыв приводят к разрыву либо перекрывающих глин, либо – подачимовских. В первом случае происходит поверхностное растекание оползня на присклоновой подводной равнине (рис. 1г, справа), во втором случае – появляется возможность затекания оползневой пульпы в разрыв подачимовских глин и далее под баженитовские органо-терригенные илы (рис. 1г, слева).

Физическое моделирование стадий оползня вытекания и образования периферических трещин (рис. 1б, в) проводилось в аквариуме, разделённом на область модели с размерами $40 \times 20 \times 40 \text{ см}$ и бункер для приёма пульпы – $8 \times 20 \times 40 \text{ см}$, соединёнными у дна горизонтальной щелью шириной 5 мм. Модель баженита – подкрашенный минеральным пигментом плиточный клей на цементной основе 12 часов выдержки с добавлением пластификатора (0.5% жидкого мыла) и 20% объёма пенопластовых шариков (4–6 мм) для доведения объёмной плотности до 1.2 г/см^3 . Пульпа с предельным водонасыщением ($\rho = 1.8 \text{ г/см}^3$) – 3/4 строительный песок, 1/4 – карьерная глина. Подвижный слой между «баженитом» и дном аквариума – вода на месте извлекаемой из-под «баженита» тефлоновой плёнки.

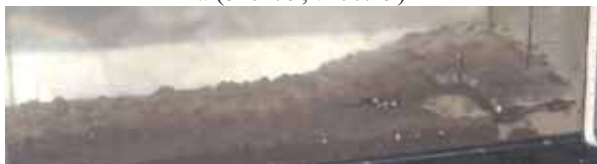
Серия экспериментов подтвердила регулярность механизма образования трещин изгиба при ламинарном (рис. 2а–в, эксп. № 9) и турбулентном режимах протекания пульпы (рис. 2г, эксп. № 4). Продемонстрирована закономерность образования мутьевых потоков при прорыве турбулентных потоков пульпы в свободный объём воды бассейна. Наблюдались выходы избыточной воды через трещины «баженита» с выносом тонкодисперсного материала (глин) при оседании конуса выноса.

Исследовано явление грифонной организации потоков движения пульпы (рис. 3) как под «баженитом», так и при наращивании свободной части конуса выноса. Пульпа протекает через разрыв нижней трещины, образуя субвертикальный поток (грифон) вблизи кромки плавающего «баженита», растекается по поверхности конуса выноса, наращивая его сверху путём перемещения осадочного материала в относительно тонком поверхностном активном слое и образуя профиль равновесия на подобии шахтного террикона. Знание механизма накопления свободных конусов выноса в зоне АРБ

было использовано при выборе модели напластования в построении 3Д модели нефтегазоносной толщи для гидродинамического моделирования разработки залежей нефти.



а (эксп. 9, $t=00.29$)



б (эксп. 9, $t=01.24$)



в (эксп. 9, $t=01.59$)



г (эксп. 4, $t=00.41$)

Рисунок 2. Модель образования верхней, нижней и боковой трещин

Концепция переноса основной массы осадков на свободном конусе выноса за АРБ в относительно тонком активном слое даёт объяснение столбобразных разрезов АРБ. Эксплуатационные скважины фиксируют почти вертикальное перемещение баженитов из первоначального положения над георгиевской свитой на 100–150 м вверх по разрезу, причём терригенная толща в контуре вскинутого баженита изобилует обломками баженитов, а вне этого контура их нет.

При всплывании обломок баженита общей толщиной, например, 70 м погружён в пульпу на 30 м, а 40 м «торчит» над пульпой в воде. Активный слой перемещения осадков имеет толщину, в лучшем случае, первые метры, а основание обломка находится в неподвижном осадке, способном

только на медленные пластические перемещения. Именно они обеспечивают архимедово всплывание и расщепление бажени́та. Эта модель также получила экспериментальное подтверждение.



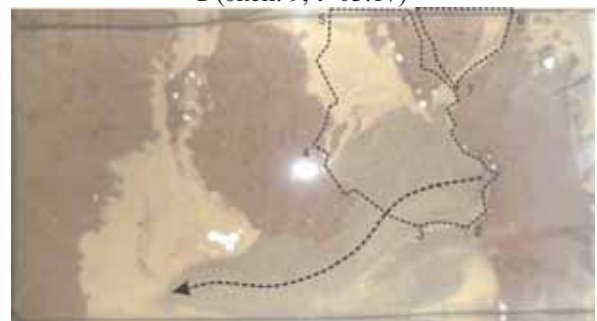
а (эксп. 9, $t=02.55$)



б (эксп. 9, $t=02.56$)



в (эксп. 9, $t=03.17$)



г (эксп. 9, $t=16.00$, вид сверху)

Рисунок 3. Модель грифонного течения пульпы

Physical modeling of viscoplastic pulp flow and underwater landslide's injection was performed for explanation of bazhenov's abnormal sequences and their seismostratigraphic interpretation.

Дорохов Д.В.^{1, 2}

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград, e-mail: d_dorohov@mail.ru; ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград)

Субаквальные ландшафты юго-восточной части Балтийского моря

Dorokhov D.^{1, 2}

(¹Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad;

²Immanuel Kant Baltic federal university, Kaliningrad)

Submerged landscapes in the South-Eastern Baltic Sea

Ключевые слова: Балтийское море, субаквальные ландшафты, картирование

В настоящее время активно развивается концепция пространственного планирования и комплексного управления хозяйственной деятельностью на морских акваториях, что требует обобщения и районирования показателей экологического состояния морской среды. Эффективным инструментом для решения такой задачи становится именно ландшафтный подход к картированию морского дна. Ландшафтные карты являются основой комплексного экологического подхода при охране морской среды от последствий хозяйственной деятельности [1]. В частности, в российском секторе юго-восточной части Балтийского моря активно развивается нефтедобыча, строительство портов, трубопроводов, газохранилищ и прочей морской деятельности, что обуславливает повышенное внимание к оценке экологического состояния донных ландшафтов.

Классическим подходом к картированию субаквальных ландшафтов является совмещение геолого-геоморфологической и биологической информации [2–5]. Основной недостаток такого метода при современном состоянии технологий морских исследований заключается в ограничении масштаба картирования. Несмотря на то, что современные геоакустические системы позволяют получать обширную и детальную информацию о геологии и геоморфологии морского дна, существуют ограничения в получении биологических данных. В связи с тем, что данные о видовом составе и биомассе морских организмов являются фрагментарными и изменчивыми во времени, возникают трудности их использования для построения карт субаквальных ландшафтов. Однако видовой состав организмов определяется комплексом условий, характерных для соответствующего биотопа.

В ходе европейского проекта BALANCE (2005–2007 гг.) в рамках программы BSR INTERREG IIIB [6] был разработан метод картирования донных ландшафтов без привлечения биологических данных. В основе метода лежит использование доступных абиотических параметров (геологических,

геоморфологических и гидрологических), которые в свою очередь связаны с распространением донных биоценозов.

В 2014 г. для российских секторов Балтийского моря были построены среднемасштабные карты (1:500 000) донных ландшафтов на основе методики проекта BALANCE с некоторыми дополнениями [1]. В Гданьском бассейне было выделено 30 типов ландшафтов и дано описание их геоэкологических характеристик. Так же сделан вывод, что для реального природопользования необходимо дальнейшее совершенствование полученных карт за счет укрупнения масштаба и выбора наиболее значимых параметров картирования.

Появление новых геоакустических данных позволило по разработанной методике построить более детальную (1:150 000) литологическую и на ее основе ландшафтную карту подводного берегового склона северной части Самбийского п-ова и Куршской косы до глубин 30 м (рис.). На данном участке было выделено 7 типов субаквальных ландшафтов и дано описание их геоэкологических характеристик (табл., рис.). Так же были выделены области с уникальными донными ландшафтами. На этих участках выполнено сплошное геоакустическое обследование дна многолучевой батиметрической системой Benthos C3D и гидролокаторами бокового обзора в составе системы Simrad EA400 SP с целью получения детальных геолого-геоморфологических карт масштаба 1:50 000.

Таблица. Типы донных ландшафтов на исследуемом участке

№ п/п	Характеристики донных ландшафтов
1	коренные породы (в т. ч. перекрытые валунами), придонные воды олигохалинные II, с выраженной сезонной изменчивостью температуры
2	пески различной крупности (с проявлениями гравия), придонные воды олигохалинные II, с выраженной сезонной изменчивостью температуры
3	мозаичное сочетание плотных глин и грубо-обломочных отложений (преимущественно морена), придонные воды олигохалинные II, с выраженной сезонной изменчивостью температуры
4	плотные глины (в т. ч. перекрытые тонким слоем песка или гравия), придонные воды олигохалинные II, с выраженной сезонной изменчивостью температуры
5	пески различной крупности (с проявлениями гравия), придонные воды олигохалинные II, с выраженной сезонной изменчивостью температуры, эвфотическая зона
6	мозаичное сочетание плотных глин и грубо-обломочных отложений (преимущественно морена), придонные воды олигохалинные II, с выраженной сезонной изменчивостью температуры, эвфотическая зона
7	плотные глины (в т. ч. перекрытые тонким слоем песка или гравия), придонные воды олигохалинные II, с выраженной сезонной изменчивостью температуры, эвфотическая зона

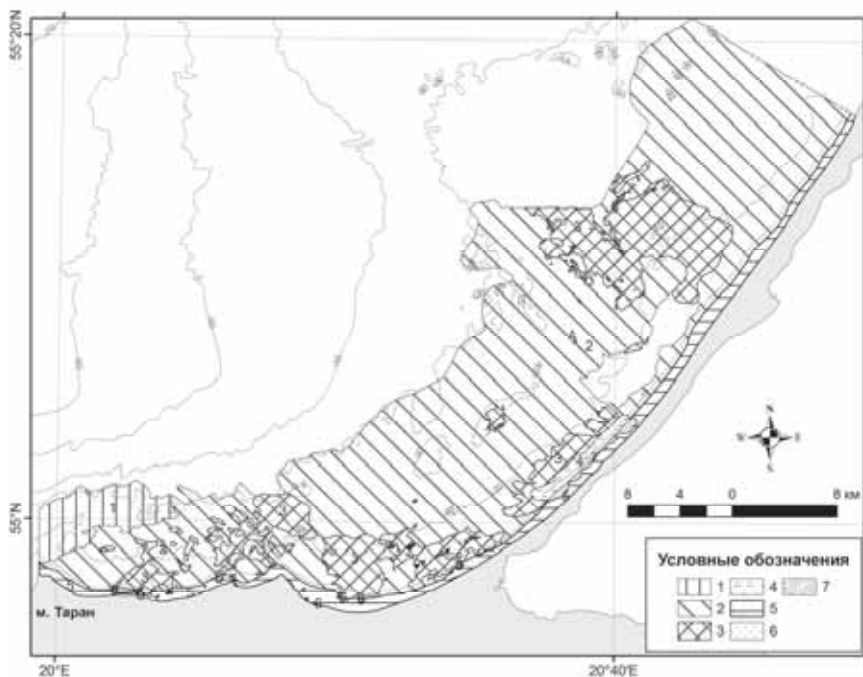


Рисунок. Донные ландшафты северной части подводного берегового склона российского сектора Юго-Восточной Балтики (условные обозначения и краткое описание ландшафтов приведено в табл.).

Построение карт донных ландшафтов выполнялось с использованием следующих исходных показателей: поверхностные осадки, придонная соленость, освещенность, а также, в отличие от проекта BALANCE, придонная температура. Все показатели были подготовлены в виде полигональных ГИС-слоев для последующего формирования карты донных ландшафтов.

Так же согласно BALANCE [6] важной характеристикой донных ландшафтов является их изменчивость, которая показывает наиболее уязвимые биотопы. В среде ArcGIS была построена карта изменчивости донных ландшафтов. С помощью функции оверлея ГИС-слоев донных ландшафтов и подготовленной сетки каждому квадрату было присвоено значение количества полигональных объектов, попадающих в квадрат.

Самый распространенный на исследуемой акватории ландшафт (№ 2) располагается за пределами эвфотического слоя до глубины 30 м. Он занимает площадь 640 км² или 72% от всего района исследования. Дно сложено песками различной крупности (с проявлениями гравия), придонные воды олигохалинные II, с выраженной сезонной изменчивостью температуры,

характерной для деятельного слоя моря. Рельеф дна в основном представляет ровную наклонную поверхность иногда с проявлениями ряби. Изменчивость ландшафта небольшая (от 1 до 2), за исключением западной части в районе м. Таран (от 3 до 4), где он граничит со вторым по величине ландшафтом № 3 (17%), сложенным моренными отложениями и ландшафтом № 1 (4%), который так же сложен грубообломочными отложениями, связанными с выходом коренных пород на поверхность дна. Кроме того, рельеф дна в районе м. Таран осложнен реликтовыми береговыми уступами высотой от 1 до 10 м на глубинах от 10 до 30 м. Уступы являются важным элементом донных ландшафтов и представляют собой естественный барьер для аккумуляции питательных веществ, что приводит к постоянному скоплению донных организмов вблизи их склонов. Данный участок был покрыт сплошной сонарной съемкой и построена карта ландшафтов в масштабе 1:50 000.

Наибольшая изменчивость донных ландшафтов (от 6 до 8) наблюдается на подводном береговом склоне основания Куршской косы (участок «Лагунные илы») (рис.). Он был так же покрыт сплошной сонарной съемкой и построена карта ландшафтов в масштабе 1:50 000. На данном участке наблюдается мозаичное распределение донных отложений от гальки и гравия до песчаных алевритов, которые формируют самые малые по площади и уникальные донные ландшафты № 4 (0.004%) и № 7 (0.002%) на глубине от 5 до 15 м. Придонные воды олигохалинные II, с выраженной сезонной изменчивостью температуры. Ландшафт №7 отличается от ландшафта № 4 тем, что попадает в эвфотическую зону, что оказывает благоприятное воздействие для развития растительности, наряду с изрезанным рельефом дна, покрытым галькой и валунами. На эхолотных профилях отмечаются резкие перепады глубины от 0.5 до 4 м. По нормали к берегу субпараллельно простираются гряды, покрытые в основном мелкозернистыми песками. Ближе к берегу на глубинах 5–15 м на склонах гряд обнажаются слоистые песчаные алевриты. Ложбины между холмами заполнены галькой, гравием и валунами.

Считается, что плотные глины являются трансформированными илами палеолагуны (Куршского залива) [7]. Их возникновение обусловлено воздействием на лагунные илы массы Куршской косы, которая при повышении уровня моря в ходе литориновой трансгрессии перемещалась по палеолагуне в восточном направлении. Однако объемное и детальное изображение дна позволяет предположить, что помимо описанных выше процессов, расчлененный рельеф так же формировался под воздействие пра-Деймы, долина которой вероятно существовала в этом районе [8]. Данный вопрос требует дальнейшего детального изучения с целью уточнения происхождения уникальных форм рельефа и плотных слоистых тел «лагунных илов».

Обращает на себя внимание тот факт, что на фоне довольно безжизненных песчаных пространств, упомянутый ландшафт является своеобразным

донным оазисом, где количество бентосных организмов резко возрастает [1]. Он является наиболее перспективным с точки зрения создания особо охраняемых природных объектов.

Детальные геоакустические исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ №14-37-00047. Разработка методики и построение карт субаквальных ландшафтов выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-35-50136.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сивков В.В., Дорохов Д.В., Дорохова Е.В. и др. Абиотический подход к картированию донных ландшафтов в российских секторах Балтийского моря // Региональная экология. 2014. Т. 35. № 1–2. С. 156–165.
2. Методические рекомендации по изучению донных образований арктического шельфа. Л.: НИИ Геологии Арктики, 1981. 80 с.
3. Федоров В.В. Методические рекомендации по проведению морских ландшафтных исследований в рыбохозяйственных целях. М.: ВНИРО, 1982. 56 с.
4. Преображенский Б.В., Жариков В.В., Дубейковский Л.В. Основы подводного ландшафтоведения. Владивосток: Дальнаука, 2000. 351 с.
5. Петров К.М. Биономия океана. СПб.: Изд. СПбГУ, 2004. 242 с.
6. Al-Hamdani Z., Reker J. Towards marine landscapes in the Baltic Sea // BALANCE interim report No. 10. 2007. Источник: <http://balance-eu.org/>.
7. Zhamoida V.A., Ryabchuk D.V., Kropatchev Y.P. et al. Recent sedimentation processes in the coastal zone of the Curonian Spit (Kaliningrad region, Baltic Sea) // Z. dt. Ges. Geowiss. 2009. № 160/2. P. 143–157.
8. Блажишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарн. Сказ, 1998. 160 с.

The detailed maps (1:150 000 and 1:50 000 scale) of submerged landscapes in the South-Eastern Baltic Sea was developed for the first time. Maps of bottom landscapes are effective tools for spatial planning and integrated management of economic activities in the sea areas.

Дронь О.В.¹, Огородов С.А.², Рябчук Д.В.¹, Сергеев А.Ю.¹

(¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: olega.spb@mail.ru;

²Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова (МГУ), географический факультет, Москва, e-mail: ogorodov@aha.ru)

Роль ледовых процессов в экзогенной геодинамике береговой зоны восточной части Финского залива

Dron' O.V.¹, Ogorodov S.A.², Ryabchuk D.V.¹, Sergeev A.Yu.¹

(¹A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg; ²M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Role of sea-ice in exogenous geodynamics of the Eastern Gulf of Finland coastal zone

Ключевые слова: ледовые процессы, абразия, эскаррация, восточная часть Финского залива

Неотъемлемым элементом изучения динамики береговой зоны является оценка влияния ледового фактора, который может как косвенно влиять на рельефообразующие процессы, контролируя волновую абразию берегов, так оказывать и прямые механические воздействия на грунтовое основание и инженерные сооружения [1]. Получение достоверной натурной информации о характере ледового воздействия на дно и берега Финского залива приобретает в последние годы особое значение в связи с активным строительством и расширением портовых терминалов в г. Приморске, Усть-Луге, пос. Бронка, а также планируемым в 2016 г. началом реализации программы берегозащиты Курортного района Санкт-Петербурга.

В 1990-х гг. специалистами ГУ «ААНИИ» были выполнены экспериментальные и модельные исследования навалообразования и расчета эскаррации (пропахивания) дна торосами. Модель навалообразования была откалибрована по данным зимнего наводнения 1973 г. [2, 3].

Регулярные натурные наблюдения в береговой зоне восточной части Финского залива осуществляются специалистами ФГУП «ВСЕГЕИ» с 2004 г. в рамках мониторинга состояния геологической среды. Ежегодные исследования включают в себя комплексные геолого-геофизические работы в субаквальной части береговой зоны (гидролокационное профилирование бокового обзора, многолучевое эхолотирование, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, пробоотбор), а также береговые маршруты с отбором проб осадков пляжей, нивелировками по сети опорных профилей (в том числе, после осенне-зимних штормов) и георадарное профилирование с целью определения мощности осадков пляжей [4, 5]. Одной из важных задач исследований является анализ деформаций рельефа береговой зоны под воздействием экзогенной и техногенной геодинамики. Ключевы-

ми участками мониторинга являются, в частности, важные с рекреационной точки зрения участки северной (Курортный район) и южной (район пос. Лебяжье – Большая Ижора) береговой зоны Финского залива, непосредственно прилегающие с запада к Комплексу защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений.

В субаквальной части береговой зоны исследуемых участков выполнено более 1200 км профилирования ГЛБО и эхолотирования по сети сближенных профилей, перпендикулярных береговой линии (глубины от 2 до 10 м). Анализ полученных данных позволил установить интенсивный размыв края подводной террасы, а также специфические формы рельефа – эрозионные ложбины стока, по которым происходит вынос осадочного материала из береговой зоны. Ложбины прослеживаются у подножья подводных террас на глубинах от 8 до 12 м, направлены под углом около 45^0 к берегу (с СВ на ЮЗ на прибрежных мелководьях северного берега, с ЮВ на СЗ – в субаквальной части южной береговой зоны), имеют относительную глубину 1–2 м, ширину 10–15 м и длину до 300–400 м. Дно ложбин сложено крупно-грубозернистыми песками с крупными рифелями (расстояние между гребнями 50–70 см, высота валиков 20–25 см). Анализ сонограмм также позволил выявить многочисленные следы ледовой экзарации дна до глубин 2–3 м.

По данным многолетних наблюдений, в северной береговой зоне в настоящее время преобладают абразионные процессы. На значительном протяжении берега Финского залива в пределах Курортного района размываются и отступают. Средняя скорость размыва берегов составляет около 0.5 м/год, и достигает 0.8–1.0 м/год на ряде участков берега в пос. Ушково, Комарово, Репино, на м. Дубовской. Максимальные скорости размыва берега (до 1.2 м/год) установлены в районе г. Зеленогорска. Песчаные пляжи пос. Солнечное – г. Сестрорецка, в основном, стабильны. Особенностью южной береговой зоны в районе пос. Лебяжье – Большая Ижора является чередование участков активного размыва песчаной литориновой террасы и зон развития песчаных кос различной конфигурации и размера.

Наблюдения за интенсивностью размыва берегов показали, что наибольшие скорости абразии, при которых скорость отступления абразионного уступа достигает 5 м за один шторм, происходят при воздействии длительных циклонов западного и юго-западного направлений, приводящих к значительному волнению и нагонам. На южном берегу при таких условиях наблюдается перелив волны через гребень косы (авандюны). Механизм штормовых деформаций профилей песчаного берега рассмотренных участков береговой зоны представлен в работе [6].

Воздействие льда на процессы разрушения берегов может быть двояким. С одной стороны, при определенных гидрометеорологических условиях (значительном повышении уровня воды, сопровождаемого штормовыми ветрами) приподнятый за счет повышения уровня залива припай,

сформированный вблизи берега, может стать причиной образования навалов, приводящих к разрушению авандюна, прибрежной растительности и сооружений, возведенных вблизи береговой линии. В период наблюдений (с 2004 г.) навалы льда, имевшие разрушительные последствия, наблюдались в феврале 2008 г. (рис. 1). По данным Санкт-Петербургского ЦГМСр, зимой 2008 г. на акватории восточной части Финского залива преобладало циклоническое развитие атмосферных процессов. В январе отмечались отдельные усиления ветра южных и юго-западных направлений до 16–18 м/с. Активность циклонов увеличивалась и достигла максимума 2–3 февраля, когда порывы юго-западного и западного ветра достигали 20–24 м/с. В С.-Петербурге было зафиксировано наводнение. Зима 2008 г. была теплой за всю историю наблюдений за погодой в Петербурге (с 1881 г.). Припай на этот момент еще не образовался, навалы сформировались в результате воздействия подъема уровня воды на сплоченный плавучий лед.



Рисунок 1. Результат воздействия льда на здание ресторана (пос. Комарово). 12 февраля 2008 г.

С другой стороны, наиболее опасными с точки зрения нарушения баланса наносов в береговой зоне являются зимние штормы, в ходе которых значительная часть пляжевого материала перемещается как на подводный береговой склон, так и за пределы береговой зоны. С этой точки зрения, устойчивый лед в береговой зоне является естественной защитой песчаных пляжей от зимних штормов. Защитная роль льда проявляется при длительном воздействии на береговую зону и акваторию низких температур, способствующих формированию в ноябре – начале декабря припая и промерзанию осадков пляжа. Кроме того, по данным наблюдений зимы 2014–2015 гг. при определенных условиях навалы льда в береговой зоне начинают формироваться на вершинах вдольбереговых подводных песчаных валов

(на расстоянии 40–70 м от береговой линии). В дальнейшем при декабрьских штормах (3–4 декабря повсеместно наблюдалось усиление ветра в порывах до 12–19 м/с; 13 декабря – до 13–20 м/с; 14 декабря – до 12–18 м/с) происходило увеличение высоты навала, достигшего высоты более 3 м, в то время как берег не подвергался волновому воздействию (рис. 2).



Рисунок 2. Навал льда в береговой зоне в районе пос. Комарово (январь 2015 г.)

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00408а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд. Московского университета, 2011. 173 с.
2. Драбкин В.В. Образование торосов и навалов льда при нагонах (на примере Финского залива) // Труды ААНИИ. 1978. Т. 354. С. 89–96.
3. Драбкин В.В. Ледовый режим Финского залива // Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Вып. 5. Экосистемные модели. Оценка современного состояния Финского залива / Под ред. И.Н. Давидана и О.П. Савчука. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. С. 193–225.
4. Рябчук Д.В., Колесов А.М., Сергеев А.Ю. и др. Абразионные процессы в береговой зоне восточной части Финского залива и их связь с многолетними трендами режимообразующих факторов // Геоморфология. 2012. № 4. С. 99–105.
5. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2012 г. /

Под ред. О.В. Петрова, А.М. Лыгина. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 112 с.

6. Леонтьев И. О., Рябчук Д. В., Сергеев А. Ю. Моделирование штормовых деформаций песчаного берега (на примере восточной части Финского залива) // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. с. 147–158.

In frame of monitoring of geological environment of the Eastern Gulf of Finland and RFBR project 14-05-00408 the assessment of sea-ice impact on the coastal zone was carried out. The traces of ice plough were fixed on the bottom surface up to the water depth 3 m. The effect of ice impact on coastal erosion is two-fold: the ice piling can damage coastal dunes and buildings; on the other hand the formation of solid ice protects the beaches from winter storms and floods.

**Дубинин Е.П., Кохан А.В., Грохольский А.Л., Тетерин Д.Е.,
Курбатова Е.С., Филаретова А.Н.**

(МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: edubinin08@rambler.ru)

Тектоническое строение моря Скотия и образование микроконтинентов и погруженных континентальных блоков

**Dubinin E.P., Kokhan A.V., Grokholsky A.L., Teterin D.E.,
Kurbatova E.S., Filaretova A.N.**

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Tectonic structure of the Scotia Sea and formation of microcontinents and submerged continental blocks

Ключевые слова: море Скотия, тектоническое строение, микроконтиненты

Море Скотия (Скоша) – окраинное море южного сектора Атлантического океана, расположенное между Южной Америкой и Антарктидой. В тектоническом отношении акватория почти полностью соответствует литосферной плите Скотия, располагающейся на стыке Южно-Американской, Антарктической и Тихоокеанской плит. Современные относительные движения плиты Скотия свидетельствуют о перемещении плиты Скотия к востоку со скоростью 0.5 см/год относительно Южно-Американской плиты [1]. Это перемещение контролируется двумя левосторонними трансформными разломами, ограничивающими плиту Скотия с севера и юга, и приводит к формированию сложного поля напряжений вдоль ее границ с чередованием транспрессивных и транстенсивных участков.

На основании строения рельефа и особенностей аномальных геофизических полей в пределах дна котловины моря Скотия четко выделяются три разнородные провинции: Западная, Центральная и Восточная [2, 3].

Западная провинция сложена океанической корой, сформированной на спрединговом хребте Западном Скотия, который активно функционировал в период с 25–30 до 5 млн. лет назад [3].

Прекращение спрединга в этой провинции связано со взаимодействием рифтовой трещины спредингового хребта с мощной и прочной континентальной литосферой Фолклендского плато. Такое взаимодействие привело к перераспределению напряжений, следствием которого стало отмирание спредингового хребта Западный Скотия, переориентация астеносферного потока на субширотное направление и формирование сдвиговой зоны вдоль северной границы плиты Скотия.

Для центральной провинции характерно наличие микроконтинентов и погруженных континентальных блоков. Они разделены участками с океанической корой, образованной, предположительно, в процессе локального разрыва сплошности континентальной коры и диффузного спрединга.

Наиболее крупные блоки плато Геттинген, Брюса, Дискавери, Пири в плане имеют, как правило, изометричную форму, холмистый рельеф вершинной поверхности и размеры по ширине и длине от 100 до 300 км. Глубины вершинных поверхностей плато колеблются в пределах 1.3–1.8 км. В северной части провинции плато плавно погружаются до глубин 2.8–4.5 км.

Плотностное моделирование показало, что в Центральной провинции значения плотностей пород коры варьируют в широких пределах от 2.62 г/см³ до 2.88 г/см³. Повышенные значения плотности более 2.78 г/см³ отмечаются в котловине Шота с минимальной толщиной коры, близкой к океанической. Толщина коры поднятий составляет 15–20 км. По-видимому, она значительно растянута и интродуцирована более плотным материалом.

Типичная океаническая кора со значениями аномалий Буге в 275–300 мГал прослеживается в центральной части котловины Шота и в котловине Дав. Значения 250–275 мГал, близкие к океаническим, наблюдаются в пределах южной части котловины Шота и в прогибе, разделяющем плато Брюса и северное плато Брюса.

Судя по анализу рельефа дна и аномальных геофизических полей, кора центральной котловины моря сложена гетерогенными блоками различного строения. Погруженные блоки с континентальной корой различной степени утонения, видимо, разделены локальными участками с корой океанического типа. Подобная геодинамическая обстановка может быть обусловлена растяжением литосферы, активизированным после прекращения спрединга на хребте Западный Скотия и последующим изменением направления подлитосферного астеносферного потока с юго-запад-северо-восточного на субширотное. Локальные разрывы сплошности единого континентального блока Центральной провинции моря Скотия приводили к образованию новой океанической коры в котловинах с глубинами дна более 3000 м в результате диффузного или рассеянного спрединга.

В отличие от центральной части Центральной провинции, ее южное обрамление подвергалось значительным деформациям сжатия и сдвига в процессе эоцен – ранне миоценовой (≈ 25 млн. лет) субдукции литосферы моря Уэдделла в северо-западном направлении и последующего левостороннего сдвига, сформировавшего современную южную границу плиты Скотия в среднем миоцене (≈ 12 млн. лет) [4]. Сдвиговые деформации привели к формированию малых бассейнов спедингового типа, сложенных океанической корой (бассейны Пауэлл, Протектор, Дав, Скан), которые отделяют друг от друга погруженные блоки микроконтинентов (Южно-Оркнейский, Террор, Пири, Брюса, Дискавери и др.).

В отличие от известных типов микроконтинентов и погруженных окраинных плато, сформированных в процессе континентального рифтинга и его перехода в океанический спрединг, микроконтиненты южной границы плиты Скотия представляют собой совершенно иной генетический тип. Они связаны с неоднократными локальными изменениями полей напряже-

ний, на фоне регионального сдвига, приводящими к структурным перестройкам литосферы в процессе эволюции региона.

Восточная провинция представляет собой изолированный задуговой бассейн, сформированный в тылу Южно-Сандвичевой зоны субдукции в результате спрединга на хребте Восточный Скотия (ВХС). Спрединговая природа Восточной провинции четко фиксируется в картине линейных магнитных аномалий. Генерация океанической коры на хребте Восточный Скотия началась 15–20 млн. лет назад и продолжается до настоящего времени при скорости спрединга 6.0–7.0 см/год [5].

Детальное картирование показало, что ВХС состоит из 9 спрединговых сегментов, разделенных сериями нетрансформных нарушений [5, 6]. Осевая зона спрединга на крайних сегментах характеризуется осевым вулканическим поднятием, характерным для быстро спрединговых хребтов. Центральные сегменты имеют морфологию рифтовой долины [6]. Изменение осевой морфологии вдоль простирания ВХС при одинаковой скорости спрединга, по всей видимости, связано с изменением прогретости подосевой мантии и интенсивности магмоснабжения [6]. Последние факторы определяют наличие или отсутствие осевых магматических камер (ОМК). Численные оценки влияния температуры мантии на формирование ОМК, проведенные для спрединговых хребтов со средними скоростями раздвижения, подтвердили справедливость такого предположения [7]. Они показали, что уменьшение мантийной температуры на 30–50°C может привести к исчезновению ОМК и, как следствие, к изменению прочности осевой литосферы и изменению осевого рельефа от осевого поднятия к рифтовой долине. Это, в свою очередь, приведет к изменению строения коры, генерируемой на соответствующих сегментах, и к изменению внеосевой морфологии дна.

В тектоническом строении акватории моря Скотия выделяются три генетически разнородные провинции с различным строением коры и рельефа дна. В процессе кайнозойской эволюции моря Скотия прослеживается явное смещение процесса рифтогенеза с запада на восток, которое, по всей видимости, связано с наличием астеносферного потока субширотного направления, возникшего в ходе раскрытия пролива Дрейка [8]. Можно предложить следующую последовательность событий: проникновение рифтовой трещины хребта Западный Скотия/формирование западной котловины моря – столкновение рифтовой трещины хребта с Фолклендским плато/изменение направления астеносферного потока на субширотное – формирование системы плато и впадин центральной части моря – раскрытие восточной котловины моря.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-05-03486).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Thomas C., Livermore R., Pollitz F. Motion of the Scotia Sea plates // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 155. P. 789–804.
2. Тетерин Д.Е., Дубинин Е.П., Удинцев Г.Б. и др. Основные тектонические элементы моря Скоша // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 2. С. 262–271.
3. Eagles G. The age and origin of the central Scotia Sea // *Geophysical Journal International*. 2010. V. 183. № 2. P. 587–600.
4. Civile D., Lodolo E., Vuan A., Loreto M. Tectonics of the Scotia-Antarctica plate boundary constrained from seismic and seismological data // *Tectonophysics*. 2012. V. 550. 2012. P. 17–34.
5. Nicholson B., Georgen J. Controls on crustal accretion along the back-arc East Scotia Ridge: constraints from bathymetry and gravity data // *Mar. Geophys. Res.* 2013. V. 34. P. 45–58. DOI 10.1007/s11001-013-9172-x.
6. Livermore R., Cunningham A., Vanneste L., Larter R. Subduction influence on magma supply at the East Scotia Ridge // *Earth and Planet. Sc. Lett.* 1997. V. 150. P. 261–275.
7. Дубинин Е.П., Розова А.В., Свешников А.А. Эндогенная природа изменений рельефа дна рифтовых зон срединно-океанических хребтов со средней скоростью спрединга // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 1. С. 1–17.
8. Ушаков С.А., Грикуров Г.Э. К проблеме структуры и происхождения дуги Скоша // *Бюллетень САЭ*. 1968. № 70. С. 14–20.

The paper is dedicated to tectonic structure of Scotia Sea. As a result of analyses we distinguish three genetically and tectonically different provinces in the basin of the sea. The topography of the central province is presumably comprised by system of submerged continental blocks and basins with oceanic crust. They originated as a result of diffuse spreading in conditions of numerous changes of stress fields and, especially along the southern border of the province, under influence of strike-slip motions. We assume that the main engine of evolution of the area is the sublatitudinal eastward astenospheric flow.

Дунаев Н.Н.

(Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва,

e-mail: dunaev@ocean.ru)

Новейшая тектоника в развитии морских береговых аккумулятивных форм (на примере Анапской пересыпи)

Dunaev N.N.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The newest tectonics in the development of marine coastal accumulative forms (for example the Anapa spit)

Ключевые слова: Мировой океан, уровень, голоцен, морские берега

В настоящее время нет нормативной оценки иерархической значимости природных процессов, определяющих состояние и перспективу развития морских береговых аккумулятивных форм, к числу которых относится *Анапская пересыпь*. Известно, что пограничная зона моря и суши является местом взаимодействия всех составных частей географической оболочки Земли: лито,- гидро,- атмо,- био- и антропосфер, вследствие чего отличается высокой динамичностью. Мощным фактором неустойчивости приповерхностного горизонта земной коры, в том числе в пределах зоны сопряжения суши и моря, является новейшая тектоника. Элементы тектонической структуры выражаются на земной поверхности в особенностях её ландшафта, в первую очередь через рельеф и его динамику. Благодаря этому они влияют и на исходную конфигурацию береговой линии, ширину береговой зоны, особенности прибрежного морфолитогенеза, направления потоков осадочного вещества и др., а также на степень устойчивости береговой зоны, развитие её по аккумулятивному или абразионному сценарию и пр. Геоисторическая унаследованность тектонических процессов вызывает, как правило, унаследованность береговых процессов. Это явление обусловлено, главным образом, знаком тектонических движений и предопределёнными тектоникой исходными уклонами рельефа береговой зоны и сопредельной суши, которые, корректируя скорость и величину продвижения уреза береговой линии, а также активность гидродинамических процессов, детерминируют возникновение тех или иных береговых форм. Скорость тектонических движений проявляется в динамике соответствующих участков береговой зоны менее наглядно. И всё же при вертикальных тектонических смещениях она является значимой в формировании подтипов берегов, размеров и конфигурации береговых волновых аккумулятивных форм, объёмов поперечных и вдольбереговых потоков наносов, темпов разрушения или наращивания берегов.

Природные объекты, подобные Анапской пересыпи, по-разному развиваются в пределах различных структурно – тектонических элементов: положительных и отрицательных, зон разломов, крыльев и замков складок, моноклиналей, флексур и др. При различии направленности, интенсивности и пространственного распределения вертикальных движений соответствующих участков земной коры разнообразие этого воздействия проявляется особенно наглядно. Поэтому для обоснования прогноза развития береговых форм неотектонические исследования должны сводиться прежде всего к построению *структурной модели* изучаемого района, чтобы представить картину тектонической организации геологического пространства (блоки, складки, разломы и др.). Значимость оценки происхождения и эволюции таких объектов только на основе литодинамических исследований, исходящих (как это нередко делается) лишь из ветро-волновых характеристик моря без учета информации о новейшей тектонике соответствующей территории не выходит за рамки того места и времени, где и когда такие исследования проводились.

Анапская пересыпь является частью Таманского полуострова, сформировавшегося на южном крыле Западно-Кубанского прогиба. Орографическое становление полуострова относится по некоторым данным к началу четвертичного периода, либо к понтическому веку плиоцена (4.9–4.3 млн. л. н.). Не исключается его появление в раннеантичную эпоху вследствие объединения небольших островов. Как часть Прикубанской низменной равнины район неоднократно подвергался трансгрессивно-регрессивному воздействию сопредельной морской акватории. В наиболее позднюю, голоценовую, трансгрессию и образовалась Анапская пересыпь, по истории формирования которой и сложном характере структурной приуроченности еще много вопросов [1]. Протягиваясь на 47 км с юга на север от Анапского мыса до прибрежного озера Солёное, она отделяет полуостров с юго-запада от акватории Черного моря. Будучи явлением гетерогенным и разновозрастным, пересыпь представляет собой песчаную грядку шириной от 80 м в северной части до 1.5 км в южной. По её мористой стороне развиты пляжи шириной от десятков до более 200 м, в тылу которых сформированы дюны высотой до 6м. Гряда подстилается аллювиальными отложениями и состоит из прибрежных аккумулятивных тел морского ветро-волнового происхождения в виде кос и валов. Эти образования возникли в результате поперечного перемещения преимущественно песчаных отложений подводного склона в сторону суши и вдольберегового потока прибрежно-морских наносов с преобладанием южного направления от мыса Железный Рог к Анапскому мысу. Встречный поток имел подчиненное значение как по емкости, так и по дальности распространения. Формирование основополагающих отложений пересыпи началось с южной стороны мористее её современного положения в джеметинское время голоцена около 5 т. л. н., когда уровень Черного моря в ходе послеледниковой эвстатической транс-

грессии приблизился к современной его отметке, возможно, не достигнув её в пределах 1 м. В дальнейшем пересыпь продвигалась на север с поворотом последующих мест локализации отложений по часовой стрелке вокруг оси, примерно соответствующей абразионному Благовещенскому останцу, маркирующему одноименное антиклинальное неотектоническое поднятие, прослеживающееся в акваторию до банки Мария Магдалина включительно. Максимальная амплитуда поворота (применительно к концевым ее участкам) составила 1–1.5 км при меньшем значении ее южной части [2]. В целом оформление пересыпи в близком современному виде состоялось *в нимфейское время*, т.е. в последние 2.5 т. л., на протяжении которых уровень моря оставался в относительно стабильном состоянии практически на современной отметке, подвергаясь лишь незначительным (в пределах первых десятков сантиметров) колебаниям климатического характера. В настоящее время кровля палеопляжевых отложений нимфея превышает современный уровень моря на 1.5–2.5 м. В последние десятилетия наблюдается отступление береговой линии пересыпи со скоростью на некоторых участках до 1.2 м/год. Данное негативное явление отчасти можно объяснить тем, что профиль подводного берегового склона стабилизировался, став близким к равновесному, о чем свидетельствует, в частности, сохранение в течение длительного времени местоположения и особенностей подводных береговых валов. Это привело к заметному сокращению поперечного перемещения берегоформирующих наносов. Сократилось и поступление вдольбереговых наносов со стороны м. Железный Рог, т. к. абразионный уступ берега выводится из-под влияния морских волн в результате его неотектонического поднятия, вследствие чего количество выносимого в приурезовую зону материала уменьшилось.

Положение Анапской пересыпи в общей геологической обстановке Северо-Восточного Причерноморья и новейшая тектоническая структура района ее расположения остаются дискуссионными. По нашим данным большая часть пересыпи находится в зоне выклинивания в сторону суши преимущественно субаквального Керченско-Таманского прогиба СВ простирания, осложняющего юго-западную ветвь Западно-Кубанского Прогиба. Лишь крайняя юго-восточная ее часть находится в зоне влияния периклинального замыкания и погружения Северо-Западного Кавказа - сегмента антиклинория Большого Кавказа. С северной стороны пересыпь причленена к Поливадинскому поднятию Кизилташской антиклинальной зоны Таманского полуострова. В юго-восточном направлении она последовательно расположена в пределах Бугазско-Кизилташской синклинали, Благовещенского поднятия, Витязевской синклинали, северо-западной центриклинали внутригорного Анапско-Цемеского прогиба и заканчивается причленением к Новороссийско-Анапскому брахиморфному антиклинорному поднятию. Современные тектонические движения в пределах Анапской пересыпи и сопредельных территорий оцениваются неоднозначно. Принимая, что уро-

вень моря, как отмечалось выше, стабилизировался в позднем голоцене, как минимум в последние 2.5 т. л. около современного положения, наличие признаков опускания или поднятия территории отнесены к влиянию новейших тектонических движений соответствующих участков. В ряду таких признаков можно отметить расположение и характер приморских береговых форм и участков речных долин, особенности и последовательность осадкообразования, развитие лиманов и озёр, распределение и динамику денудационных и аккумулятивных участков и др. В целом можно говорить об общем дифференцированном неотектоническом поднятии исследуемого района с наименьшей скоростью около 0.5 мм/год. Некоторые участки (Анапская терраса, Благовещенская структурно-тектоническая форма и др.) поднимаются несколько быстрее. Современное состояние пересыпи можно оценить как близкое к равновесному. Наблюдаемые участки размыва пересыпи связаны не с тектоническим опусканием её ложа, а с дефицитом пляжеобразующих наносов, поступление которых уменьшилось вследствие неотектонического поднятия абразионных берегов и подводного склона. Для последнего характерно, что вследствие поднятия, в сферу волнового воздействия вовлекаются его более глубоководные участки, где мало или нет выносимого поперечным потоком пляжеобразующего материала.

В ближайшей перспективе каких-либо катастрофических изменений в развитии пересыпи по природному сценарию не предвидится. Эвстатический фактор не окажет заметного влияния на ее эволюцию, по крайней мере, на инженерном масштабе времени. В настоящее время климат находится в фазе похолодания, которое продлится еще примерно 15 лет [3]. Как известно, похолодания не приводят к повышению уровня Мирового океана. Поэтому на абразионных берегах будет незначительное отступление уреза воды. Расположенные на участках дефицита наносов аккумулятивные участки будут подвержены небольшому размыву и увеличением их крутизны с мористой стороны. Учитывая, что пляжеобразующий материал выбрасывается с подводного берегового склона морскими волнами к берегу при уклонах > 0.002 , в настоящее время и в перспективе возможно наращивание мористой стороны пересыпи, если, не затягивая времени, организовать искусственную подпитку соответствующих береговых наносов.

Резюмируя, можно сказать, что неотектонические процессы обусловили общую регрессивную направленность развития региона. Совпадение границ новейших структурно-тектонических элементов и литодинамических особенностей района пересыпи свидетельствует об участии в контроле береговых процессов тектонического фактора, который относится к *долговременным предсказуемым* явлениям. В соответствии с изложенным можно утверждать, что новейшие тектонические условия в значительной мере определяют экзогенные литодинамические процессы в исследуемом районе, в т.ч. особенности его морфолитодинамики. Они обусловили основные очертания суши и шельфа, уклоны и расчлененность исходного для волнового

воздействия рельефа, детерминируют направленность процессов аккумуляции и денудации, в т.ч. эрозии и абразии, а также другие экзогенные морфо- и литодинамические явления. Новейшая тектоническая структура выступает как каркас (скелет) береговой системы, придавая ей долгосрочное фиксированное положение, относительную автономность и целостность. Поэтому сведения о новейшей тектонике региона будут полезны при организации защиты берегов, прогнозировании развития тех или иных участков береговой зоны, приведут к снижению риска при освоении территории и др.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 13-05-00589 и РНФ, Проект № 14-17-00547.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Косьян Р.Д., Крыленко В.В. Современное состояние морских аккумулятивных берегов Краснодарского края и их природопользование. М.: Научный мир, 2014. 256 с.
2. Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Книга 1. Анапская пересыпь. Сочи: Лазаревская полиграфия, 2005. 174 с.
3. Нигматулин Р.И., Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М. Глобальное потепление в реальности и климатических моделях // Турбулентность, динамика атмосферы и климата. Сб. тез. Междунар. конф., посвящ. памяти акад. А.М. Обухова (13–16 мая 2013 г.). М., 2013. С. 76–79.

The role of the newest tectonics in the development of coastal accumulative forms was considered on an example of the Anapa spit, located on the northeastern shore of the Black Sea.

Евсюков Ю.Д., Руднев В.И.

(Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик,
e-mail: evsgeol@rambler.ru)

Геоморфология Дунайского каньона

Yevsyukov Yu.D., Rudnev V.I.

(Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik)

Geomorphology of the Danube canyon

Ключевые слова: полигон, эхолотный промер, батиметрия, конус выноса, каньон, тальвег, гряды, морфология, рельефообразование

Батиметрическая и геоморфологическая карты Черного моря, составленные по материалам региональных эхопрофилирований, давали общее представление о морфологии бассейна. В этих построениях отсутствовали данные даже о крупных элементах морфологии, таких как Дунайский конус выноса, который отождествлялся с хребтом или горным сооружением [1], что привело к схематизированному его изображению на Международной батиметрической карте [2].

С 1971 г. Южное отделение ИО РАН исследование рельефа дна в Черном море осуществляет на детальных полигонах [3]. На обширной площади Дунайского конуса выноса комплексные геолого-геофизические исследования выполнялись неоднократно [4, 5]. Однако в пределах грандиозной морфоструктуры одноименный каньон рассматривался фрагментарно, как составная часть конуса выноса. В этой связи выразительные особенности геоморфологии каньона недостаточно полно освещены в научных публикациях. Специфические особенности морфологии Дунайского каньона рассмотрены нами по трем выделенным зонам [6].

Зона верховья каньона. Морфология верховья Дунайского каньона (рис. 1А) является весьма уникальной, что отличает ее от подобных морфоструктур Черного моря [3, 7]. В пределы шельфа каньон проникает на расстояние свыше 30 км, а во внешней зоне материковой отмели глубина его вреза превышает 600 м. К юго-западу от верховья каньона шельф почти ровный, а плавный перегиб к его склону отмечен глубинами 90–115 м. К северо-востоку от него отмель представлена холмистой поверхностью, где неровности рельефа составляют 6–9 м, а перегиб дна к склону резкий. На этом участке поверхность шельфа располагается на 10–15 м глубже, чем на юго-западе. Это может быть обусловлено либо интенсивным размывом дна придонными течениями, либо неотектоническим “проседанием” внешней зоны материковой отмели [5, 7].

Вдоль простирания морфология склонов каньона чрезвычайно сложная. Так, поперечный профиль юго-западного склона изменяется от выпуклого

до вогнутого, а углы наклона составляют 14–16°. Северо-западный отрезок этого склона осложнен ложбинами и грядами амплитудой 10–15 м. Глубже 200 м здесь встречаются морфологически различно выраженные ступени шириной от 0.5 до 1.5 км.

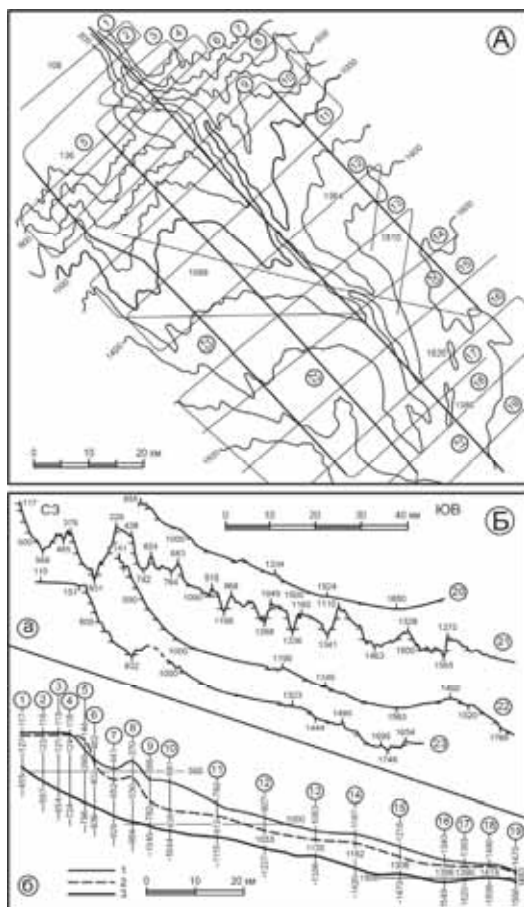


Рисунок 1. Дунайский конус выноса: А – Батиметрическая схема конуса выноса. Цифры в кружках – иллюстрируемые продольные профили конуса, глубины в метрах. Б – продольные профили: а – обзорные профили рельефа дна; б – обобщенные профили в проекции на вертикальную плоскость: 1 – гребень юго-западного вала; 2 – гребень северо-восточного вала; 3 – тальвег Дунайского каньона. Цифры в кружках – номера поперечных (относительно простирания каньона) профилей.

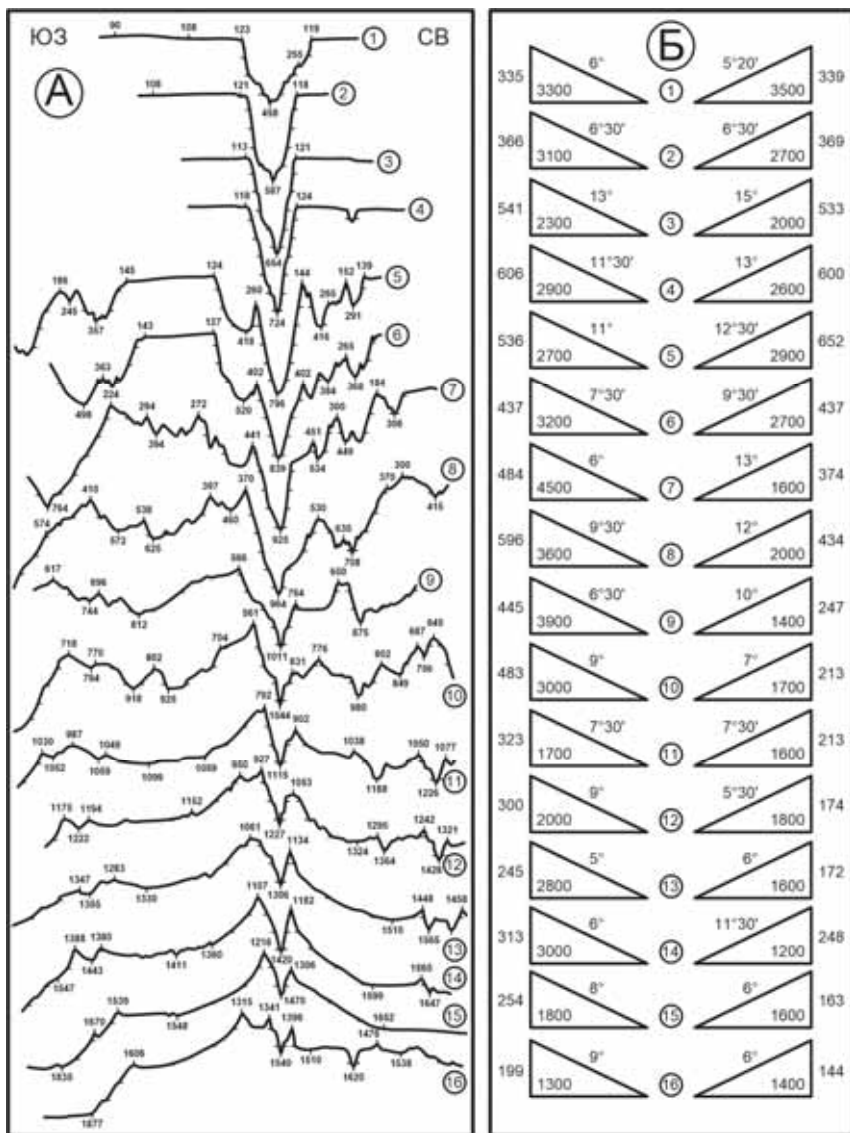


Рисунок 2. Дунайский каньон: А – обзорные профили рельефа Дунайского конуса выноса (местоположение на рис. 1А). Б – морфометрические показатели Дунайского каньона. Цифры на вертикальных катетах треугольников – высота гряды относительно тальвега каньона, цифры на горизонтальных катетах – внутренняя ширина грядового склона, на гипотенузе – средние углы наклона.

Северо-восточный склон каньона крутой. Его средние углы наклона составляют 16–19°, а отдельные уступы обладают углами наклона до 25–27°. Склон сложен несколькими ступенями, которые расположены на различных батиметрических уровнях. Их ширина от нескольких сотен метров до 1.2–1.7 км.

Центральная зона каньона. Обобщение и анализ приведенных на рис. 2А профилей показывают, что в морфологии и морфометрии каньона вдоль простирания (строение валов, их склонов, тальвега каньона и т.д.) различий намного больше, чем сходства. Это, по-видимому, указывает на сложность процессов его образования и последующего развития.

Дунайский каньон ограничен крупными грядами. Определенная по расстоянию между их вершинами ширина каньона вдоль всего простирания составляет от 5.5–6.8 до 2.6–3.0 км, а среднее значение равно 4.6 км (рис. 2Б). Русло каньона меандрирует, резко меняя свое направление от широтного до субмеридионального. Особенно четко это показано на продольном профиле (рис. 1Б, а, проф. 21).

Основные морфометрические данные каньона и сопряженных с ним гряд отчетливо иллюстрируют обобщенные профили, показанные на вертикальной плоскости (рис. 1Б, б). Для такого построения отметки глубин тальвега и гряд сняты с каждого секущего галса (рис. 2А).

Гряды. Их длина немногим более 90 км. Юго-западная гряда располагается на 85–200 м выше, чем северо-восточная. Вдоль своих простираний морфологические особенности гребней обеих гряд почти идентичны (рис. 1Б, б). Однако следует отметить, что приподнятые их участки обладают острыми вершинами, которые, по всей вероятности, представлены коренными породами, в то время как понижения (ширина до 350 м) сравнительно плоские.

Морфометрические показатели (высота, ширина склонов в плане и их крутизна) внутренних (обращенных к тальвегу каньона) грядовых склонов варьируют в широком диапазоне. Наибольшие их различия приурочены к верхней части конуса выноса (рис. 2А, проф. 3–7).

Тальвег. На всем протяжении дно каньона имеет очень узкую (не более 150–200 м) ровную поверхность. Продольный профиль тальвега каньона в верховье имеет вогнутую форму, а вниз по склону – несколько плавных перегибов и фиксирует неглубокую депрессию (рис. 1Б, б).

Глубоководная зона каньона. Обобщенная батиметрическая карта [6] в диапазоне глубин 1600–2100 м показывает чрезвычайно сложное строение дистальной части конуса выноса. Так, от локальной депрессии (отм. 1540 м) главного каньона берет начало долина, протяженность которой 20 км. Ориентированная субмеридионально, она ограничена грядами. Западная из них имеет высоту 80–90 м, а восточная – 105–115 м.

До меридиана 31°10' Дунайский каньон сохраняет юго-восточное простирание. Затем его русло плавно поворачивает против часовой стрелки и

на широте 45°20' приобретает ССЗ ориентировку. От указанного меридиана главный каньон прослеживается на расстоянии 45 км. Здесь же встречаются долины, выработанные суспензионными потоками. В абсолютно ровное дно они врезаны на глубину 5–10 м, а окаймляющие их валы имеют высоту 3–5 м.

Определена протяженность главного каньона, которая составляет немалым более 170 км. Проанализированы особенности морфологии и морфометрии трех его зон: верховья (32 км), центральная (95 км) и глубоководная (45 км).

Заложение Дунайского каньона связано с региональным разломом. Последующее развитие происходило под действием эндогенных процессов, однако доминирующая роль принадлежала неотектоническим движениям под действием которых на склонах каньона сформированы уступы, ступени и другие морфоэлементы. В дистальной части конуса выноса и в каньоне, происходит, вероятно, смена приоритетности рельефообразующих процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 157 с.
2. Международная батиметрическая карта Средиземного моря, масштаб 1:1 000 000 (врезка Черное море, масштаб 1:2 000 000). Л.: ГУНиМО СССР, 1981.
3. Евсюков Ю.Д. Детальные исследования рельефа дна на полигонах Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. М.: Научный мир, 2011. С. 363–378.
4. Губанов Ю.Н., Кругляков В.В., Розов Б.П. и др. К проблеме геоморфологии конуса выноса Дуная // Доклады АН. 1995. Т. 344. № 1. С. 78–82.
5. Евсюков Ю.Д., Кара В.И. Рельеф центральной части Дунайского конуса выноса // Геоморфология. 1990. № 2. С. 71–75.
6. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И. Комплексные исследования рельефа Дунайского конуса выноса (северо-западная часть Черного моря) // Наука Кубани. 2014. № 2. С. 53–59.
7. Евсюков Ю.Д. Геоморфология верховья Дунайского каньона (северо-западная часть Черного моря) // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2008. № 3. С. 59–63.

In the Danube alluvial fan axial canyon marks the position of actively developing fault. The region is located to the north-east of the canyon axis, experiencing more intense immersion. Isometric level of morphological elements of the continental slope here on average 200 m lower than that of similar elements, which are located to the south-west of the canyon axis.

Евсюков Ю.Д., Руднев В.И.

(Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик,
e-mail: evsgeol@rambler.ru)

Новая батиметрическая карта Дунайского конуса выноса

Yevsyukov Yu.D., Rudnev V.I.

(Southern Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Gelendzhik)

New bathymetric chart of the Danube alluvial fan

Ключевые слова: полигон, эхолотный промер, батиметрия, изобаты, конус выноса, каньон, рельефообразование

По материалам региональных эхолотных промеров 1956–1958 гг. были составлены батиметрическая и геоморфологическая карты Черного моря [1]. Эти картографические документы показывали основные особенности морфологического строения бассейна. В этой связи принято было считать, что рельеф дна моря изучен весьма детально [2]. В последующие десятилетия содержание этих карт являлось вполне надежной основой для океанографических наблюдений и проведения геолого-геофизических исследований [3, 4].

С 1971 г. изучение рельефа дна в Черном море осуществляется на детальных полигонах, которых к настоящему времени насчитывается более 45-ти. В работе [5] приведено плановое положение полигонов и основные их характеристики. Показано неравномерное расположение съемочных площадей по всей акватории бассейна. Наибольшей их насыщенностью обладают Прикавказский, Прикерченский районы, а также участки вблизи Синопа, Босфора и Дунайского конуса выноса. Общей характерной особенностью для всех полигонов является выявленное в их пределах большое разнообразие и неоднородность многих морфоэлементов материковой окраины бассейна. Из этих данных известно, что суммарная протяженность промеров на всех полигона составляет около 16000 км, в то время как на конусе выноса Дуная получено немногим более 5000 км, а это 10% всех региональных промеров [1]. Это, по-видимому, обусловлено тем, что данная грандиозная морфоструктура представляет большой научный интерес для изучения условий специфического осадконакопления [6], а с практической точки зрения – для исследования возможного формирования и накопления различных минералов и залежей углеводородов [7].

Первое обширное исследование рельефа Дунайского конуса выноса выполнено в 8-м рейсе НИС “Витязь” [8]. Морфологически отчетливо выраженная осевая часть конуса, представленная каньоном, сопряженным с крупными грядами, ранее отождествлялась с хребтом или горным сооружением [1, 2]. Сейсмическим профилированием было уточнено строение и природа этой области [3]. Однако детальное строение рельефа дна этого

участка материкового склона оставалось не выясненным, что привело к схематизированному его изображению (рис. 1,Б) на новой батиметрической карте [9].

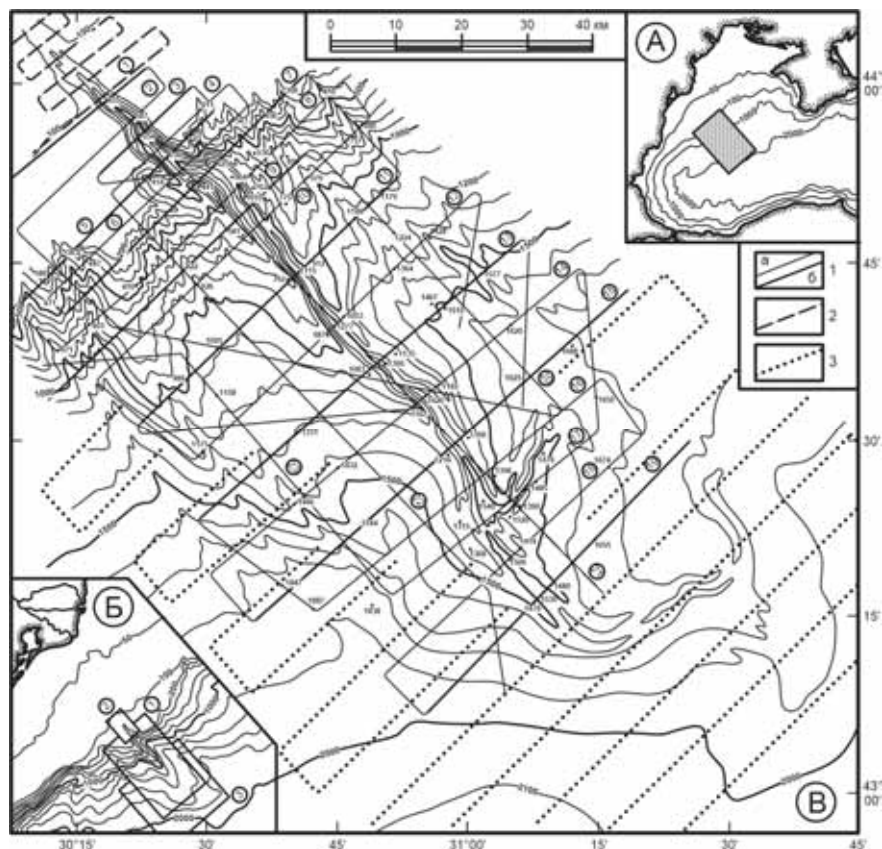


Рисунок 1. Дунайский конус выноса: А – положение района работ. Б – фрагмент батиметрической карты по [9] и положение полигонов. В – батиметрическая карта Дунайского конуса выноса: 1 – профили эхолотного промера (а) и обзорные профили рельефа дна (б) (НИС “Витязь”); 2 – эхолотные профили в зоне верховья Дунайского каньона (НИС “Рифт”); 3 – эхолотные профили на флангах конуса выноса и в его глубоководной зоне (НИС “Геленджик”).

Выполненные нами исследования, реализованные в картографических построениях [8], дополнены данными эхолотных промеров в верховье Дунайского каньона [10] и дистальной части конуса выноса [11]. Материалы трех полигонных съемок явились вполне приемлемым объемом данных по

рельефу дна, что и стимулировало необходимость составления обобщенной батиметрической карты Дунайского конуса выноса (рис. 1, В). В его пределах выделено три зоны, каждая из которых характеризуется индивидуальными особенностями морфологии [12].

Зона верховья Дунайского каньона. Морфология этой зоны является уникальной, что отличает ее от подобных морфоструктур Черного моря [5]. Это подчеркивается конкретными морфологическими показателями: 1 – в пределы шельфа каньон проникает на расстояние свыше 30 км; 2 – к северо-востоку от верховья шельф располагается на 10–15 м глубже, чем на юго-западе. Это может быть обусловлено интенсивным размывом материковой отмели придонными течениями. Однако вполне возможно, что здесь происходит неотектоническое “проседание” внешнего шельфа, что подтверждается исследованиями на существенно большей площади этой акватории [3, 7, 8]; 3 – во внешней зоне материковой отмели глубина его вреза превышает 600 м (рис. 2, проф. 3, 5), что является наглядным свидетельством развития каньона и в настоящее время.

Центральная зона конуса выноса. На верхних батиметрических уровнях (интервал глубин от 100 до 800–1000 м) эта зона представлена многочисленными долинами. Глубина их вреза от 70 до 200 м. Большинство из них субпараллельны каньону Дуная. Однако ближе к подножию они расходятся веером от главного каньона, а на глубине более 1500 м их морфология и ориентировка резко меняются.

Конус выноса Дуная является крупным аккумулятивным телом [3, 6, 7, 11]. Он перекрывает нижнюю часть материкового склона и материковое подножие. Современные подводно-дельтовые отложения характеризуются резкой контрастностью своего содержания и лито-фациальной изменчивостью. Они слагают сложно расчлененную полого наклоненную на юго-восток ступень. Юго-западный ее фланг ограничен уступом высотой 200–400 м с углами наклона 2–4° (рис. 2, проф. 5, 7, 15), а северо-восточный – представляет собой поверхность, постепенно снижающуюся к глубоководной части котловины.

Дунайский каньон имеет в основном юго-восточное простираие. Его русло резко меандрирует, изменяя на многих отрезках свою ориентировку до широтной и субмеридиональной. Глубина вреза главного каньона в конус выноса составляет 450–550 м, уменьшаясь у подножия до 70–80 м.

Конус выноса Дуная имеет сложное строение. Его формирование и развитие происходило в течение всего плиоцен-четвертичного времени. Сейсмическими данными установлено [3], что тело конуса сложено тонкослоистыми образованиями с многочисленными линзами. Они могут быть связаны с крупными оползнями, расчлененными на мелкие блоки [7], которые в свою очередь приводят к меандрированию осевого русла. Крупными оползнями сложены полого наклоненные ступени, окаймляющие осевое русло конуса выноса. Более приподнятая юго-западная ступень расчленена в

меньшей степени, в основном неглубокими ложбинами, а северо-восточная изрезана узкими долинами. Их продольные профили слабогнутые, более пологие в сторону базисной части Черного моря [8].

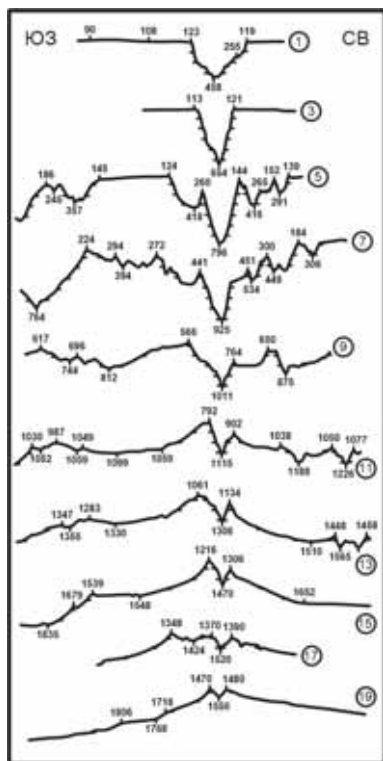


Рисунок 2. Обзорные профили рельефа Дунайского конуса выноса (положение на рис. 1)

Глубоководная зона. Эхолотным промером в глубоководной части Дунайского каньона, выявлена локальная депрессия с отм. 1540 м [8]. Привлечение аналогичных материалов [7, 11] и последующая их совмещенная обработка предопределили возможность существенно уточнить здесь рисунок изобат. Содержание новой батиметрической карты отчетливо показывает чрезвычайно сложное строение дистальной части конуса выноса.

Так, от указанной депрессии, сохраняющей юго-восточное простирание, берет начало подводная долина с плоским дном. Ее ширина 200–250 м, протяженность 20 км. Субмеридионально ориентированная, она ограничена аккумулятивными валами высотой 80–90 м (западный) и 105–115 м (восточный). Долина заполнена продуктами суспензионных потоков верхнечетвертичного возраста, слоистая толща которых составляет 45–50 м [6]. Можно предположить, что такая морфоструктурная перестройка дистальной части конуса выноса и главного каньона происходила при воздействии оползневых процессов. Вполне вероятно, что они сопровожда-

лись неотектоническими движениями разной направленности и знака.

Русло главного каньона до меридиана $31^{\circ}10'$ сохраняет юго-восточное простирание. Затем оно плавно поворачивает против часовой стрелки и на широте $45^{\circ}20'$ приобретает извилистую ССЗ ориентировку. Таким образом, от указанного меридиана участок Дунайского каньона прослеживается на расстоянии почти 45 км. На глубинах свыше 1800 м главный каньон теряет свою морфологическую выраженность. Однако он уверенно сохраняет единое русло, где под его ровным дном отмечена слоистая толща (до 45 м) новейших осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972. 157 с.
2. Благоволит Н.С. Морфоструктуры дна Черного моря // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 46–50.
3. Казанцев Р.А., Шайнуров Р.В. Конус выноса мутьевых потоков Дунайского подводного каньона // Геоморфология. 1978. № 8. С. 79–82.
4. Муратов М.В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного // Геотектоника. 1972. № 5. С. 22–41.
5. Евсюков Ю.Д. Детальные исследования рельефа дна на полигонах Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. М.: Научный мир, 2011. С. 363–378.
6. Евсюков Ю.Д. Новые данные о рельефе дна и отложениях на шельфе и континентальном склоне западной части Черного моря, полученные в записях эхолотного промера // Геоморфология. 2007. № 1. С. 51–63.
7. Шимкус К.М., Москаленко В.Н., Хахалев А.М. и др. Новые данные о строении и сейсмостратиграфии Дунайского конуса выноса // Океанология. 1997. Т. 37. № 2. С. 295–302.
8. Евсюков Ю.Д., Кара В.И. Рельеф центральной части Дунайского конуса выноса // Геоморфология. 1990. № 2. С. 71–75.
9. Международная батиметрическая карта Средиземного моря, масштаб 1:1 000 000 (врезка Черное море, масштаб 1:2 000 000). Л.: ГУНиМО СССР, 1981.
10. Евсюков Ю.Д. Геоморфология верховья Дунайского каньона (северо-западная часть Черного моря) // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2008. № 3. С. 59–63.
11. Губанов Ю.Н., Кругляков В.В., Розов Б.П. и др. К проблеме геоморфологии конуса выноса Дуная // Доклады АН. 1995. Т. 344. № 1. С. 78–82.
12. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И. Комплексные исследования рельефа Дунайского конуса выноса (северо-западная часть Черного моря) // Наука Кубани. 2014. № 2. С. 53–59.

Echo sounder measurements at three polygons, their systematization and the analysis allowed making the generalized bathymetric chart of the Danube alluvial fan, which significantly changes the perception of the morphology of this area. Formation and development of the fan and the main canyon occurs under the influence of tectonics, sedimentation, landslides, denudation, etc.

**Жулёва Е.В.¹, Рашидов В.А.², Чесалова Е.И.³,
Метальников А.А.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

lenageo@rambler.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ³Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва)

Опыт создания специализированного информационного ресурса на примере Магеллановых гор (Тихий океан)

**Zhuleva E.V.¹, Rashidov V.A.², Chesalova E.I.³,
Metalsnikov A.A.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ³Vernadsky State Geological Museum RAS)

Experience of the specialize information resource creation on the example of Magellan seamounts in the Pacific

Ключевые слова: информационный ресурс, геоинформационная система, гайот, геолого-геоморфологическая характеристика, Магеллановы горы

Изучение подводных гор является важным элементом планирования и проведения поисковых, промысловых, инженерных, экологических и любых иных работ, связанных с освоением Мирового океана. Накопление большого объема фактических данных по морфологии и геолого-геофизическому строению подводных гор со всей остротой ставит вопрос об их организованном хранении для того, чтобы максимально избежать потерь имеющейся информации и обеспечить возможность ее использования и свободный доступ к ней всех заинтересованных лиц. Решению этой проблемы может служить создание информационного ресурса (ИР), ориентированного на Интернет-технологии передачи и хранения информации.

Для обобщения оригинальных данных, полученных непосредственно в ходе экспедиционных исследований и в результате их обработки участниками проекта, а также доступных материалов изучения гайотов Магеллановых гор в Тихом океане отечественными и зарубежными исследователями, с целью объединения, хранения, обработки и интерпретации имеющейся информации создан ИР «Магеллановы горы (Тихий океан)» [1, 2]. ИР расположен по адресу <http://guyot.ocean.ru/> и включает в себя web-сайт «Магеллановы горы (Тихий океан)», геоинформационную систему (ГИС) «Магеллановы горы Тихого океана» и базу данных (БД) по 26 гайотам и подводным горам. Организовано взаимодействие web-сайта, ГИС и БД.

В настоящее время внимание к Магеллановым горам и необходимость их исследования усугубляются тем, что 12 марта 2015 г. Россия получила эксклюзивное право разведки рудных полезных ископаемых на площади

3 тысячи км² в районе Магеллановых гор Тихого океана на 15 лет. Соответствующее соглашение было подписано министерством природных ресурсов Российской Федерации и Международным органом по морскому дну.

На различных этапах создания ИР широко применялась интеграция специалистов различных специальностей из академических и отраслевых институтов, что позволило обобщить максимальный объем доступных данных.

ИР «Магеллановы горы (Тихий океан)» построен на базе универсального портала для сбора и хранения океанологической информации, разработанного Отделом информационных технологий Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

Программной платформой портала является конфигурация, включающая сервер Linux/Unix, HTTP-сервер Apache, сервер баз данных MySQL, интегрированные языки программирования и серверные приложения.

На web-сервере размещен текстовый, табличный и графический материал с произвольным набором полей со структурированием неограниченной степени вложенности. Картографические материалы представляются в наиболее распространенных форматах: JPG, GIF, PNG.

На главной странице сайта размещена интерактивная батиметрическая карта Магеллановых гор, с которой осуществляется переход непосредственно в БД к описаниям отдельных гайотов (рис. 1).

Базовой картой по рельефу северо-западной части Тихого океана является единая батиметрическая карта океанов GEBCO (<http://www.gebco.net>).

Кроме того, на главной странице указаны включенные в web-сайт тематические разделы, объединяющие собранную информацию о Магеллановых горах. В тематических разделах представлена обзорная информация о проекте, о проведенных в исследуемом районе научных экспедициях, об учреждениях и специалистах, участвующих в сборе данных и создании сайта, геоморфологическая и геолого-геофизическая характеристика исследуемого региона, описание понятия «гайоты» и библиографический список работ, посвященных изучению вулканических построек Магеллановых гор.

ГИС «Магеллановы горы Тихого океана» включает два набора карт различных масштабов. Кроме тематических мелкомасштабных карт на северо-западную часть Тихого океана, она содержит крупномасштабные карты отдельных построек Магеллановых гор, вошедших в БД.

Так, с использованием ГИС-методов анализа пространственных данных для ряда гайотов построены карты уклонов поверхности склонов, и проведен анализ особенностей распределения этого показателя, карты курваты, которые характеризуют степень кривизны исследуемой поверхности, отражая положительные и отрицательные формы рельефа, карты азимутов простираения склонов, позволяющие говорить об активности протекания тектонических и экзогенных процессов, формирующих сложную конфигурацию поверхности склонов (рис. 2). Полученная информация включена в описания гайотов на страницах web-сайта.



Рисунок 1. Главная страница web-сайта «Магеллановы горы (Тихий океан)»

В БД набор данных сгруппирован по географическому принципу. На основании упорядочения всей доступной информации проводится описание каждого из гайотов Магеллановых гор. На базе высокоточных данных спутниковой альтиметрии, с использованием встроенных инструментов Spatial Analyst ArcGIS 10.1 построены трехмерные 3D карты рельефа гайотов.

Для отдельных построек представлены крупномасштабные батиметрические карты, геологические карты, карты магнитного и гравитационного полей, карты распространения железомарганцевых образований. Описание каждого гайота завершается сводной морфологической таблицей характеристики рельефа подводных гор, сформированной по специально разработанной системе стандартных метаданных [3].

ИР «Магеллановы горы (Тихий океан)» представляет собой образец сбора аналитической, картографической и библиографической информа-

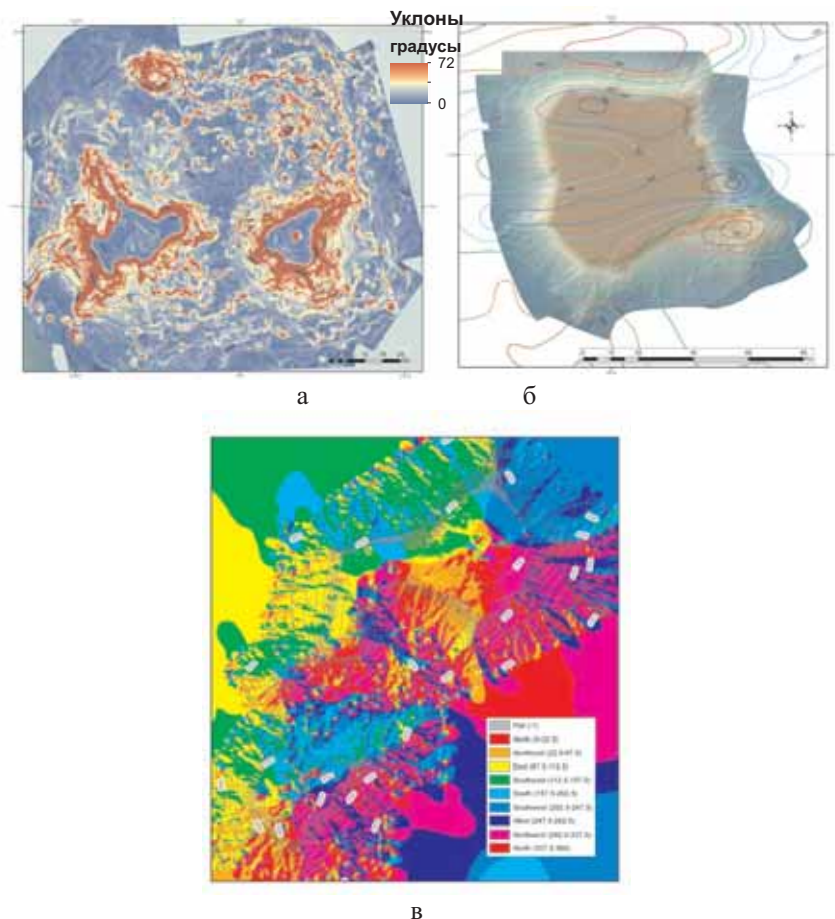


Рисунок 2. Морфологические характеристики гайотов: а – уклоны поверхности склонов гайота Коцебу; б – криватура поверхности гайота Ильичева; в – азимут склонов гайотов Ита-Май-Тай и Геленджик

ции. Он объединяет и позволяет организованно хранить имеющиеся первичные данные и результаты научных исследований Магеллановых гор. Этот ИР предоставляет всем заинтересованным исследователям уникальную структурированную информацию для изучения Магеллановых гор Тихого океана.

Использование ГИС при исследовании геолого-геоморфологических данных предоставляет возможность учета и анализа различных численных характеристик, установления новых количественных зависимостей. Например, использование ГИС-технологий обработки информации позволило

выявить пространственные закономерности распределения железомарганцевых корок гайотов Магеллановых гор в зависимости от их морфометрических характеристик [4].

В созданном ИР обобщена на современном уровне вся доступная информация о геолого-геофизической и геоморфологической изученности гайотов Магеллановых гор. Эксплуатация ИР «Магеллановы горы (Тихий океан)» показала его стабильность в работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жулёва Е.В., Рашидов В.А., Метальников А.А., Чесалова Е.И. Информационный ресурс «Магеллановы горы (Тихий океан)» – современный инструмент для выполнения комплексных геолого-геофизических и геоморфологических исследований // 14th EAGE International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects. Kiev, Ukraine. Publication date: 11 May 2015. DOI: 10.3997/2214-4609.201412385.
2. Жулёва Е.В., Рашидов В.А., Метальников А.А., Чесалова Е.И. Информационный ресурс «Магеллановы горы (Тихий океан)» // Сб. материалов III Школы-конференции «Гординские чтения». 20-21 апреля 2015 г. М.: ИФЗ РАН, 2015. С. 48–53.
3. Асавин А.М., Жулева Е.В. Основы построения стандарта метаданных по рельефу подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Вып. № 14. С. 143–152.
4. Чесалова Е.И. Использование ГИС-технологий для классификации подводных форм рельефа и оценки их рудной продуктивности (на примере Магеллановых подводных гор, Тихий океан) // Геоинформатика. 2014. № 318. С. 18–25.

For the generalization of original data and materials received by domestic and foreign scientist's investigations of Magellan seamounts guyots in Pacific the information resource (IR) «Magellan seamounts (The Pacific)» is created. IR is situated at the address <http://guyot.ocean.ru/> and includes the website, the geoinformation system in the ArcGIS Online, and the database on 26 guyots and seamounts.

**Иваненко А.Н.¹, Брусиловский Ю.В.¹, Сапунов В.А.²,
Нархов Е.Д.², Сергеев В.А.²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва e-mail

ivanenko.ocean@gmail.com; ²Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург, e-mail vasapunov@urfu.ru)

Высокоточное картирование подводных техногенных объектов с помощью полноградиентной системы оверхаузеровских магнитометров

**Ivanenko A.N.¹, Brusilovskiy Yu.V.¹, Sapunov V.A.²,
Narkhov E.D.², Sergeev A.V.²**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²Ural Federal University, Ekaterinburg)

High precision mapping of submerged objects with the aid of full-gradient Overhauser magnetometer system

Ключевые слова: высокоточная магнитометрия, оверхаузеровский магнитометр, градиентная магнитная съемка, магнитные аномалии

В августе 2015 г. Институт океанологии РАН, Уральский федеральный университет и ГОИН Росгидромета с борта НИС «Виктор Буйницкий» провели опытно-методические работы с целью определения возможностей магнитометрического метода по высокоточному трехмерному картированию подводных техногенных объектов. Решалась задача по выработке методических требований к аппаратному и математическому обеспечению таких исследований, а также к самой технологии такого картирования. В качестве основной технологии магнитометрической съемки использован метод на базе многоканальной (многодатчиковой) системы, позволяющей осуществлять измерения геомагнитного поля в разных пространственных точках за одно измерение.

Для измерения значений магнитного поля использована многоканальная система, состоящая из двух абсолютных оверхаузеровских градиентометров: геологоразведочного наземного градиентометра MMPOS-2 и глубоководного буксируемого градиентометра SeaPOS-2, жестко закрепленных на слабомагнитном буксируемом носителе (резиновая лодка). Магнитометры серии POS (Processor Overhauser Sensor) разработаны и серийно производятся научно-исследовательской лабораторией Квантовой магнитометрии Уральского федерального университета, зарегистрированы в Государственном реестре средств измерений под № 44807-10 и допущены к применению в РФ в качестве средств измерений модуля магнитной индукции магнитного поля (Свидетельство об утверждении типа средств измерений RU.C.34.005.A № 40335, ТУ 4314-001-020692208-2007). Магнитометры

POS являются аналогами известных приборов GEM и Marine Magnetic, отличающиеся, в частности, сверхстабильностью рабочего вещества и повышенной градиентоустойчивостью, обеспечивающей способность работы на сильномагнитных объектах типа трубопроводов [1].

В качестве основного измерительного средства нами был выбран вариант буксируемой в надводном положении системы из двух ортогонально ориентированных и разнесенных по высоте градиентометров, жестко скрепленных между собой и с работающим в дифференциальном режиме GPS-приемником. Такая конструкция позволяет с высокой точностью регистрировать в 4-х мерном пространстве (время+пространственные координаты) три ортогональных градиента магнитного поля в подвижной системе координат носителя. Вне зависимости от текущего расположения датчиков в пространстве, данная конфигурация также позволяет непрерывно вычислять модуль полного градиента магнитного поля Земли – т.н. аналитический сигнал, который инвариантен относительно поворота осей координат и является хорошей картирующей функцией. Высокая аппаратная точность съемки (рис. 1) дополнялась с помощью исключения из измеренных полей естественных суточных вариаций (вариационная станция на базе градиентометра ММПОС-2 устанавливалась на время работ на берегу), а также за счет вычисления и учета девиационных поправок по всем датчикам.

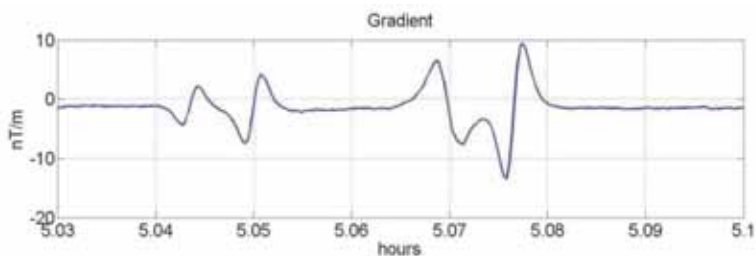


Рисунок 1. Пример записи поперечного градиента парой ММПОС-2.

Первичная обработка измеренных по всем четырем каналам значений модуля магнитного поля Земли осуществлялась с помощью многократно использованной и отлаженной технологии, разработанной в ИОРАН. Эта технология включает в себя набор методик и программных средств, позволяющих оперативно и качественно преобразовать входной поток исходных магнитных и навигационных данных в пригодный для количественной интерпретации материал. После получения детальных карт магнитных аномалий для различных объектов появляется возможность изучить свойства источников этих аномалий и подобрать им адекватные модели. Для этого использовались алгоритмы «Linvers2D» и «Magdepth3D», разработанные в лаборатории геофизических полей Института океанологии РАН. В них для

оценивания глубин до центров магнитных масс, а также верхних и нижних кромок источников аномалий реализованы как статистический подход – по спектру поля, так и детерминистский – алгоритм т.н. “эйлеровской деконволюции”. Программы также включает наш оригинальный способ оценивания геометрических параметров простых модельных источников по модулю аналитического сигнала аномалий (рис. 2 и 3).

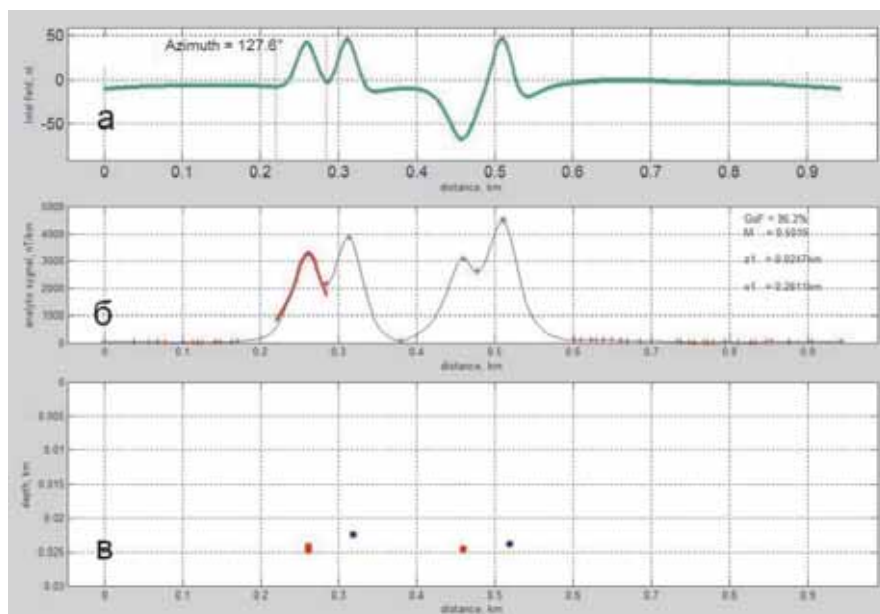


Рисунок 2. 2D интерпретация локальных магнитных аномалий над объектами (а), их аналитический сигнал (б) и рассчитанные положения в системе «Linverse2D» (в), монополь, диполь, монополь, диполь.

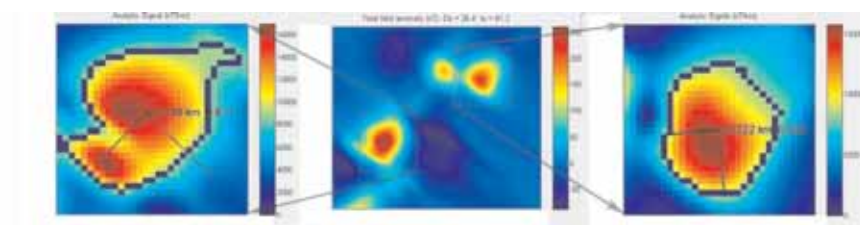


Рисунок 3. 3D интерпретация локальных магнитных аномалий над объектами (б), их аналитический сигнал (а, в) и рассчитанные положения в системе «MagDepth3D» (в); слева и справа– монополь.

Одним из главных преимуществ используемого метода съемки на базе полноградиентной системы является возможность синтезировать карты аномального поля без сложной процедуры профильного восстановления поля по его градиенту. Действительно, ортогональная пара градиентометров позволяет непосредственно регистрировать в плоскости съемки два ортогональных горизонтальных градиента поля, а высокоточная навигация – фиксировать текущее положение и направление осей градиентометров. После выполнения несложных процедур преобразования курсового и поперечного градиентов в пару ортогональных с фиксированным направлением, например, Ю-С и З-В, (x и y), мы синтезируем карты (гриды) этих градиентов. Теперь выполнены все условия для восстановления аномального поля, свободного от вариаций, по площади съемки через 2D преобразование Гильберта (метод Нельсона [2]). Результаты площадных исследований представлены на рис. 4.

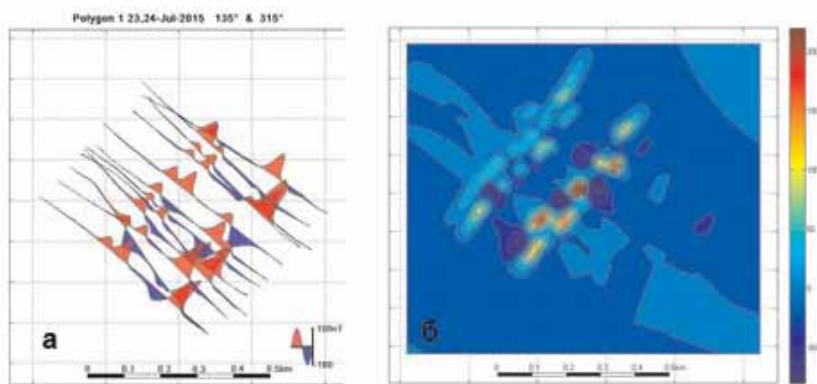


Рисунок 4. Результаты площадных исследований на объектах: а) – карта графиков аномального магнитного поля (АМП), б) – карта изодинам АМП.

Выделенные локальные аномалии и синтезированные по ним гриды с разрешением 5 и 2 м легли в основу статистических и инверсных оценок по 3D положению источников аномалий.

Наиболее устойчивым оказался оригинальный метод инверсии аналитического сигнала, а оценки по спектрам использовались, в основном, для осредненных характеристик по нескольким, особенно интерферирующим, источникам. Эйлеровская деконволюция использовалась преимущественно для контроля решений. Проведенные массовые определения положения источников для наиболее характерных аномалий дали отличный результат – дисперсии оценок положения объектов по 15–20 определениям составляли 0.3–0.5 м, а иногда и меньше.

Традиционные способы современной морской геомагнитной съемки, как правило, сводятся к буксировке за судном на достаточном удалении (3–4 длины судна) и небольшой глубине нескольких датчиков-регистраторов модуля полного вектора магнитного поля Земли и/или его компонент. Такой способ картирования магнитных аномалий хорошо проработан, достаточно экономичен и надежен в плане решения большинства научных и прикладных задач, в том числе инженерно-поисковых. Однако его основным недостатком является невысокая точность пространственного позиционирования датчиков и их взаимного расположения в силу переменных во времени, нерегистрируемых колебаний геометрии измерительной системы при буксировке на гибком кабель-тросе. Это в свою очередь затрудняет использование методики дифференциальной магнитной съемки, имеющей существенные преимущества перед традиционным способом по точности и разрешающей способности.

Использованная нами полноградиентная магнитометрическая система из двух ортогонально ориентированных оверхаузеровских градиентометров, совмещенных с приемником GPS показала себя в качестве перспективного макета-прототипа магнитометрического измерительного комплекса, предназначенного для высокоточного 3D картирования подводных техногенных объектов. С помощью такой системы и имеющегося набора методико-программных средств можно надежно картировать, идентифицировать и интерпретировать создаваемые такими объектами аномалии, решая задачу их идентификации и локализации с точностью до долей метра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Narkhov E.D., Sapunov V.A., Denisov A.U., Savelyev D.V. Novel quantum NMR magnetometer non-contact defectoscopy and monitoring technique for the safe exploitation of gas pipelines // WIT Transactions on Ecology and the Environment. 2014. V. 186. P. 649–658. DOI: 10.2495/ESUS140571
2. Nelson J.B. Levelling total-field aeromagnetic data with measured horizontal gradients // Geophysics. 1994. V. 59. P. 1166–1170.

We tested in shallow waters the full-gradient magnetometer system of two orthogonally oriented Overhauser gradiometer, combined with a GPS receiver. Our investigations show that this is a promising layout prototype of magnetometer measuring complex, designed for high-precision 3D detecting and studying of underwater man-made objects. With such a system, and the existing set of tools and software we can be able to reliably map and identify anomalies created by such objects, solving the problem of their locations within a small part of meter.

Ильин А.В.

(Акустический институт им. академика Н.Н.Андреева, г. Москва,
e-mail: alexander_ilyin@mail.ru)

К истории открытия и изучения рифтовой долины океана

Ilyin A.V.

(N.N.Andreev Acoustic Institute, Moscow)

To history of the ocean rift valley discovery and study

Ключевые слова: рифтовая долина, серпентинизация, гидротермальные отложения, экология

Рифтовая долина – ключевая структура дна океана. Здесь образуется земная кора и начинается её развитие во всем многообразии.

Странно думать, что всего несколько десятилетий назад, на памяти старшего поколения геологов, многие не подозревали о её существовании, а у других были лишь смутные представления. Догадки касались либо возможного продолжения рифта Исландии в океан, либо о её взаимосвязях с концепцией общего расширения Земли. Точкой отсчета или главным аргументом в обоих случаях рассматривался глобальный пояс землетрясений, занимающий в океанах срединное положение. Однако, наглядного изображения рифтовой долины, разделяющей срединные хребты, не существовало.

В конце 40-х годов прошлого столетия М. Юинг с сотрудниками драгировал на гребне Срединно-Атлантического хребта в Южной Атлантике серпентинизированные перидотиты. Оценивая эти находки, будущий основоположник новой глобальной тектоники (НГТ) Г. Хесс, на симпозиуме «Земная кора» в Балтиморе (США) отмечал, что «вопрос о том, почему серпентинизация в Атлантике приурочена к средней линии океана, до сих пор остается открытым. Любая гипотеза, которую можно предложить для объяснения этого факта является умозрительной [1]! Это был 1955 год. В то время уже шел разговор о конвекционных потоках в мантии Земли. С восходящей ветвью потока связывалось образование гребней срединно-океанических хребтов (СОХ), но продольного разрыва литосферы не предсматривалось.

Удивительно, но всего лишь через 2–3 года, проблема серпентинизации нашла адекватное решение. В апреле 1959 г. в США под эгидой Геологического общества Америки вышла книга «The floors of the oceans», авторами которой были Б. Хейзен, М. Юинг и М. Тарп. На русском языке книга вышла в 1962 г. [2]. Самой эффектной иллюстрацией в книге был последовательный ряд из 26-ти эхолотных профилей через осевую зону САХ от южной оконечности хребта Рейкьянес до 20° с.ш. Впервые на протяжении приблизительно 3000 км проявилось глубокое рифтовое ущелье, рассекающее осевую зону Срединно-Атлантического хребта на две половины.

Индивидуальные различия морфологии в смежных профилях хорошо видны, но и общая стилистика по всей «линейке» очевидна. Впоследствии эта стилистика находила постоянное подтверждение, пока не стала достоянием всей глобальной рифтовой системы океанов. Попутно отметим, что была установлена идентичность морфологии осевой зоны срединного хребта и провинции Восточно-Африканских рифтов. Определение осевой долины как «рифтовой» обрело законное основание.

Главная заслуга в открытии рифтовой долины принадлежит профессору Ламонтской геологической обсерватории Брюсу Хейзену. В 1965 г. на Бристольском симпозиуме (Англия) тот же профессор Хесс, заявил, что «Хейзен лучше, чем кто-либо другой описал строение Срединно-Атлантического хребта, установил, что вдоль гребня хребта протягивается почти непрерывно рифтовая долина» [3]. В 1957 г. была опубликована физиографическая карта северной части дна Атлантического океана. Её составителем была Мэри Тарп – талантливый картограф океанического дна. В одной из публикаций того времени Б. Хейзен сделал интересное признание о том, что рифтовую долину открыла М. Тарп. Действительно она первая обнаружила совпадение линий эпицентров землетрясений с продольной долиной Срединно-Атлантического хребта. Но сомнения оставались в том числе и у Хейзена поскольку эпицентры землетрясений не всегда ложились точно в долину. Но всё же датой открытия Великого Глобального Рифта (Great Global Rift) следует считать 1953 г. с поправкой на слабую осведомленность о нем научного сообщества в те годы. Напомним, что на симпозиуме «Земная кора» в 1955 г. о рифтовой долине как таковой не было сказано ни слова. Лишь в 1957 г. после доклада Б. Хейзена в Принстонском университете идея о Великом Глобальном Рифте получила широкое распространение. Особенно после эмоциональной реакции Г. Хесса на доклад: «Молодой человек, Вы потрясли основы геологии!»

Конечно, заявление Б. Хейзена о М. Тарп как о первооткрывательнице рифтовой долины было его благодарностью своей сотруднице и близкому человеку за самоотверженный, без преувеличения, труд по составлению физиографических карт, охвативших впоследствии весь Мировой океан. Ради справедливости, можно добавить, что отдельные пересечения рифтовой долины происходили и ранее на НИС «Метеор» (1925–27 гг.), на судне «Махабис» экспедиции Дж. Меррея в Индийском океане (хр. Карлсберг), на НИС «Михаил Ломоносов» (1958 г.) и др. Но мысль о глобальной непрерывности этой океанической структуры впервые озвучена Б. Хейзенем.

Рифтовая долина интересна не сама по себе. У неё особый статус. Она является источником новых идей и представлений о строении дна океана для широкого круга исследователей наук о Земле. Поэтому фундамент, заложенный Б. Хейзенем, обзавёлся мощной надстройкой нового знания о геологии океанического дна.

Среди, теперь уже несметного, количества исследований рифтовой долины выделяются особо выдающиеся программы, открывающие новые закономерности развития океанической земной коры. Одна из них была задумана и осуществлена в 70-х годах прошлого века французскими и американскими исследователями и получила название ФАМОУС [4]. На полигоне площадью 40 000 кв.км южнее Азорских островов проведены комплексные геолого-геофизические исследования в рифтовой долине, на границе двух литосферных плит. Только на первом этапе исследований было выполнено 26 экспедиционных рейсов. Составлена батиметрическая карта с сечением изобат 10 метров – редкость и для наших дней. Получено 70 тысяч подводных фотографий. Сейсмографы, установленные на дне долины, определили сейсмическую активность – от 10 до 30 землетрясений в день. Подтверждена сбросовая природа склонов долины, а, следовательно, и природа дна океана. Выявлены и описаны неовулканические поднятия в центре спрединга, которые со временем сменяются структурами трещинной тектоники. То есть, установлен закон циклического развития центра спрединга. Этот закон выполняется как по простиранию рифтовой долины, так и в латеральном направлении. В первом случае он реализуется в создании ячеистой структуры дна рифтовой долины, во втором – в формировании грядово-долинного рельефа на периферии рифтовой долины. Геомагнитными исследованиями установлены различные скорости раздвижения плит, т.е. асимметричное расширение дна. Подводные аппараты «Алвин», «Архимед», «Циана» совершили десятки погружений, прошли десятки километров с отбором образцов, измерением вулканических и тектонических элементов рельефа с геодезической привязкой. В 1973 г. с батискафа «Архимед» проведены наблюдения гидротермальных источников, конусов сульфидных отложений и многое другое. Эта программа на все времена, и она осталась непревзойденным прообразом будущего знания.

Не исключено, что наблюдение сульфидных источников из иллюминатора «Архимеда» явилось предтечей интенсивного изучения гидротермальных отложений примерно 10 лет спустя – в середине 80-х годов. Это другое бурно развивающееся направление исследований в рифтовой долине. Причины формирования рудных месторождений до конца не выяснены. В 2004 г. мы связали это со степенью тектонизации дна и склонов рифтовой долины. Чем она выше, тем больше вероятность накопления сульфидов [5]. Впоследствии оказалось, что едва ли не все известные к тому времени примеры локализации гидротермальных отложений связаны с ареалами высоких степеней тектонизации склонов рифтовой долины. Другими словами сбросовая тектоника на склонах рифтовой долины обеспечивает круговорот гидротермальных процессов.

С этой точки зрения особый интерес приобретает проблема изменчивости морфоструктуры по простиранию рифтовой долины. В качестве примера изменчивости морфоструктуры рифтовых зон укажем на существенные

различия этих провинций в Северной и Южной Атлантике. В первой из них практически не существует погребенных центров спрединга и рифтовая долина имеет свой привычный, «классический» вид. В Южно-Атлантическом хребте нередки сегменты, где центр спрединга погребен полностью, а в осевой зоне на десятки и первые сотни километров простираются вулканические плато и нагорья [6].

Таким образом, проблема изучения изменчивости строения рифтовых зон таит в себе серьезный потенциал практических приложений. Но и с теоретических позиций подобная изменчивость не менее актуальна, поскольку фиксирует многообразие геодинамических процессов в рифтовых зонах СОХ. Изучение рифтовой долины продолжается. Большой вклад вносят геохимические исследования, которые, как это ни странно, один в один коррелируются с морфоструктурой рифтовых зон.

Несколько слов об экологии рифтовой долины. Уже упоминалось о практическом интересе изучения полей гидротермальных отложений. С подачи Международного органа по морскому дну (МОМД) строятся конкретные планы по добыче сульфидных руд, заключаются контракты на проведение разведки месторождений в так называемом Районе, и «вполне вероятно, что лет через 15 могут начаться мероприятия по добыче» [7].

Устрашающие сроки, значит совсем скоро. Можно, однако, напомнить – уже был подобный проект. К счастью не состоялся. Имеется в виду проект добычи железомарганцевых конкреций (ЖМК), также с подачи МОМД. Нам, участникам этого проекта в конце 80-х годов прошлого столетия приходилось наблюдать, что происходит при малейшем прикосновении к «подушке» из тончайшего ила, на которой залегают ЖМК. Мгновенно поднимаются густые «кучевые» облака мути, через которые трудно что-либо разглядеть. Но нетрудно представить, что произойдет, когда начнется массовое сгребание ЖМК и доставка их на-гора. Поверхность и водная толща океана окажутся в кромешной тьме, нарушится нормальная жизнедеятельность животного и растительного планктона – начального звена трофической цепи океана. Из-за недостатка солнечного света прекратится продуцирование кислорода микроскопическими водорослями. Нелишне напомнить, что Океан поставляет в атмосферу 50% всего наличного кислорода.

Еще один момент следует учитывать. В 50-е и последующие годы на дно океана были сброшены тысячи контейнеров с радиоактивными отходами (РАО). Контейнеры сгнили, а РАО, естественно, сохранились. Они были разнесены придонными течениями по дну океана и абсорбированы тончайшими частицами донных отложений. Так Океан отправил РАО на вечное хранение. Теперь технологи-добытчики могут повторно вызвать их из небытия и насытить водную толщу океана.

Нечто подобное будет происходить при добыче сульфидов. Нарушится природное равновесие океана, которое устанавливалось миллионы лет. Возникает вопрос – стоит ли овчинка выделки? Может быть стоит оставить

Океан в покое? Он – наш второй Спаситель. Пусть продолжает и дальше нас спасать.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект РФФИ 13-05-00513).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хесс Х.Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез // Земная кора. М.: Изд-во иностранной литературы, 1957. С. 403–422.
2. Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. 145 с.
3. Хесс Х. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана // Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969. С. 246–262.
4. Ильин А.В. Изменчивый лик глубин. Проблемы изученности дна океана. М.: Недра, 1996. 186 с.
5. Ильин А.В. Структурно-геоморфологическая позиция гидротермальных месторождений Срединно-Атлантического хребта // Доклады Академии наук. 2004. Т. 396. № 6. С. 823–827.
6. Ильин А.В. Особенности морфоструктуры рифтовой зоны Южно-Атлантического срединно-океанического хребта // Геоморфология. 2014. № 2. С. 36–44.
7. Егоров И.В. Новые задачи геоморфологических исследований на Срединно-Атлантическом хребте в связи с поисками и разведкой субаквальных месторождений полиметаллических сульфидов // Геоморфология. 2014. № 2. С. 24–30.

Prehistory of the rift valley discovery and some results of researches in it have been considered. Some aspects of the rift valley ecology have also been touched upon.

Казакевич Г.И., Матвеевков В.В., Волокитина Л.П.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: gkazakevich@yandex.ru)

Неоднородные формы изгибной неустойчивости земной коры. Индийский океан

Kazakevich G.I., Matveenkov V.V., Volokitina L.P.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Non-one-dimensional forms of the buckling instability of the earth's crust. Indian Ocean

Ключевые слова: изгибная неустойчивость земной коры, Индийский океан

Одним из механизмов образования сложных геологических структур является потеря механической устойчивости отдельных слоев литосферных плит.

В ряде работ подобные задачи для расслоенной литосферы с использованием различных реологических моделей рассматривались в одномерном случае, соответствующем боковому сжатию слоев. Для океанической коры, испытывавшей длительную нагрузку, показано [1], что в ней успевает произойти релаксация избыточных напряжений, и задачу можно рассматривать в упругой постановке, причем можно брать модуль упругости $E \approx 6 \cdot 10^4$ бар. В рамках двухъярусной тектоники плит в работе [1] исследована задача потери устойчивости океанической коры.

В случае более сложного напряженно-деформированного состояния также может возникнуть потеря устойчивости [2]. Для изучения этой задачи используется модель упругой плиты на винклеровском основании. В качестве модельного варианта рассматривается равномерное сжатие.

Математическое исследование соответствующего уравнения приводит к значениям критического напряжения и длины волны неустойчивости, близким к одномерному случаю.

Но при этом возникает качественное различие. Возникающие деформации будут иметь не одномерную синусоидальную структуру, а значительно более сложную двумерную. Из энергетического анализа послекритической деформации в работе [3] показано, что минимум скорости убывания плотности дополнительной потенциальной энергии достигается при шахматной форме потери устойчивости. Возникающие деформации будут приводить к образованию сложной системы разломов.

Необходимые для возникновения подобной неустойчивости всесторонние сжимающие напряжения должны достигать 3–4 килобар, но с учетом ослабленности коры могут быть значительно меньше.

Подобные модели могут быть использованы и для приближенного анализа неравномерно сжатой коры при условии достаточно большой величины главных сжимающих напряжений.

Изучение распределения напряжений в литосфере Индийского океана показало [4], что в некоторых его областях могут возникать зоны равномерного (или близкого к нему) горизонтального сжатия со сжимающими напряжениями, приближающимися к критическому. К таким зонам относятся Центральная котловина, Кокосовая впадина, Бенгальский залив.

В Центральной котловине наблюдается структура деформации, близкая к шахматной – но, по-видимому, она связана с наличием древних трансформных разломов и описывается моделью, квазиодномерной в каждой межразломной области.

В Кокосовой впадине действительно наблюдается сетка разломов шахматного типа [5], которая соответствует результатам представленной модели.

В Бенгальском заливе также наблюдается система разломов [5], которые могут вызываться нарушением устойчивости наряду с другими механизмами разрушения, отмеченными в [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука. 1988 г. 251 с.
2. Казакевич Г.И. О возможности моделирования неодномерных форм изгибной неустойчивости земной коры // Математическое и имитационное моделирование систем. МОДС 2014. Тезисы докл. 9-ой Межд.научно-практ. конф. Чернигов, 2014. С. 23–24.
3. Морозов Н.Ф., Товстик П.Е. О формах потери устойчивости сжатой пластины на упругом основании. // Изв. РАН. Механика твердого тела. 2012. № 6. С. 30–36.
4. Stein C.A., Cloetingh S., Wortel R. Kinematics and mechanics of the Indian Ocean diffuse plate boundary zone // Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results. 1990. V. 116. P. 261–275.
5. Мазо Е.Л., Шрейдер А.А., Куликова М.П. и др. Особенности глубинного строения литосферы северо-восточной части Индийского океана // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 914–925.
6. Казакевич Г.И., Волокитина Л.П., Левченко О.В., Матвеев В.В. Некоторые тектонические особенности формирования скоплений углеводородов в Индийском океане // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС. 2009. С. 54–58.

Analysis of non-one-dimensional forms of the buckling instability of the earth's crust has shown that deformations take the chess form. Same forms are discovered in some regions of Indian Ocean.

Клюев М.С.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: mklyuev@mail.ru)

Об аспектах разработки гидролокатора донного обзора

Klyuev M.S.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

About under bottom sonar development aspects

Ключевые слова: гидролокация, донные осадки, донные объекты, гидролокатор донного обзора, обработка сигналов

Гидролокация является одним из наиболее эффективных методов проведения подводных исследований и обеспечения инженерных работ. В основе гидролокации лежит свойство объектов, отличающихся от окружающей среды акустическими свойствами (плотностью и сжимаемостью), переизлучать звук в виде эхосигналов. Гидролокация используется для определения местоположения, размеров и акустических свойств объектов, расположенных в водной среде, на донной поверхности и в толще осадков, а также характеристик донной поверхности и поддонных осадочных слоев.

К настоящему времени разработано несколько разновидностей гидролокационных приборов – эхолот (предназначенный для измерения глубины места), рыбопоисковая станция (РПС) (предназначенная для поиска рыбных косяков), гидролокатор бокового обзора (ГБО) (предназначенный для определения акустических свойств донной поверхности и подводных и донных объектов), акустический профилограф (АП) (предназначенный для определения акустической структуры дна и расположенных в нем объектов) и др.

Однако, возможности гидролокации не являются до конца исчерпанными, в частности при поиске расположенных в донных осадках объектов (устройств, конструкций, трубопроводов, кабелей, мин, археологических артефактов и т.п.). Использование АП для решения этой задачи сдерживается его невысокой площадной производительностью и дороговизной эксплуатации судна-носителя.

Для восполнения этого недостатка была разработана концепция гидролокатора донного обзора (ГДО), предназначенного для поиска расположенных в слое донных осадков (толщиной ~1–20 м) объектов, которая заключается в следующем [1].

В придонном слое водонасыщенных осадков зачастую наблюдается поддонный гидроакустический канал (рис. 1а, б, табл. 1) [2–4]. По мнению некоторых авторов, он обусловлен наличием в осадочных породах устойчивых газовых пузырьков диаметром 0.01–0.1 мм [3]. Толщина этого канала составляет от одного до десятков метров, скорость звука на оси канала

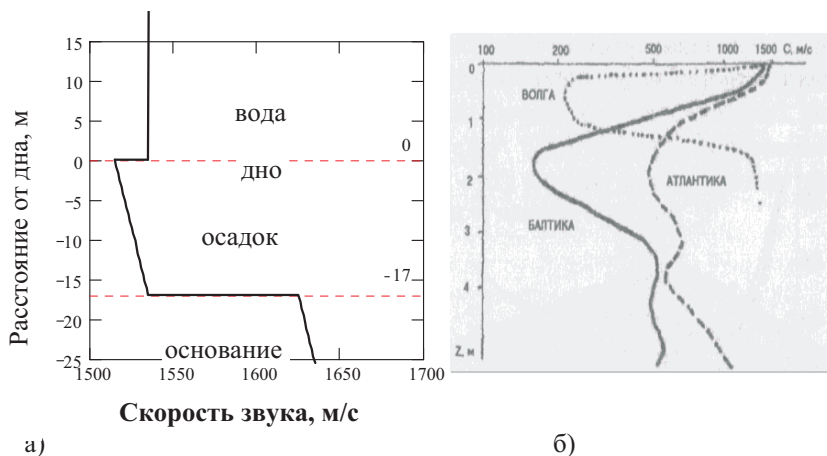


Рисунок 1. Профили скорости звука в дне.

Таблица 1 Акустические характеристики донных грунтов

Тип грунта	Плотность (г/см ³)	Скорость звука (км/с)	Затухание α (дБ/мкГц)	V	ϵ , град
Ил газонасыщенный	1.1–1.4	0.5–1.4	0.8–0.9	–0.3––0.5	70–20
Ил жидкий	1.45–1.5	1.1–1.2	0.04	<0.15	~40
Ил глинистый	1.45–1.46	1.4–1.5	0.08–0.1	0.15–0.2	~20
Ил алевритопесчаный	1.41–1.48	1.6–1.7	0.2–0.3	0.2–0.27	–
Пески мелкозерни- стые	1.55–1.60	1.95–2.03	0.4–0.5	0.27–0.3	–
Пески крупнозерни- стые	1.515– 1.557	1.86–2.11	0.7	0.3–0.35	–
Гравий	1.55–1.65	2.05–2.3	0.9	0.35–0.4	–
Глины мягкопластич- ные	1.4–1.6	1.5–1.88	0.2–0.4	0.25–0.3	~0
Глины плотные	1.52–1.59	1.82–1.98	0.48–0.61	0.3–0.42	–
Выходы коренных и скальных пород	3–7	2.35–3	0.05–0.4	0.4–0.62	–

составляет 99–5% от скорости звука в воде, а коэффициент поглощения β звука частоты f определяется формулой [4]: $\beta[\text{дБ/м}] \approx \alpha f[\text{кГц}]$, $\alpha \sim 0.1–0.8$ (табл. 1). Большое поглощение (0.1–0.8 дБ/м для $f=1\text{кГц}$), по-видимому, обусловлено газовыми пузырьками, а для его снижения следует использовать низкие частоты. На границе осадок–вода модуль коэффициента отражения для малых углов скольжения близок к 1 согласно формулам Френе-

ля, а при определенных условиях равен 1 [5]. Здесь $\varepsilon = \arccos(c/c_b)$ – угол скольжения для полного внутреннего отражения, c и c_b – скорости звука в осадке и воде.

Согласно предлагаемой концепции, ГДО представляет собой приемно-излучающую гидролокационную систему с узкой горизонтальной диаграммой направленности (сканирующей или неподвижной), антенна которой размещается непосредственно в поддонном звуковом канале в водонасыщенных осадках. Узкая диаграмма направленности может формироваться за счет большого размера антенны или путем использования параметрического режима излучения [6]. Размещение линейной антенны (косы) ГДО в канале может осуществляться посредством ее заглубления в донные осадки вдоль берега (рис. 2а, сканирующий луч). Или ее размещении на длинном вертикальном шесте, глубоко втыкаемом в донные осадки (рис. 2б, неподвижная диаграмма), и совместном использовании 2–3 таких шестов (1, 2, 3) при синхронизации их работы.

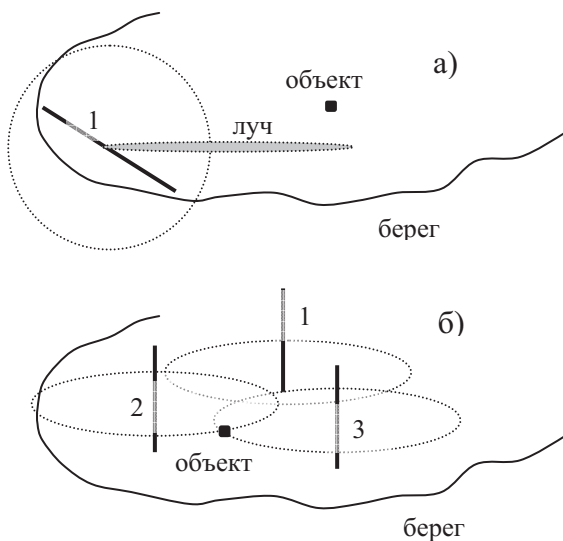


Рисунок 2. Горизонтальное (а) и вертикальное (б) расположение антенн 1–3 вдоль берега (эллипсы – диаграммы направленности).

При работе ГДО излучает гидроакустический сигнал (тональный, ЛЧМ и разностный параметрический), который распространяется по поддонному звуковому каналу до расположенного в донных осадках объекта, переизлучается им и возвращается обратно по этому каналу к ГДО, где регистрируется им. По времени распространения и ориентации луча ГДО определяет местоположение этого объекта, а по уровню сигнала – сила его цели.

При использовании нескольких ненаправленных антенн (рис. 26) местоположение объекта определяется исходя из геометрии их расположения.

Отметим, что функционально ГДО в определенной мере аналогичен ГБО и АП при соответствующей их доработке и модернизации.

Оценим потенциальные характеристики ГДО. Уравнение гидролокации, как известно, имеет вид [7]:

$$I \sim (P/r^{4,3}) \gamma \sigma 10^{-0,2 \beta r} \sim \delta I_{\text{ш}}, \quad (1)$$

где I – интенсивность локационного сигнала, P – акустическая мощность излучателя, r – расстояние до лоцируемого объекта, $\gamma \sim (kL)(kh)^{1,0}$ коэффициент концентрации антенны (L, h – длина и ширина антенны, $k=2\pi f/c$ – волновое число), $\sigma \sim a^2 (k a)^4$ (при $ka \ll 1$) – сечение обратного рассеяния объекта (a – линейный размер объекта), $\beta = \alpha f$ – коэффициент затухания звука в среде осадков, $I_{\text{ш}}$ – интенсивность гидроакустических шумов, δ – отношение сигнал/шум. Здесь первая из степеней (до запятой) относится к случаю лоцирования в свободном пространстве (для ГБО и АП), а вторая (после запятой) – к случаю лоцирования в плоском волноводе/мелком море (для ГДО) [8].

Отсюда отношение интенсивностей эхо-сигналов на расстояниях r_2 и r_1 при прочих равных условиях равно:

$$I(r_2)/I(r_1) \sim (r_2/r_1)^{-4,3} 10^{-0,2 \alpha f (r_2-r_1)}, \quad (2)$$

а отношение интенсивностей эхо-сигналов на частотах f_2 и f_1 при прочих равных условиях есть:

$$I(f_2)/I(f_1) \sim (f_2/f_1)^{6,5} 10^{-0,2 \alpha (f_2-f_1) r}. \quad (3)$$

Соотношение (2) позволяет получить оценку дальности действия ГДО на основе данных о дальности ГБО, который можно использовать в качестве ГДО при соответствующей модернизации. Дальность действия ГБО на частоте 10 кГц примем равной 1 км, что соответствует диапазону его АРУ в 120 дБ относительно дальности 1 м. В Таблице 2 приведены оценки дальности действия такого ГДО на разных частотах и при разных величинах поглощения в осадках. Из нее следует, что на низких частотах (0.1 кГц) дальность действия ГДО сопоставима с дальностью ГБО, а на высоких частотах (20-50 кГц) составляет десятки метров, что обусловлено большим поглощением звука в осадках, растущим с частотой.

Соотношение (3) показывает, что эхо-сигнал ГДО весьма существенно (в 5 степени) зависит от соотношения размера объекта a и длины звуковой волны λ . Эхо-сигнал максимален, когда длина звуковой волны сопоставима или меньше размера объекта ($\lambda \leq a$) (однако дальность сокращается), и резко падает, когда длина волны больше размера объекта ($\lambda > a$) (однако дальность увеличивается), что определяет выбор рабочих частот ГДО.

Таблица 2. Дальность (метры) ГДО при диапазоне АРУ 120 дБ

f, кГц α, дБ/м	1	0.5	0.1
0.1	~1300	~2000	~4800
1	~240	~400	~1300
5	~65	~120	~400
10	~35	~65	~240
20	~20	~35	~140
30	~15	~25	~100
50	~10	~15	~65

В заключение отметим, что представленная концепция ГДО нуждается в дальнейшем развитии и изучении, и прежде всего в аспекте ее экспериментального подтверждения и апробации. Работа выполнена в рамках Программы П.2П фундаментальных исследований Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ключев М.С. Теоретические аспекты разработки гидролокатора донного обзора. // Вопросы прикладной математики и вычислительной техники. Сборник трудов № 9. МГСУ, 2006. С. 232–235.
2. Акустика морских осадков / Под ред. Л. Хэмптона. Пер. с англ. М.: Мир, 1977. 535 с.
3. Комиссарова Н.Н., Крайнов Е.Ю., Фурдуев А.В. Мониторинг газонасыщенности дна с использованием шумового поля акватории. // Доклады IX школы-семинара акад. Л.М. Бреховских. М.: ГЕОС, ИО РАН, 2002. С. 322–326.
4. Воловов В.И. Отражение звука от дна океана. М.: Наука, 1993. 272 с.
5. Исакович М.А. Общая акустика. М.: Наука, 1973. 496 с.
6. Кузнецов В.П. Нелинейная акустика в океанологии. М.: Физматлит, 2010. 264 с.
7. Шишкова Е.В. Физические основы промысловой гидроакустики. М.: Пищевая промышленность, 1977. 248 с.
8. Бреховских Л.М., Лысанов Ю.П. Теоретические основы акустики океана. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 262 с.

Aspects of under bottom sonar development are considered. Existing sonar devices of bottom investigations are analyzed. Features of the under bottom medium are analyzed. Operating principles of under bottom sonar are described. Estimates of its potential characteristics are calculated.

**Клюев М.С.¹, Ольховский С.В.², Фазлуллин С.М.¹,
Сажнева А.Э.¹, Евсенко Е.И.¹, Шрейдер Ал.А.³**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: mklyuev@mail.ru, ²Институт археологии РАН, г. Москва, ³НИИгазэкономика, г. Москва)

**О возможностях системы параметрического
профилографа, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS
для комплексных исследований донных антропоценовых
осадочных отложений**

**Klyuev M.S.¹, Olhovsky S.V.², Fazlullin S.M.¹, Evsenko E.I.¹,
Sazhneva A.E.¹, Shradet Al.A.³**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²Institute of Archaeology RAS, Moscow, ³SII GasEconomics, Moscow)

**About the capabilities of the system of parametric profilo-
graph, echolot and GLONASS/GPS receiver
for integrated studies of anthropocene bottom sediments**

Ключевые слова: антропоценовые донные отложения, донные слои и объекты, параметрический профилограф, эхолот, приемник ГЛОНАСС/GPS.

Изучение антропоценовых отложений является весьма важной и существенной научной задачей [1]. Это обусловлено тем, что эти отложения, помимо чисто геологического аспекта, являются своеобразной летописью истории человечества. Они содержат многочисленные артефакты, которые являются свидетелями исторических событий и процессов, а также отражают технологические, социальные и культурные этапы развития цивилизации. Оказавшись законсервированными в конкретных осадочных слоях, они зафиксировались на шкале времени и пространства, став своеобразными маяками ушедших исторических эпох. На суше эти отложения достаточно хорошо изучены, а под водой в донной среде являются малоизученными по причине их труднодоступности и до сих пор требуют интенсивных исследований.

Как известно, наиболее эффективными техническими средствами изучения подводной донной среды являются гидроакустические [2]. К ним относятся эхолоты (ЭХ), профилографы (ПФ), гидролокаторы бокового обзора (ГБО) и т.п. Наиболее эффективными для изучения структуры донных осадков являются гидроакустические профилографы, которые позволяют визуализировать структуру донных осадочных слоев и погребенные в них предметы, артефакты и постройки. При этом возраст t слоев, предметов и построек определяется исходя из скорости осадконакопления v (порядка 1–3 мм/год) по измеренной толщине h осадков над ними: $t = h/v$.

Одной из наиболее эффективных систем ПФ для изучения структуры донных осадков являются параметрические, которые обладают узкой диаграммой направленности (единицы градусов), что позволяет определять местоположение донных объектов [3]. Принцип действия параметрических ПФ основан на одновременном излучении двух близких высоких частот, в результате чего формируется разностная низкая частота вследствие нелинейных эффектов в водной среде. Эта низкая частота способна глубоко проникать в донные осадки, причем диаграмма направленности на низкой частоте близка к таковой на высокой. Выбор низкой частоты для конкретных исследований зависит от их целей и задач, но при этом следует учитывать, что чем ниже частота, тем хуже разрешение по глубине, но дальше проникновение в дно.

При проведении натурных исследований с помощью ПФ (обычного и параметрического) могут возникать различные факторы, снижающие эффективность его использования. К ним, в частности, относятся некоторые типы донных осадков (песок, галька, скалы), донная растительность (водоросли), объекты водной среды (ЗРС) и т.п. Для снижения влияния этих факторов следует оптимизировать выбор рабочей частоты ПФ (как правило в диапазоне 3–20 кГц) и использовать его совместно с другими приборами, исходя из конкретных условий проведения работ.

Исходя из этих соображений в лаборатории геофизики и тектоники дна Мирового океана ИО РАН в последнее время была скомпонована система, включающая низкочастотный параметрический донный профилограф, высокочастотный эхолот, приемник спутниковой навигации ГЛОНАСС/GPS, компьютер, устройство автономного питания и программное компьютерное обеспечение на базе прибора SeaKing DST компании Tritech International Limited. Эта система позволяет комплексно анализировать информацию об осадках, полученных с различных приборов, и делать более достоверные заключения об их свойствах.

Прибор SeaKing DST (Digital Sonar Technology) PSBP (Parametric Sub-Bottom Profiler) является эхолотом и параметрическим донным профилографом с цифровой обработкой данных. Он предназначено для профилирования и структурирования дна водоемов и водной толщи с глубиной погружения до 4000 м. Прибор представляет собой современный вариант эхолота, у которого одновременно излучаются две частоты – высокая (200 кГц) и низкая (20 кГц), что позволяет формировать узкую диаграмму направленности (4.5°) на низкой частоте за счет нелинейных гидроакустических эффектов (параметрический эффект). Низкая частота хорошо проникает в донный грунт (до 10 м) и позволяет получать информацию о его структуре (разрешение до 5 см). Эхолот имеет диаграмму направленности шириной 4° и позволяет измерять глубину с точностью 1–10 см.

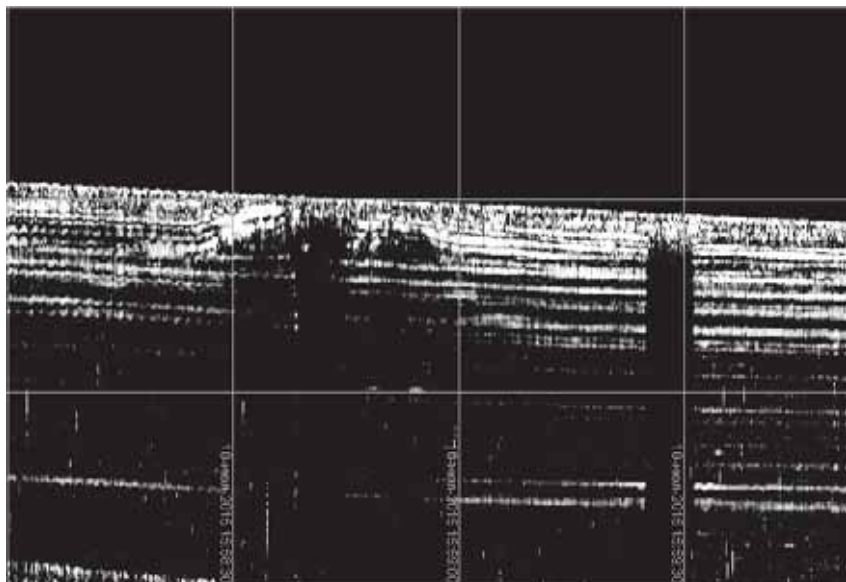


Рисунок 1. Донные слои (толщина около 10 см) и погребенные в дне объекты: древний (длина около 30 м, глубина около 0.3 м) – слева, современный (длина около 6 м) – справа, на Плещеевом озере.

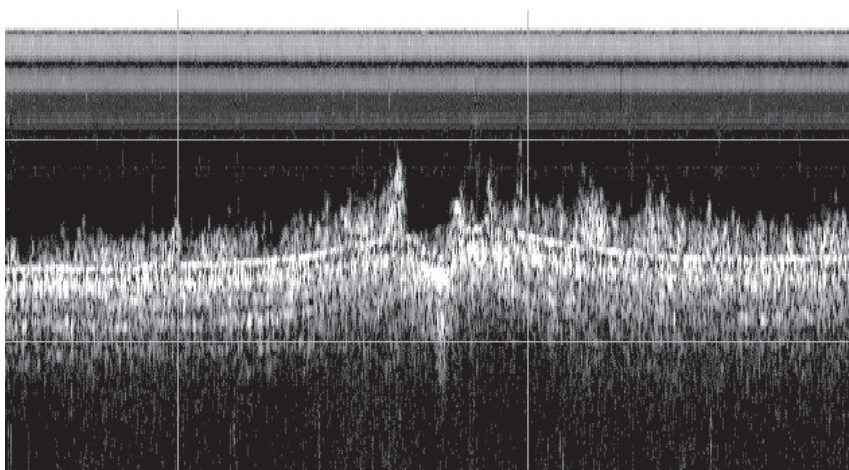


Рисунок 2. Обнаруженный донный объект в Фанагории: длина около 3 м, глубина залегания около 0.4 м.

При этом с помощью современного программного обеспечения (Seanet Software) осуществляется цифровая обработка гидроакустических сигналов. В результате прибор одновременно отображает в псевдоцвете и записывает информацию о профиле дна и объектах водной толщи (ОВТ) на высокой частоте и структуре дна и ОВТ на низкой частоте с привязкой к данным спутниковой навигации ГЛОНАСС/GPS в реальном режиме времени.

Испытания системы проводились на Плещеевом озере и в районе древнего города Фанагория в Таманском заливе в рамках Государственного задания проект №0149-2014-0030, гранта РФФИ №15-06-02485 и Программы II.2П фундаментальных исследований Президиума РАН.

На Плещеевом озере [4] дно слагается иловыми отложениями (скорость осадконакопления 1–2.5 мм/год), а водоросли на глубине (от 3 до 20 м в районе работ) практически отсутствуют, и система уверенно распознавала донные слои толщиной до 10 см на глубину до 5 м в дно. Были обнаружены погребенные в дне современные и древние объекты, что выявлялось по характеру осадочных слоев в местах их расположения (рис. 1). Современные объекты нарушают целостность донных слоев вследствие их погружения в древние слои и не занесены слоями последующих осадков. Древние объекты, напротив, не нарушают целостности древних слоев и укрыты последующими слоями осадконакопления. Имеется возможность определения размеров объектов и датировки древних объектов по толщине расположенных над ними осадков. Так длина древнего объекта составляет около 30 м, глубина около 0.3 м (возраст около 170 лет), а длина современного объекта составляет около 6 м.

В Фанагории [5] дно также слагается иловыми отложениями, но ситуация несколько иная. Дело в том, что дно неглубокого (от 1 до 3 м в районе работ) и теплого Таманского залива покрыто полуметровыми водорослями, которые содержат газовые пузырьки и вследствие этого рассеивают гидроакустические сигналы, экранируя донные структуры. В областях где водоросли отсутствовали, система показала те же результаты, что и на Плещеевом озере. Однако в областях покрытой травой она в некоторой мере экранировала донные структуры. При этом был обнаружен интересный эффект: если в иле располагался объект, трава на этом месте росла хуже и он просвечивал на ее фоне. Это позволило уверенно обнаружить уже известные погребенные объекты и выявить потенциальные места расположения новых. Кроме того, информация эхолота о профиле дна позволила уверенно определить места расположения каменного и известнякового молов Фанагории, выявленные ранее другими методами. В процессе проведения работ была проведена гидроакустическая съемка всей водной части фанагорийского археологического заповедника размером 1400 м×400 м с шагом 2.5 м между галсами. На рис.2 представлен обнаруженный донный объект в Фанагории длиной около 3 м с глубиной залегания около 0.4 м.

В заключение отметим, что проведенные испытания системы параметрического ПФ, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS показали ее эффективность и информативность для изучения антропоценовых донных осадков и позволили получить целый ряд интересных результатов, которые будут более детально изучены в процессе дальнейшей обработки экспериментальных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Crossland C.J., Kremer H.H., Lindeboom H.J., Marshall J.I. Coastal Fluxes in the Anthropocene. Springer Edition, 2004. 234 p.
2. Матвиенко В.Н., Тарасюк Ю.Ф. Дальность действия гидроакустических средств. Л.: Судостроение, 1976. 198 с.
3. Кузнецов В.П. Нелинейная акустика в океанологии. М.:Физматлит, 2010. 263 с.
4. Экосистема озера Плещеево. Л.: Наука, 1989. 264 с.
5. Фанагория. По материалам Таманской экспедиции Института археологии РАН / Под редакцией В.Д. Кузнецова. М., 2008. 104 с.

The relevance and methods of study of the Anthropocene sediments are considered. The prospectivity of the sonar profilograph for study them is highlighted. The system of parametric profilograph, echolot and GLONASS/GPS receiver on computer base for the study of Anthropocene sediments is described. Preliminary results of the use of this system on Pleshcheyevo lake and in Phanagoria are presented.

Козлов Д.Н.¹, Субетто Д.А.², Фирсенкова В.М.³

(¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск;

²Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; ³Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург)

Основные результаты геоморфологических исследований вулканических озер Курильской островной дуги и перспективы палеолимнологических реконструкций

Kozlov D.N.¹, Subetto D.A.², Firsenkova V.M.³

(¹Institute of marine geology and geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk; ²Institute of water problems of the North KarSC RAS, Petrozavodsk; ³Gertsen Russian state pedagogical university, Sankt-Peterburg)

Main results of geomorphological investigations of volcanic lakes of the Kurile island arc and perspectives of paleolimnological reconstructions

Ключевые слова: озеро, кратер, вулкан, морфология

Вулканические озера подробно изучены во многих районах мира [1–13], при этом, отечественными учеными детально изучена морфология двух кратерных озер полуострова Камчатка – Курильского [14] и Карымского [15]. В пределах Курильской островной дуги в рейсах НИС «Вулканолог» и НИС «Пегас» проведены комплексные исследования затопленных кальдер Львиная Пасть на о. Итуруп [16, 17], Горшкова и Внешней кальдеры Горшкова, кальдеры у о. Онекотан. С борта моторной лодки обследован кратер вулкана Ушишир (о. Янкича) – бухта Кратерная [18–21]. Некоторые материалы об озерах Курил содержатся в работах К.К. Зеленова и М.А. Канакиной [22], А.В. Зотова и др. [23], С.М. Фазлуллина и В.В. Батояна [24]. Однако, в целом, до настоящего времени кратерные озера Курильских островов оставались практически не исследованными. С 2005 г. в ИМГиГ ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск) ведется работа по исследованию особенностей морфологии и генезиса труднодоступных и до сих пор практически не изученных вулканических озер Курильских островов. Исследования выполняются при помощи современной методики цифрового эхолокационного профилирования с синхронной спутниковой привязкой по профилю и компьютерной обработкой эхограмм, результаты обсуждаются и анализируются в тесном сотрудничестве со специалистами РГПУ им. А.И. Герцена (г. Санкт-Петербург) и ИВПС КарНЦ РАН (Петрозаводск). Таким образом, совместными усилиями исследователей из нескольких научных и образовательных организаций выполняется работа по обобщению информации о специфике морфометрии и генезиса уникальных объектов – вулканических водоемов.

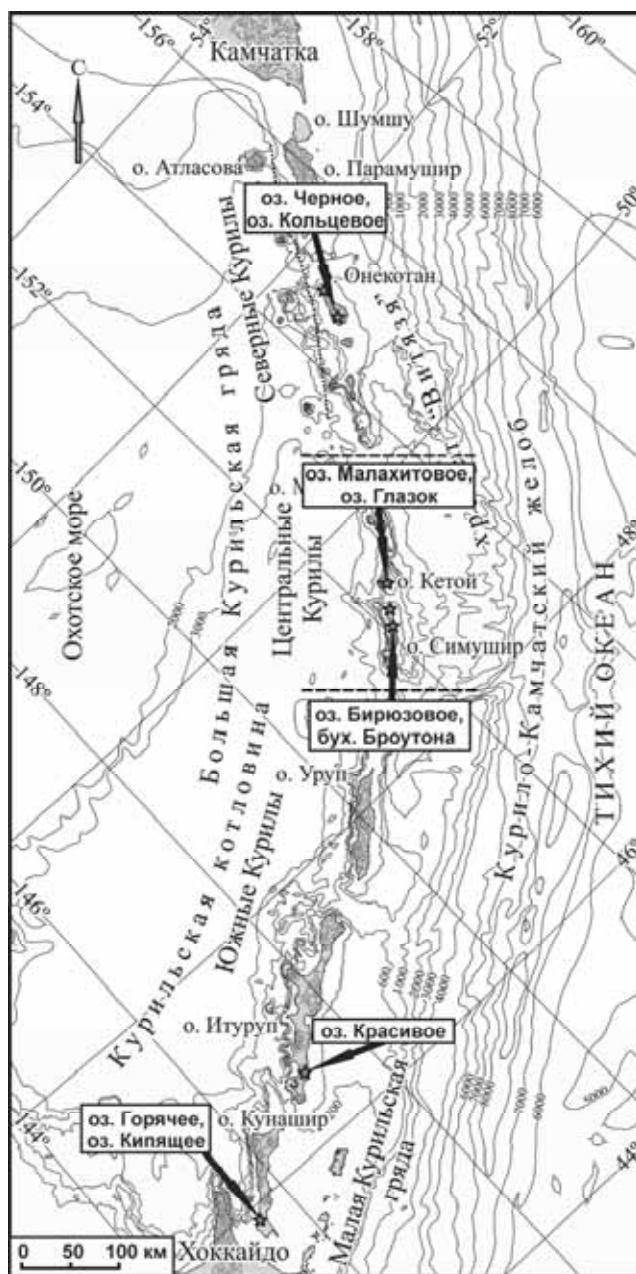


Рисунок 1. Расположение кратерных озер Курильских островов.

На сегодняшний день получены профили, составлены батиметрические схемы и модели ряда озер Курильских островов: Горячее и Кипящее (кальдера Головнина, о. Кунашир), Бирюзовое (кальдера Заварицкого, о. Симушир), бухта Броутона (кальдера Броутона, о. Симушир), Малахитовое и Глазок (вулкан Кетой, о. Кетой), Черное (кальдера Немо, о. Онекотан), залива Львиная Пасть (кальдера Львиная Пасть, остров Итуруп) и озера Красивое (кальдера Урбич, остров Итуруп) (рис.) [25]. В пределах указанных вулканических водоемов выявлены и описаны подводные экструзивные купола, эксплозивные воронки и гидротермальные выходы, определяющие разнообразие форм котловин вулканических озер и эволюцию озерных систем в целом.

Следует существенно расширить комплекс проводимых исследований и дополнить их данными об истории формирования озерных систем и специфике седиментогенеза в их пределах. Необходимо выполнить тефрохронологические изыскания, радиоуглеродное датирование и геоморфологическое моделирование котловин, исследование вещественного состава донных осадков, включающего определение минерального, гранулометрического и химического составов, после чего станет возможным создание комплексных моделей вулканических озер. Такая работа, несомненно, требует проведения ежегодных дорогостоящих экспедиций в труднодоступных районах, однако, она позволит достоверно уточнить данные о характере природно-климатических условий на Курильских островах в позднем плейстоцене и голоцене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aeschbach-Hertig W., Hofer M., Schmid M. et al. The physical structure and dynamics of a deep, meromictic crater lake (Lac Pavin, France) // *Hydrobiologia*. 2002. V. 487. P. 111–136.
2. Beck Chr., P. Van Rensbergen, De Batist M. et al. The Late Quaternary sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): an overview from two seismic-reflection surveys // *Journal of Paleolimnology*. 2001. V. 25: P. 149–161.
3. Brothers D.S., Kent G.M., Driscoll N.W. et al. New Constraints on Deformation, Slip Rate, and Timing of the Most Recent Earthquake on the West Tahoe–Dollar Point Fault, Lake Tahoe Basin, California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2009. V. 99. № 2A. P. 499–519.
4. Diaconu D.C., Mailat E. Complex study of the lacustrine ecosystems of Mohoș Swamp // *Lakes, reservoirs and ponds*. 2010. V. 4(1). P. 70–78.
5. Huguen C., Foucher J.P., Mascle J. et al. Menes caldera, a highly active site of brine seepage in the Eastern Mediterranean sea: «In situ» observations from the NAUTINIL expedition (2003) // *Marine Geology*. 2009. V. 261. P. 138–152.
6. Kazmierczak J., Kempe S. Genuine modern analogues of Precambrian stromatolites from caldera lakes of Niuafo'ou Island, Tonga // *Naturwissenschaften*. 2006. V. 93. P. 119–126.

7. Kazmierczak J., Kempe S., Kremer B. et al. Hydrochemistry and microbialites of the alkaline crater lake Alchichica, Mexico // *Facies*. 2011. V. 57. P. 543–570.
8. Legesse D., Vallet-Coulomb Chr., Gasse F. Analysis of the hydrological response of a tropical terminal lake, Lake Abiyata (Main Ethiopian Rift Valley) to changes in climate and human activities // *Hydrological processes*. 2004. V. 18. P. 487–504.
9. Moernaut J., Verschuren D., Charlet F. et al. The seismic-stratigraphic record of lake-level fluctuations in Lake Challa: Hydrological stability and change in equatorial East Africa over the last 140 kyr // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 290. P. 214–223.
10. Morgan L.A., Shanks P., Lovalvo D et al. The Floor of Yellowstone Lake is Anything but Quiet! New Discoveries in Lake Mapping // *Yellowstone Science* 2003. V. 11. № 2. P. 15–30.
11. Rodriguez-Rodriguez M., Moreno-Ostos E., De Vicente I. et al. Thermal structure and energy budget in a small high mountain lake: La Caldera, Sierra Nevada, Spain // *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*. 2004. V. 38. P. 879–894.
12. Takano B., Suzuki K., Sugimori K. et al. Bathymetric and geochemical investigation of Kawah Ijen Crater Lake, East Java, Indonesia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2004. V. 135. P. 299–329.
13. Tamura Y., Tani K., Ishizuka O. et al. Are Arc Basalts Dry, Wet, or Both Evidence from the Sumisu Caldera Volcano, Izu-Bonin Arc, Japan // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. № 9. P. 1769–1803.
14. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования оз. Курильского // *Вулканология и сейсмология*. 1990. № 4. С. 92–111.
15. Ушаков С.В., Фазлуллин С.М. Морфометрические исследования Карымского озера // *Вулканология и сейсмология*. 1997. № 5. С.132–141.
16. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 4. С. 44–53.
17. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Экструзии (плюмы) Охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп) // *Литосфера*. 2008. № 1. С. 124–132.
18. Бондаренко В.И. Новые данные о строении о-вов Ушишир (Средние Курилы) // *Мелководные газогидротермы и экосистема бух. Кратерной (вулкан Ушишир, Курильские острова)*. Кн. 1: Функциональные характеристики. Ч. 1. Владивосток, 1991. С. 5–12.
19. Бондаренко В.И., Гавриленко Г.М., Сазонов А.П. Морские вулканологические исследования бухты Кратерной // *Биология моря*. 1989. № 3. С. 19–28.
20. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // *Вулканология и сейсмология*. 2003. № 3. С. 35–51.
21. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2003. № 2. С. 80–88.
22. Зеленов К.К., Канакина М.А. Бирюзовое озеро (кальдера Заварицкого) и изменение химизма его вод в результате извержения 1957 г. // *Бюл. вулканол. станции*. 1962. № 32. С. 33–44.
23. Зотов А.В., Сорокин В.И., Никитина И.Б. Некоторые особенности современной гидротермальной деятельности в кальдере вулкана Головинна (о-в Кунашир) // *Современные гидротермы и минералообразование*. М.: Наука, 1988. С. 54–68.

24. Фазлуллин С.М., Батоян В.В. Донные осадки кратерного озера вулкана Головинина // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 44–55.
25. Козлов Д.Н. Особенности морфологии кратерных озер Курильских островов: автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук: 25.00.25. ФГБОУ ВПО «РГПУ им. А. И. Герцена». Санкт-Петербург, 2013. 24 с.

A brief review of researches of the geomorphology features of volcanic crater lakes of the Kuril island arc, their brief analysis are given and also future prospects of palaeolimnological study of these unique water reservoirs are described.

Кохан А.В., Дубинин Е.П.

(МГУ им. М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва: kkkkk1987@mail.ru)

Ультрамедленный спрединг и геодинамические обстановки его проявления

Kokhan A.V., Dubinin E.P.

(¹Lomonosov Moscow State University, Museum of Earth Sciences)

Ultra-slow spreading and geodynamic environments of its manifestation

Ключевые слова: спрединг, ультрамедленный спрединг, океанический рифтогенез, геодинамические обстановки

В большинстве исследований рассмотрение особенностей ультрамедленного спрединга касалось процессов, происходящих на спрединговых хребтах, характеризующихся очень медленными ($V_{\text{спр}} < 2$ см/год) скоростями спрединга. Эти хребты занимают около 20% длины всей мировой системы спрединговых хребтов. Они характеризуются особенностями строения и механизмами аккреции коры, отличными от всех других хребтов, в том числе и от хребтов с медленными скоростями спрединга. Это дало основание выделить их в особый тип ультрамедленных спрединговых хребтов [1–4].

Однако помимо спрединговых хребтов существует немало примеров, когда ультрамедленный спрединг проявляется в иных геодинамических обстановках. В процессе рифтогенеза, сопровождаемого растяжением и утонением континентальной коры и литосферы, зачастую происходит разрыв сплошности литосферы и формируется новая океаническая кора. В этом случае происходит переход от рифтинга (растяжения коры) к очень медленному спредингу. Характер растяжения не в последнюю очередь зависит от той геодинамической обстановки, в которой это растяжение реализуется. Глобальное распределение полей напряжений в литосфере Земли четко определяет области растяжения (связаны с зонами рифтогенеза и мировой системой срединно-океанических хребтов); сжатия (связаны с поясами субдукции и коллизии плит); сдвиговых деформаций (приурочены к крупным сдвигам и трансформным системам). На фоне этой глобальной картины развиваются геодинамические обстановки, где в течение длительных промежутков времени (миллионы – десятки миллионов лет) происходило очень медленное (< 2 см/год) растяжение литосферы, сопровождаемое аккрецией новой океанической коры. Ниже приведены основные геодинамические обстановки, в которых проявляется ультрамедленный спрединг и дана их краткая характеристика.

1. На спрединговых хребтах, сформированных при расколе континентальной литосферы (хребты Гаккеля, Мона, Рейкьянес, Кольбейнсей, Юго-западный Индийский, Красноморский и Аденский рифты);

2. При переходе от континентального рифтинга к ранней стадии океанического спрединга (все спрединговые хребты континентального заложения);

3. На ранней стадии формирования спрединговых хребтов при расколе океанической литосферы и/или при кинематической перестройке границ плит и перескоках оси спредингового хребта (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Юго-Восточный Индийский хребет);

4. При затухании спрединга и отмирании спрединговых хребтов (хребет Математиков);

5. При продвижении спредингового хребта в пределы континентальной литосферы: а) в условиях влияния горячей точки (Красноморско-Аденский рифт), б) при наличии сдвигов, предшествующих спредингу (рифт Калифорнийского залива);

6. В сдвиго-раздвиговых зонах трансформного типа: а) в транзитных зонах, сформированных между двумя спрединговыми хребтами (хребет Книповича); б) в сдвиго-раздвиговых зонах в пределах океанической литосферы (Американо-Антарктический хребет); в) в зонах локального растяжения на фоне регионального сдвига, в структурах типа пул-эпарт (трог Кайман, южная граница плиты Скотия);

7. В зонах активных континентальных окраин: а) при задуговом рифтинге (рифт пролива Брансфильд) б) при задуговом междусубдукционном спрединге (северный бассейн моря Фиджи, трог Айю, Сорол); в) рассеянный, или диффузный спрединг в задуговых районах (центральный бассейн Скотия и современный рассеянный спрединг в юго-восточной части моря Скотия); г) при междуговом рифтинге/спрединге (Марианский трог)

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00528 и № 15-05-03486).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. 2001. М.: ГЕОС, 293 с.
2. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. V. 426. P. 405–412.
3. Michael P., Langmuir C., Dick H. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. 2003. V. 423. P. 956–961.

4. Sauter D., Cannat M. The ultraslow-spreading Southwest Indian ridge // Diversity of hydrothermal systems on slow-spreading ocean ridges / Eds.: P. Rona, C. Devey, J. Dymont, B. Murton. AGU. 2010. P. 153–173.

The paper is dedicated to manifestations of ultra-slow spreading in different geodynamic environments in areas of prevailing extension, compression and strike-slip deformations. As a result of analyses 7 types of geodynamic environments of ultra-slow spreading were distinguished.

Крек А.В.^{1, 2}

(¹Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград, e-mail: av_krek_ne@mail.ru; ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград)

Изменение особенностей вдольберегового перемещения осадочного материала в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики в климатическом масштабе

Krek A.V.^{1, 2}

(¹Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Kaliningrad;

²I. Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

Change of the features of alongshore movement of sedimentary material in the coastal part of the South-eastern Baltic Sea in the climate scale

Ключевые слова: Юго-Восточная Балтика, вдольбереговой поток наносов, наносодвижущие силы, изменение климата, миграции наносов

В условиях господства ветров западных румбов в Юго-Восточной Балтике выделялся единый вдольбереговой поток наносов, берущий начало у м. Таран и действующий до м. Колкасагс (Латвия) [1–5]. Позднее возникла теория существования сходящихся (встречных) потоков осадочного материала [6–11], которая была подтверждена результатами расчетов [12, 13]. Были выделены зоны конвергенции встречных потоков наносов, приуроченных к изгибам береговой линии. Последнее обобщение направленности действия наносодвижущих сил в береговой зоне моря Калининградской области были проведены гидрометеорологическим методом [14] с использованием метеорологических данных середины XX века. Была выявлена система двух встречных вдольбереговых потоков наносов, действующих вдоль северного побережья Самбийского полуострова и Куршской косы с зоной конвергенции в районе пос. Нида [15]. Позднее, по результатам моделирования, был получен схожий результат [16].

Изменение глобального климата [17–20] отражается на особенностях ветро-волнового режима, что приводит к изменениям особенностей вдольберегового перемещения осадочного материала. Использование в расчетах наносодвижущих характеристик единого метода позволяет оценить изменчивость вдольбереговых процессов.

В настоящей работе приведены результаты расчетов, выполненных гидрометеорологическим методом [14] на основе метеоданных, полученных в 2006–2014 гг. автоматической гидрометеорологической станцией (АГМС), установленной на морской ледостойкой стационарной платформе (МЛСП

D-6). АГМС установлена на высоте 27 м, поэтому скорость ветра приведена к стандартному уровню измерений 10 м [21]. Рассчитаны повторяемость (%), средняя скорость ветра (м/с) по активным морским румбам и длина разгона ветра (км). Учитывая отсутствие или минимальное проявление литодинамических процессов при слабых ветрах и волнении расчеты выполнены для скорости ветра более 5 м/с.

Вдоль северного побережья Калининградской области и морского побережья Литвы были выбраны 34 точки для проведения расчетов с интервалом 5 км на побережье Самбийского полуострова и Куршской косы и с интервалом 10 км в районе материковой части Литвы (рис.). В каждой точке получены характеристики режима волнения: вдольбереговая наносодвижущая сила и лобовое воздействие волнения.

В качестве подтверждения направления переноса осадочного вещества было определено направление вдольберегового переноса, согласно подходу, основанному на определении изменений гранулометрических коэффициентов (средний размер, коэффициент сортировки и асимметрии) [22] на линейно вытянутом участке вдоль Куршской косы (глубины 10 м). Для оценки было использовано 22 пробы донных отложений (на участке между точками 14–21).

С середины XX века [15] произошли изменения в структуре основных направлений и повторяемости ветров [23–26]. Так, количество северо-западных ветров, особенно штормовых, уменьшилось, а количество западных ветров, также часто относящихся к штормовым, увеличилось.

Результаты вычислений основных параметров вдольберегового потока наносов представлены на рисунке. Роль продольных, поперечных движений наносов и вектора энергии общего наносодвижущего действия в районе исследования, в общем, возрастает с удалением от Самбийского полуострова, что, в первую очередь, связано с особенностями экспозиции береговой линии и возрастающего действия ветров западного румба.

Поперечные движения наносов практически повсеместно превышают величину размаха вдольбереговых миграций. Тем не менее, размах миграций остается достаточно высоким на всем протяжении береговой линии исследуемого района. Высокий показатель размаха миграций свидетельствует об изменяющемся направлении подвижек наносов (миграций) снижающих объем однонаправленного переноса рыхлого материала [27] в различных гидрометеорологических условиях и подтверждает концепцию «локальных миграций» наносов.

С учетом изменений метеорологического режима произошло закономерное изменение особенностей осадконакопления. Изменение действия наносодвижущих сил в настоящее время привело к расширению зоны транзита осадочного материала и к смещению зоны аккумуляции на север. Ранее четко прослеживаемая зона дивергенции потока наносов в пределах исследуемого района не обнаружена.

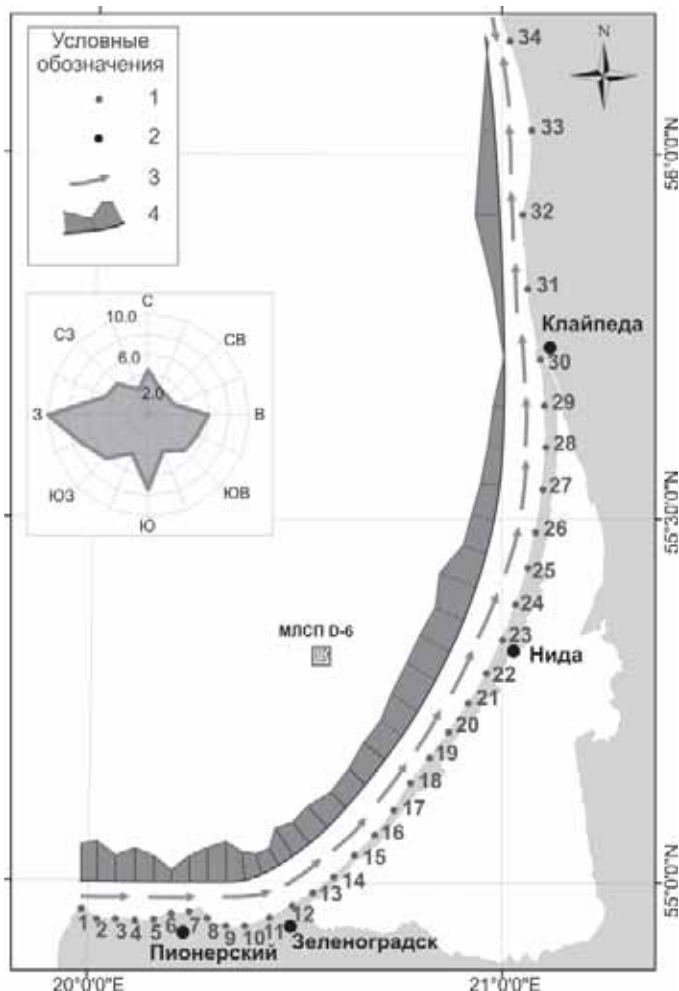


Рисунок. Распределение наносодвижущей силы на северном побережье Калининградской области и Литвы, рассчитанной по метео данным с МЛСП за 2006–2014 гг. Условные обозначения: 1 – точки расчетов; 2 – населенные пункты; 3 – направление действия относительной наносодвижущей силы; 4 – сила воздействия относительной наносодвижущей силы в масштабе. На врезке роза ветров скоростью более 5 м/с за 2006–2014 гг.

Гранулометрический метод [22] подтвердил генеральное направление вдольберегового перемещения наносов вдоль российской части Куршской косы. Похожие результаты были получены в работе [28].

Работа была выполнена при поддержке гранта РНФ №14-37-00047 (гидрометеорологические исследования) и РФФИ 15-35-50671 мол_нр (расчеты вдольберегового перемещения наносов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болдырев В.Л., Гуделис В.К., Кнапс Р.Я. Потоки песчаных наносов Юго-Восточной Балтики // Исследования динамики рельефа морских побережий. М.: Наука. 1979. С. 14–18.
2. Болдырев В.Л., Зенкович В.П. Балтийское море // Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. М.: Наука, 1982. С. 214–218.
3. Зенкович В.П. Некоторые вопросы динамики польского берега Балтийского моря // Известия ВГО. 1958. Т. 90. Вып. 3.
4. Кнапс Р.Я. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях // Изв. АН Латв. ССР. 1952. № 6 (59). С. 87–130.
5. Ульст В.Г. Дифференциация песчаного материала по форме зерен в прибрежно-морских условиях // Baltica. 1965. V. 2. P. 167–180.
6. Богданов Н.А., Совершаев В.А., Жиндарев Л.А., Агапов А.П. Эволюция представлений о динамике юго-восточных берегов Балтийского моря // Геоморфология. 1989. № 2. С. 62–69.
7. Бойнагрян В.Р. Динамика и морфология Самбийского полуострова // Океанология. 1966. Т. VI. Вып. 3. С. 458–465.
8. Бойнагрян В.Р. Морфометрический анализ кратковременных изменений рельефа береговой зоны // Океанология. 1966. Т. VI. Вып. 4. С. 651–658.
9. Леонтьев О.К., Жиндарев Л.А., Рябкова О.И. Происхождение и эволюция крупных береговых аккумулятивных форм // Теоретические проблемы развития морских берегов. М.: Наука, 1989. С. 83–91.
10. Шуйский Ю.Д. Особенности прибрежно-морских россыпей восточной Балтики в связи с режимом вдольберегового потока наносов. Дис. канд. геогр. наук. В 2-х томах. Москва: ИО АН СССР, 1969. 292 с.
11. Шуйский Ю.Д., Болдырев В.Л., Кочетков Б.В. Об условиях и особенностях формирования прибрежно-морских россыпей восточной части Балтийского моря // ДАН СССР. Т. 194. № 1. 1970. С. 187–190.
12. Кирлис В.И. Некоторые особенности динамики морских берегов пересыпи Куршо-Нерия // Тр. АН ЛитССР. 1971. Сер. Б. Т. 4 (67). С. 211–224.
13. Рябкова О.И. Динамика берегов Самбийского полуострова и Куршской косы в связи с проблемами берегозащиты: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Геогр. ф-т МГУ, 1987. 17 с.
14. Кнапс Р.Я. О расчете мощности вдольбереговых потоков наносов в море // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. Б. С. 848–857.
15. Бабаков А.Н. Пространственно-временная структура течений и миграций наносов в береговой зоне юго-восточной Балтики (Самбийский п-ов и Куршская коса). Дисс. канд. геогр. наук. Калининград: КГУ, 2003. 273 с.
16. Soomere T., Viška M. Simulated wave-driven sediment transport along the eastern coast of the Baltic Sea // Journal of Marine Systems. 2013. doi: 10.1016/j.marsys.2013.02.001.

17. BACC Author Group., Assessment of climate change for the Baltic Sea basin. Berlin: Springer-Verlag, 2008. 473 p.
18. IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change, 2008.
19. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Stocker T.F., D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 p.
20. HELCOM, Climate change in the Baltic Sea Area: HELCOM thematic assessment in 2013 // Baltic Sea Environment Proceedings. 2013. № 137. 66 p.
21. Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений. 5-е изд. Секретариат Всемирной метеорологической организации. Женева-Швейцария, 1983. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1988. № 8.
22. MacLaren P., Bowles D. The effects of sediment transport on grain-size distributions // Journal of Sedimentary Petrology. 1985. V. 55. № 4. P. 0457–0470.
23. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. I. Балтийское море. Вып. 1. Балтийское море без заливов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. С. 130–146.
24. Гидрометеорологические условия. Проект “Моря СССР” Т. III. Балтийское море. Вып. 1. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 450 с.
25. Дубравин В.Ф., Стонт Ж.И. Гидрометеорологический режим, структура и циркуляция вод // Нефть и окружающая среда Калининградской области. Т. II: Море. Калининград: Терра Балтика, 2012. С. 69–105.
26. Климатический и гидрологический атлас Балтийского моря / Ред. В.С. Самойленко. М.: Гидрометеиздат, 1957. 106 с.
27. Бабаков А.Н. Динамика осадочного вещества в береговой зоне моря // Нефть и окружающая среда Калининградской области. Т. II: Море. Калининград: Терра Балтика, 2012. С. 37–59.
28. Сергеев А.Ю. Особенности направления транспортировки песчаного материала в береговой зоне Самбийского п-ова Калининградской области // Материалы XVIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии, М.: ГЕОС, 2009. Т. 5. С. 145–150.

The performed study clarifies the understanding of the process of moving sediment within the coastal zone for the eastern coast of the Gdansk Basin of the Southeastern Baltic Sea. Variability of processes of sediment substances transport is traced. The main factor determining the variability of the processes in the coastal zone is a hydrometeorological regime.

Кругляков В.В.

(Государственный научный центр «Южморгеология», Геленджик,
e-mail y-kruglyakov@mail.ru)

О некоторых противоречиях

в современных геотектонических построениях

Kruglyakov V.V.

(State scientific center "Yuzhmorgeologiya", Gelendzhik)

About some contradictions in modern geotectonic constructions

Ключевые слова: возраст осадочных пород океана, районирование океана по возрасту осадков

По данным глубоководного бурения в восточной части Тихого океана восточнее линии (или полосы) Императорский хребет–Гавайский архипелаг–острова Лайн–Туамоту в основании разреза чехла залегают осадочные образования эоцена–олигоцена. Западнее этой линии (полосы) наиболее древние осадки представлены палеоценом, поздним, далее к западу ранним мелом, а в зоне развития гайотов, в частности, Магеллановых гор, даже юрой. На востоке Индийского океана, восточнее, хребта Инвестигейтор, в основании разреза выделены меловые отложения. Западнее нижняя часть разреза представлена эоценом – олигоценом, как и на востоке Тихого океана. Таким образом, на основании этих наблюдений вывод: Мировой океан как область накопления обломочных и биогенных осадков состоит из двух резко различных по площади основных сегментов: мезозойского, занимающего порядка 20% всей площади, и кайнозойского возраста (рис. 1). Области накопления палеозойских отложений глубоководным бурением не установлены. Это свидетельствует о молодости Мирового океана.

Определение возраста геологического объекта представляется наиболее надежным по палеонтологическим остаткам. Такое определение наиболее объективно, поскольку основывается на эволюции жизни Земли. Оно не допустит ошибки, описанной Д. Кроненом [1], при выявлении «парадокса конкреций». В соответствии с его наблюдением по данным абсолютной геохронологии (физического метода, на результаты которого влияет масса дополнительных параметров, точно учесть которые практически не представляется возможным) скорость накопления осадков измеряется миллиметрами в тысячу лет, а скорость роста конкреций – миллиметрами в миллион лет. При этом конкреции, обладающие более высокой объемной массой, не только не погружаются в осадок с меньшей объемной массой, но и не покрываются свежим осадочным материалом. Возраст же конкреций в Северо-восточной котловине Тихого океана в ядрах миоценовый, а в оболочках плейстоцен-голоценовый [2]. По сути, взаимоотношение конкреций

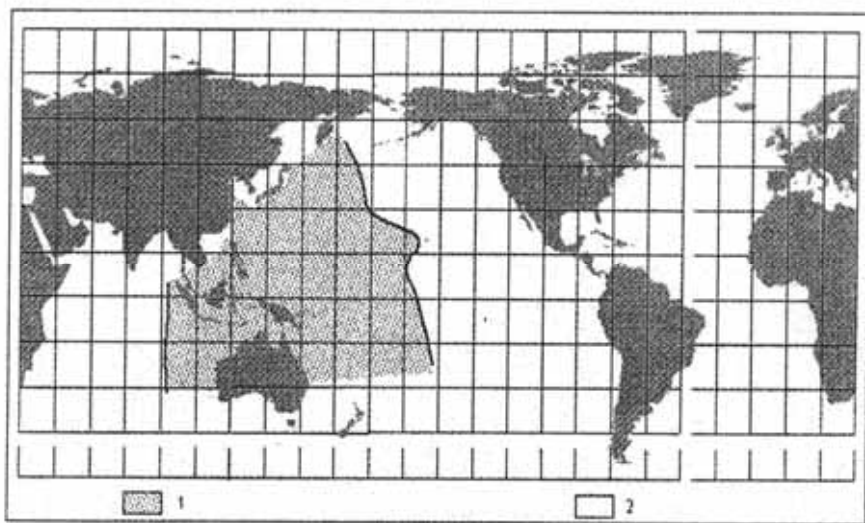


Рисунок 1. Схема расположения мезозойской и кайнозойской частей Мирового океана [1]: 1 – мезозойский сегмент океана, 2 – кайнозойский сегмент океана

и подстилающих их глин, а так же близость их геохимической специализации надежное свидетельство общности (единства) процесса формирования глин и конкреций в результате гальмиролиза [3].

Множество литературных источников, от учебников общей геологии, публикаций разных лет, представлений о строении Земли, ее развитии в течение последних четырех миллиардов лет, описывают трехслойное строение земной коры. Информация о результатах бурения Кольской сверхглубокой скважины, в задачу которой входило вскрытие границы Конрада между гранитной и подстилающей ее базальтовой частью земной коры, не подтвердила трехслойного ее строения.

Кольская скважина, не смотря на все сложности, решила геологическую задачу. Она достигла отметки, на которой предполагалась граница между «гранитным» и «базальтовым» слоями коры – поверхности Конрада и заглубилась под нее. Тем не менее, базальтов она не обнаружила.

Земная кора континентов и океанов принципиально различна как по мощности, так и по составу. Есть ли реальный базальтовый слой на континентах, остается загадкой. Отсутствие гранитного слоя в собственно океанах сомнений не вызывает.

Одним из главнейших наблюдений и сделанных выводов о строении и развитии Земли является наблюдение Альфреда Вегенера конформности западных и восточных берегов Атлантического океана и вывод об образо-

вании Атлантики в результате раздвижения Американских континентов с одной стороны и Европы (Евразии) и Африки с другой. Это наблюдение и соответствующий вывод стали первоосновой концепции плитовой тектоники.

Главным достижением этой концепции является решение проблемы спрединга – раздвижения блоков земной коры. Это явление наиболее эффективно можно наблюдать геоакустическими методами исследований.

По данным локации бокового обзора дальнего действия отчетливо видны трещины отрыва, сопровождающиеся уступами, акустические тени вдоль осевой части долины (рис. 2). На сонограммах, получаемых многолучевыми эхолотами, отчетливо отмечается сегментация рифтовых долин [4].

Более эффективную картину можно наблюдать с помощью придонного локатора бокового обзора высокого разрешения (рис. 3)

По результатам спутниковых наблюдений оценены скорости раздвижения блоков разных участков срединно-океанических хребтов, которые составляют сантиметры в год. Другими словами, спрединг – явление естественное, подлежащее изучению, качественному и количественному описанию.

Спрединг предопределяет молодой вулканизм и гидротермальную активность, что в свою очередь позволяет решать прикладные задачи формирования полиметаллических рудных залежей.



Рисунок 2. Фрагмент сонограммы рифтовой долины Восточно-Тихоокеанского поднятия. Гидролокатор дальнего действия «Океан». НИС «Геленджик», 1990 г.

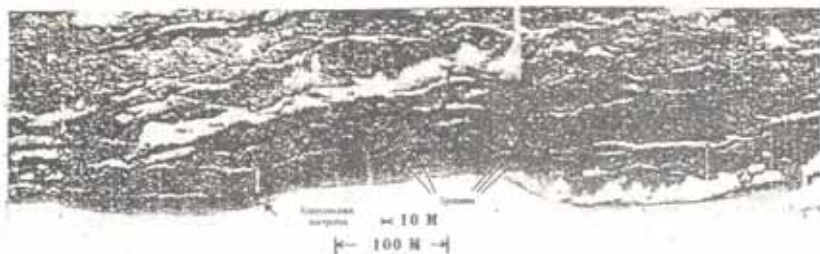


Рисунок 3. Трещины отрыва в борту рифтовой долины ВТП. Гидролокатор высокого разрешения морского акустического комплекса МАК. НИС «Геленджик», 1990 г.

Сложнее обстоит дело с дрейфом континентов. Земля – тело достаточно близкое по форме к сфере, вращающееся вокруг своей оси. То есть, наша планета – гигантский гироскоп. Вращение позволяет массам концентрироваться в определенном сегменте вблизи Экватора. По представлениям ряда ученых, например Сорохтина и Ушакова [5] такая ситуация могла складываться в эпоху Моногеи, Мегагеи, и Мезогеи. Кроме концентрирования масс в одном сегменте гироскоп позволяет относительно равномерно распределяться массам по всей поверхности вблизи экваториальной плоскости. Перемещение любых сколько-нибудь подвижных масс на поверхности или вблизи нее возможно только по нормали к оси вращения, т.е. исключительно в широтном направлении. Примерно такая ситуация отмечена указанными авторами при распаде Моногеи. В это время палеоконтиненты равномерно располагались между тропиками Рака и Козерога. При распаде Мегагеи авторы идеи дрейфа континентов уводят их далеко от Экватора, что в определенной мере противоречит распределению сил на поверхности вращающегося тела. Континентам следовало бы стремиться занимать позиции на наиболее длинном радиусе, а не уходить в средние и, тем более, высокие широты. Такие расположения древних континентов предположены авторами в эпохи Моногеи, ее распада, Мегагеи и Мезогеи. В остальное время положение континентов отлично от определяемого распределением сил.

О связи тектоники литосферных плит и дрейфа континентов со скоплениями вещества авторы концепции не сообщают.

Параллельно с концепцией плитовой тектоники Земли и дрейфа континентов развивается концепция расширяющейся Земли [6, 7]. Эта точка зрения прекрасно коррелирует с выводом А. Вегенера о раздвижении Атлантики, она хорошо увязывается с вулканизмом и гидротермальной активностью, объясняет возможность поставки мантийных элементов в поверхностные оболочки Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 390 с.
2. Мельников М.Е., Юбко В.М., Берберьян Т.К. и др. О стратиграфии железомарганцевых конкреций рудной провинции Кларион-Клаппертон // Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик: НИПИОкеангеофизика, 2003. С. 61–77.
3. Кругляков В.В. Минерагения Мирового океана в связи с геотектоникой // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М., 2005. Т. 1. С. 345–349.
4. Кругляков В.В. Новые данные о строении рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта севернее трансформного разлома Зеленого мыса // Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик: НИПИОкеангеофизика, 2003. С. 159–175.
5. Сорхтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд. МГУ, 2002. 506 с.
6. Нейман В.Б. Расширяющаяся Земля. М.: Географиздат, 1962. 80 с.
7. Ларин В.Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие). М.: Агар, 2005. 242 с.

Given DSDP and ODP testify to the beginning of formation of a sedimentary cover of east part of Indian Ocean and the West Pacific Silent in Mesozoic. In other part of the World Ocean the cover was shaped not earlier Paleocene. Concepts about continents drift is not provide.

Крылов А.А.¹, Ивашенко А.И.¹, Суетнова Е.И.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: artiomkrlyv@ocean.ru; ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва)

Моделирование реакции пористых флюидонасыщенных верхних осадков морского шельфа на сейсмическое воздействие

Krylov A.A.¹, Ivashchenko A.I.¹, Suetnova E.I.²

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

Modeling the earthquake response of the porous fluid-saturated offshore upper sediments

Ключевые слова: численное моделирование, сейсмическое микрорайонирование, флюидонасыщенность, пористая среда

Согласно современным нормам при строительстве в сейсмоопасных районах необходимо проводить сейсмическое микрорайонирование (СМР), включающее целый комплекс работ: инженерно-геологические изыскания, инструментальные исследования и теоретические расчеты.

Теоретические расчеты искусственных сейсмограмм и их спектральных характеристик производится с целью прогноза колебаний поверхности грунта под воздействием возможных сильнейших землетрясений для исследуемого района.

В последние десятилетия создавалось множество алгоритмов и компьютерных программ для численного моделирования распространения сейсмических волн сквозь грунтовую слоистую среду.

Среди них можно выделить алгоритм NERA [1], который благодаря удачной физико-математической модели нашел применение в прикладных расчетах при СМР.

Однако NERA имеет дело с вязко-упругим поведением грунта. В реальности же грунта имеет пористую структуру. И особое значение для прочностных характеристик грунта имеет его флюидонасыщенность. Особенно это актуально, когда СМР проводится на морском шельфе, когда поры полностью заполнены водой либо водогазовой смесью.

Поэтому возникла задача численного моделирования прохождения поперечной сейсмической волны сквозь слоистую пористую водогазонасыщенную среду, характерную для морского шельфа.

Для разработки алгоритма использовались уравнения движения пористой среды Био [2] и элементы теории Гассмана [3] в сочетании с предположением о нелинейном поведении грунта при динамической нагрузке, а также пространственной и временной дискретизацией уравнения движения NERA.

Исследовались особенности реакции связных и несвязных грунтов на сейсмическое воздействие при залегании грунтовой толщи на суше и на морском шельфе. Изучалось влияние параметров пористой насыщенной среды на поведение скелета породы при динамической нагрузке. Для этого использовались искусственные грунтовые разрезы, состоящие из пород с параметрами, характерными для верхних осадков Каспийского и Черного морей.

На рис. 1 изображены полученные спектры реакции по ускорению $SA(T, 5\%)$ для песка, глины и ила при воздействии от землетрясения с магнитудой $M = 6$ и эпицентральным расстоянием $R = 10$ км. В каждом случае сопоставляются спектры сейсмического сигнала на основании грунтовой толщи со спектрами на поверхности при параметрах пористой насыщенной среды, характерных для залегания грунтовой пачки на суше и на шельфе.

Кроме того, моделировалось разное содержание газа в поровом пространстве при постоянной пористости. Средняя плотность газожидкостной смеси рассчитывалась через объемные доли компонентов.

На рис. 2 изображены спектры реакции по ускорению, соответствующие разным значениям газонасыщенности связных грунтов. Видно, что загазованность осадков незначительно влияет на уровни спектров реакции. Для несвязных грунтов результаты аналогичны: сплошная тонкая линия на рис. 1а соответствует заполненности порового пространства несвязного грунта водой лишь на 30%.

В результате вычислений можно сделать несколько выводов. Во-первых, для несвязных грунтов, таких как песок, разница в спектрах реакции, характерных для залегания грунта на суше и на шельфе, невелика. Вместе с тем, насыщение амплитуд ускорений с увеличением исходных воздействий на шельфе происходит быстрее.

Во-вторых, для связных грунтов, таких как ил и глина, на шельфе спектр реакции по ускорению выше. Однако, это не всегда верно: если грунт очень слабый, как мягкая глина черноморского шельфа, то спектры на шельфе могут быть меньше за счет разрушения грунта и потери способности проводить высокоамплитудную сейсмическую волну. Как и для несвязных грунтов, с увеличением исходного воздействия амплитуды ускорений насыщаются быстрее на шельфе.

В-третьих, содержание газа в поровом пространстве осадков незначительно влияет на уровни спектров реакции как для связных, так и для несвязных грунтов.

В-четвертых, результаты моделирования можно интерпретировать с помощью закона Кулона. Вид спектров реакции для различных видов грунтов зависит от вида графиков зависимости предельного сопротивления сдвигу от нормального напряжения и графиков зависимости угла внутреннего трения и удельного сцепления, и, следовательно, сопротивления сдвигу от влажности грунта.

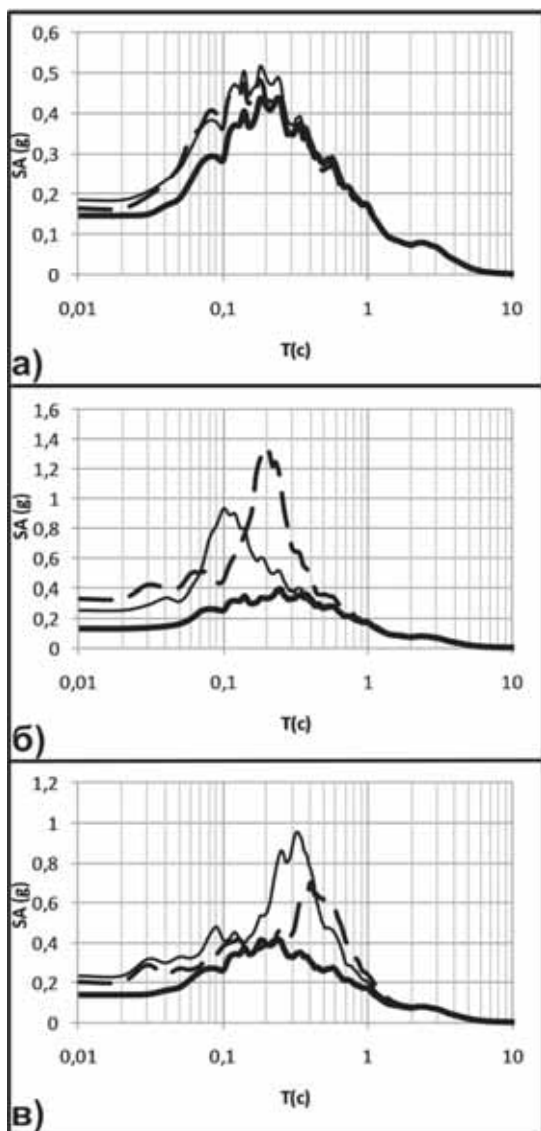


Рисунок 1. Спектры реакции по ускорению $SA(T, 5\%)$:
 (а) – песчаный грунт; (б) – илистый грунт; (в) – глинистый грунт. Сплошная жирная линия – на основании грунтовой толщи; сплошная тонкая линия – на поверхности грунтовой толщи на суше; пунктирная линия – на поверхности грунтовой толщи на шельфе.

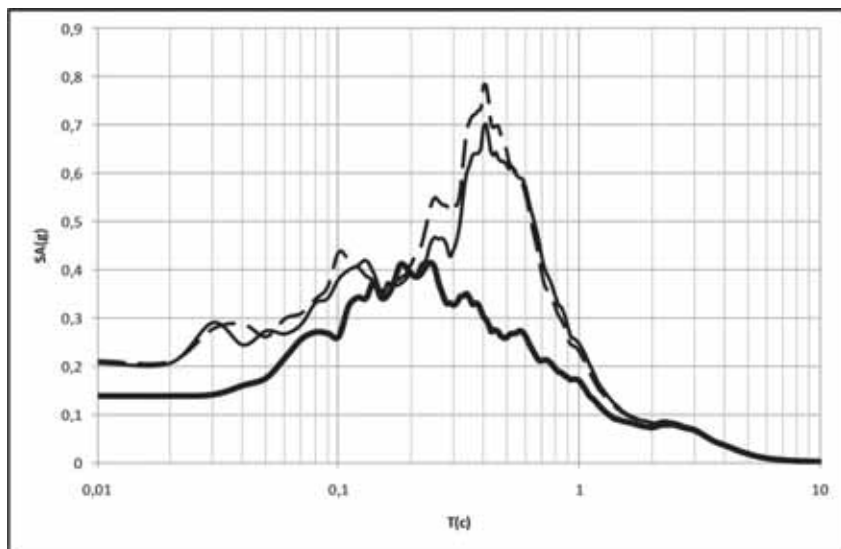


Рисунок 2. Спектры реакции по ускорению $SA(T, 5\%)$ для связного грунта с разным содержанием газа в порах.

Сплошная жирная линия – на основании грунтовой толщи; сплошная тонкая линия – на поверхности грунтовой толщи с объемным содержанием газа в порах 3%; пунктирная линия – на поверхности грунтовой толщи с объемным содержанием газа в порах 30%.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект 14-05 00368.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bardet J.P., Tobita T. NERA: a computer program for nonlinear earthquake site response analyses of layered soil deposits // Software manual. University of Southern California, 2001.
2. Biot M.A. Generalized Theory of Acoustic Propagation in Porous Dissipative Media // The Journal of the Acoustical Society of America. 1962. V. 34 (5). P. 1254–1264.
3. Уайт Дж.Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. М: Недра, 1986. 261 с.

Paper presents an earthquake response analysis of porous fluid-saturated layers located on marine offshore and on land. Seismic wave propagating through several soil columns with various porous medium parameters is modeled using developed computing algorithm.

Левченко Д.Г., Лобковский Л.И., Рогинский К.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: levch35@mail.ru)

Проблемы и перспективы создания единой сейсмологической сети суша–океан

Levchenko D.G., Lobkovsky L.I., Roginsky K.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Problems and prospects of creating a global seismological network of land and ocean

Ключевые слова: землетрясения, прогноз, автономные донные сейсмостанции

Подавляющее большинство всех землетрясений происходит под дном океанов и морей, однако морской стационарной сейсмологической сети практически не существует. Наземные сейсмографы регистрируют сигналы удаленных морских землетрясений с существенными искажениями, а сигналы слабых землетрясений не регистрируются вовсе. По этой причине не удастся адекватно оценивать геотектонические процессы, происходящие в недрах Земли, в их единстве и многообразии. Недостаточно исследованы также глубинное строение океанической коры и верхней мантии, механизмы возбуждения цунами и других сейсмических явлений. Актуальными проблемами остаются краткосрочное прогнозирование сильных морских землетрясений и предупреждение опасности цунами. Поэтому представляется совершенно необходимым создание стационарной морской сейсмологической сети и ее объединение с континентальной сетью [1–3].

Регистрация сейсмических сигналов на дне акваторий существенно отличается от наземной. Основные отличия состоят во влиянии водного слоя и обводненного слоя осадков, способах взаимодействия корпуса сейсмографа с мягким дном, возбуждении помех придонными течениями. Имеются также технические трудности. Существенные сложности связаны с обеспечением длительного питания автономной аппаратуры и передачей сейсмологической информации на берег. Кардинальным решением могло бы быть использование для этих целей подводных кабелей, однако стоимость прокладки новых морских кабелей чрезвычайно высока, а надежность повторного использования имеющихся старых связных кабелей низка [4–6].

В связи с отсутствием в настоящее время стационарной морской сейсмологической сети для решения задач морской сейсмологии используются в основном автономные донные сейсмостанции (АДСС). Их высокая мобильность позволяет быстро разворачивать сеть станций практически в любом интересующем районе Мирового океана. Конфигурация полигона мо-

жет быть выбрана в соответствии с конкретными задачами и имеющимся оборудованием. Стоимость АДСС во много раз ниже стоимости кабельных стационарных станций. Достижения современной науки и техники в области морского приборостроения, спутниковых систем связи, автономных возобновляемых источников питания позволяют преодолеть многие трудности по разработке и длительной эксплуатации автономных донных сейсмографов. В связи с изложенным, создание стационарной морской сейсмологической сети, по своим метрологическим параметрам приближающейся к наземной, может быть выполнено, по нашему мнению, на базовой основе долговременных автономных донных сейсмографов в обозримые сроки при приемлемых экономических затратах [3, 6, 7].

Сейсмологи США и ряда других стран при разработке долговременных донных сейсмостанций идут по пути адаптации наземных широкополосных сейсмографов к условиям работы на океаническом дне. Этот путь на наш взгляд связан с очень большими сложностями, поскольку условия эксплуатации сейсмографов на суше и на морском дне существенно различаются. В качестве примера можно привести установку в 2002 г. в заливе Монтерей близ Калифорнии (США) широкополосной донной сейсмостанции МОВВ. За время работы станции были выявлены большой уровень помех, вызванных придонными течениями, и сложности с периодической юстировкой широкополосного маятникового сейсмографа [5].

В России широкополосные донные сейсмографы разрабатываются и используются в морских экспедициях в Институте океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук начиная с 1985 года. С их помощью был получен ряд уникальных записей сигналов местных и удаленных землетрясений, микросейсм, сейшевых колебаний, сотрясений от подводных оползней. В сейсмографах ИО РАН в течение более 30 лет применялись электрохимические сейсмоприемники типа ЭХП-17 и др. разработки Института электрохимии РАН. Основные преимущества электрохимических сейсмоприемников – малая чувствительность к ударам (до 30 g), возможность работы при большом наклоне, малые габариты и вес, экономичное питание. Известные недостатки электрохимических сейсмоприемников – некоторая зависимость параметров от температуры не существенны для донных сейсмографов и в настоящее время успешно преодолеваются конструктивным путем [6, 7].

На рисунке приведен эскиз конструкции разрабатываемой автономной донной сейсмической станции для длительного мониторинга. Донный сейсмограф, включающий сейсмоприемники, цифровой регистратор, буферную память и управляющий микропроцессор, располагается на дне и соединяется кабелем с притопленным буюм. Притопленный буй, содержащий центральное устройство управления станцией и источники питания, располагается на глубине около 100 м вне зоны действия поверхностных

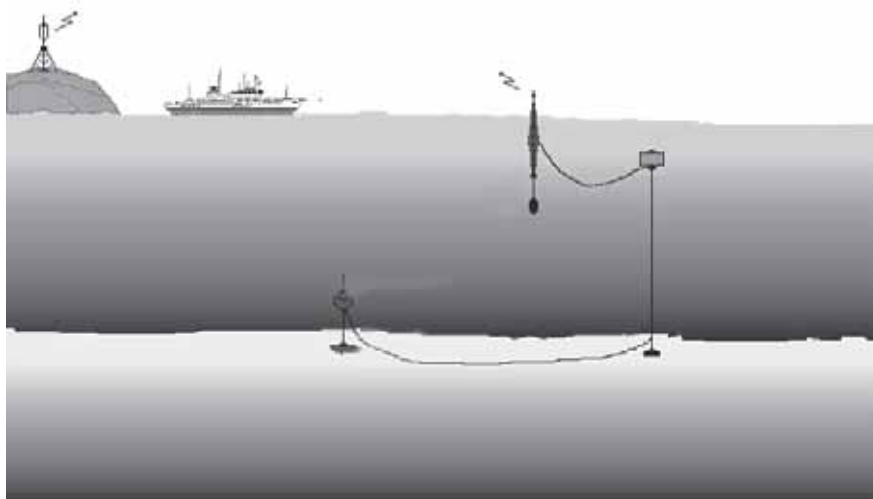


Рисунок. Эскиз конструкции разрабатываемой автономной донной сейсмической станции для длительного мониторинга

морских волн и ветровых течений. Буй удерживается в притопленном состоянии за счет балласта, который может отсоединяться по команде. Ретрансляционный радиобуй, содержащий каналы спутниковой связи с берегом или обеспечивающим судном, приемник сигналов точного времени и передатчик экспресс-информации спутниковой связи, находится на водной поверхности и соединяется кабель-тросом с притопленным буюм.

В настоящее время используется ряд методов контроля и предупреждения об опасности цунами. Один из методов основан на том, что скорость распространения сейсмических волн много больше чем скорость волны цунами. С помощью наземных сейсмографов определяются координаты гипоцентра морского землетрясения и его магнитуда и по ряду признаков оценивается возможность появления цунами. Однако такой метод крайне неточен, так как на значительных расстояниях (больших размера очага) невозможно точно определить параметры деформации дна, а существенная волна цунами возникает только при вертикальных или наклонных его движениях [8].

Другой метод основан на использовании глубоководных регистраторов волн цунами, установленных вдали от побережья (системе DART, США). Такие регистраторы производят измерение давления или толщины водного слоя и должны иметь очень высокую относительную чувствительность. Другой сложностью является необходимость выделения слабого сигнала от волн цунами на фоне интенсивных помех от приливов, морских длинных

волн, ветровых нагонов и т.д. При автономной постановке таких регистраторов возникают те же трудности с их питанием и передачей информации, что и для автономных сейсмографов. [8].

Задача прогноза волн цунами может с успехом решаться с помощью сети донных сейсмографов. В штатном режиме система будет передавать и накапливать информацию о сейсмических событиях, предшествующих сильному землетрясению. Эта информация представляет большую ценность для фундаментальных исследований сейсмических процессов в наиболее сейсмоактивных районах – зонах субдукции, для структурных исследований строения коры океанического типа и верхней мантии (до глубин 200 – 300 км), для изучения механизмов генерации и распространения микросейсм в океанической среде, с целью томографии океана и др.

В случае катастрофического землетрясения (с магнитудой около 8) донные станции с помощью датчиков сильных движений будут регистрировать элементы движения дна и с помощью ретрансляционных буев передавать экспресс-информацию через спутниковые или радиоканалы связи. Такая система должна обеспечивать надежную регистрацию и классификации цунамигенных землетрясений и давать своевременное (в течение нескольких минут) предупреждение об опасности [7, 8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловьев С.Л. История и перспективы развития морской сейсмологии. М.: Наука, 1985. 152 с.
2. Лобковский Л.И., Левченко Д.Г., Леонов А.В., Амбросимов А.К. Геоэкологический мониторинг морских нефтегазовых акваторий. М.: Наука, 2005. 326 с.
3. Shiobara H., Moshisuki M., Shinohara M. et al. Long term OBS array observations – development and preliminary result // Proc. OHP/ ION Joint Symp. Japan, 2001. P. 106–108.
4. Levchenko D.G., Kuzin I.P., Lobkovsky L.I., Roginsky K.A. Peculiarity of Research of Seismicity at an Oceanic and Sea Bottom // Horizons in Earth Science Research // Eds. B. Veress, J. Szigethy. New-York, Nova-Publishing, 2014. V. 11. Ch. 8. P. 239–278.
5. Romanovich B., Stakes D., Dolenc D. et al. The Monterey Bay broadband ocean bottom seismic observatory // Ann. Geophys. 2006. V. 49. № 2/3. P. 607–621.
6. Левченко Д.Г., Леденев В.В., Ильин И.А., Парамонов А.А. Длительный сейсмологический мониторинг морского дна с использованием автономных донных станций // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45. № 1. С. 5–22. DOI: 10.3103/S0747923910010019.
7. Левченко Д.Г., Кузин И.П., Сафонов М.В. и др. Опыт регистрации сейсмических сигналов с использованием широкополосных электро-химических сейсмоприемников // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45. № 4. С. 5–25.
8. Левин Б.В., Носов М.А. Физика цунами. М.: Янус, 2005. 360 с.

The advantages and the difficulties of seismic signals registration at the ocean bottom are discussed. The necessity of creation of long-term seismic monitoring systems in the areas of industrial development of the shelf and the continental slope and in areas of high seismic and tsunami hazards is justified. The results of the use of broadband bottom seismographs in the expeditions of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS are described. The autonomous broadband bottom seismographs with the operational connection via satellite or radio channels are offered for creation of global marine seismological network for seismic monitoring and a tsunami prediction.

**Левченко Д.Г.¹, Егоров И.В.¹, Левченко В.Д.²,
Рогинский К.А.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

levch35@mail.ru; ²Институт прикладной математики им. М.С. Келдыша РАН, г. Москва)

Возбуждение и распространение штормовых микросейсм в океанической среде

**Levchenko D.G.¹, Yegorov I.V.¹, Levchenko V.D.²,
Roginsky K.A.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Keldish Institute of Applied Mathematical RAS, Moscow)

Generation and propagation of storm microseisms in the oceanic environment

Ключевые слова: штормовые микросеймы, граница океан–континент, абиссальные равнины

Морские и океанические волны, как известно, возбуждают слабые сейсмические колебания (микросейсмы), которые постоянно присутствуют в широком частотном диапазоне (около 0.01–20 Гц) как на дне акваторий, так и на континентах, и создают существенные помехи наземным и морским сейсмометрам. В последнее время микросейсмы пытаются использовать для зондирования океанической и континентальной коры. Микросейсмы изучаются около ста пятидесяти лет, однако до сих пор нет единого мнения о механизмах их возбуждения и путях распространения. Согласно существующим теориям микросейсмы могут возбуждаться либо морскими волнами в прибрежной зоне путем прямого давления на дно, либо стоячими морскими волнами в открытой акватории, которые создают незатухающие с глубиной колебания давления удвоенной частоты [1–5]. Однако стоячие волны в открытом океане практически не наблюдаются, а эксперименты дают неоднозначные результаты. В настоящей работе предлагается теория возбуждения микросейсм в открытом океане бегущими морскими волнами с переменной амплитудой. Такой механизм нам представляется более соответствующим реальному морскому волнению.

В работе рассматривается и обосновывается преимущественное распространение штормовых микросейсм по океаническому волноводу поверхность воды – упругое дно. Эта гипотеза подтверждается рядом наблюдаемых явлений, в частности, удивительной устойчивостью по частоте положения максимумов и минимумов в широкополосном спектре микросейсм, в то время как частота морских волн существенно зависит от интенсивности

шторма. Резкий спад спектра на частоте около 0.1 Гц объясняется наличием граничной частоты волновода, доминирующий максимум на частоте около 0.15 Гц совпадает с частотой первой моды волновода и т.д. Рассматриваются дисперсионные зависимости распространения микросейсм в таком волноводе [6].

Приводятся некоторые результаты полноволнового динамического численного моделирования распространения сейсмоакустического поля по океаническому волноводу. Для математического описания модели использованы дифференциальные уравнения второго порядка в частных производных. Задача моделирования решается как задача Коши с начальными и граничными условиями. Численное решение дифференциальных уравнений в рассматриваемой задаче производится с помощью сеточных моделей, наиболее близких к физическим условиям распространения данных полей [6]. В связи со сложностью модели и большим объемом вычислений потребовалось применение специальных алгоритмов и вычислительных средств. В данной работе использованы быстродействующие программы SUR/GeoPrime (локально-рекурсивные, нелокально-асинхронные параллельные алгоритмы), разработанные в Институте прикладной математики РАН им. М.В. Келдыша. Для расчетов использована вычислительная система, состоящая из двух компьютеров на основе 8-ми ядерных процессоров Xeon-5320 Intel с быстротой счета 10^{11} операций в секунду, оперативной памятью 8 ГБ и дисковой памятью 8 ТБ. Применение указанных программ и вычислительной системы позволили сократить общее время вычислений примерно в тысячу раз [7] по сравнению с использованием подобной программы «Tesseral Pro» (Канада) и современного двух-ядерного компьютера.

Модель среды в рассматриваемом примере включала плоский участок моря длиной 150 км и глубиной 5 км, континентальный склон длиной 200 км и участок суши –150 км. Для данного волновода критические углы скольжения 77° для продольных и 66° для сдвиговых волн при критической частоте 0.1 Гц. Использован поверхностный импульсный источник давления с несущей частотой 0.28 Гц и огибающими по пространству и времени в виде гауссоид. Эта частота соответствует второй моде данного волновода. Угол наклона диаграммы направленности источника составлял 60° к горизонтالي. На рис. 1. представлены результаты численного моделирования распространения акустосейсмического сигнала в океаническом волноводе. В волноводе распространяется (слева направо) интенсивная вторая мода поля. На рисунке представлены (в момент достижения конца континентального склона) компоненты скорости частиц V_x . Слабые предшественники вдоль участка суши вызваны более быстрыми объемными волнами.

Представлены некоторые результаты экспериментальных исследований микросейсм на дне акваторий, полученные в экспедициях ИО РАН и в ряде зарубежных экспериментов [8, 9].



Рисунок 1. Мгновенные значения сейсмоакустического поля в океаническом волноводе: компоненты скорости смещения частиц V_x

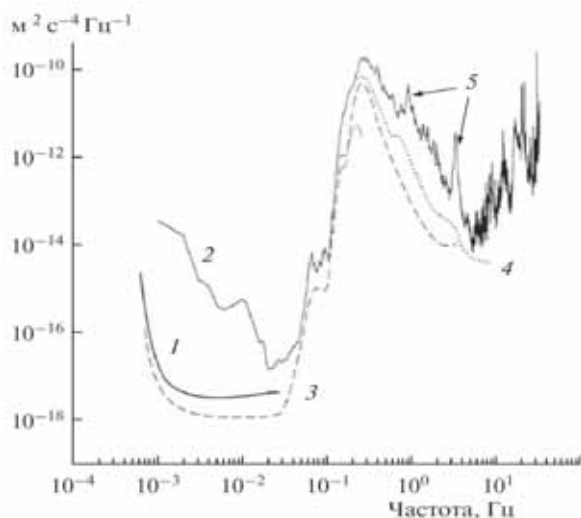


Рисунок 2. Спектры штормовых микросейсм, измеренные в разных условиях: 1 – на суше, 2 – в донной скважине, 3, 4 – на дне океана, 5 – помехи от судов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бреховских Л.М. Звуковые волны под водой, обусловленные поверхностными волнами в океане // Физика атмосферы и океана. 1966. Т. II. № 9. С. 970–980.
2. Longuet-Higgins M.S. A Theory of the Origin of Microseisms // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1950. V. 243. № 857. P. 1–35.
3. Hasselmann K. A. Statistical Analysis of the Generation of Microseisms // Rev. Geophys. 1963. V. 1. P. 177–210.
4. Darbyshire J., Okeke E. A Study of Primary and Secondary Microseisms recorded in Anglesey // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1969. V. 17. P. 63–92.

5. Tanimoto T. Excitation of microseisms // *Geoph. Res. Letters*. 2007. V. 34. L05308, doi:10.1029/2006GL029046.
6. Левченко Д.Г., Левченко В.Д.. О природе «окон прозрачности» в широкополосном спектре донных микросейсм // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 3. С. 332–346. DOI:10.1134/S0001437013020100
7. Левченко Д.Г., Левченко В.Д., Закиров А.В. Динамическое полноволновое моделирование распространения штормовых микросейсм в океанической среде // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 723–733.
8. Левченко Д.Г. Регистрация широкополосных сейсмических сигналов на морском дне. *Deutsch. Lap Lambert Acad. Publ.* 2011. 156 с.
9. Sutton G.H., Barstow N. Ocean bottom ultralow-frequency (ULF) seismo-acoustic ambient noise: 0.002 to 0.4 Hz // *JASA*. 1990. V. 87. № 5. P. 2005–2012.
10. Adair R.G., Orcutt J.A., Jordan T.H. Low-frequency noise observations in the deep ocean // *JASA*. 1986. V. 80 (2). P. 633–645.

It is shown that amplitude-modulated traveling sea waves leads to an effect similar to that for standing waves, i.e. to generating pressure pulsations without attenuation to the bottom irrespective of depth that can be a source of microseisms on the ocean bottom. Low-frequency (0.01–20 Hz) storm microseisms propagation in a water layer and an elastic bottom in areas of abyssal plains and coastal zone are analyzed. Full wave numerical modeling by grid models of propagation of storm microseisms on oceanic waveguides and on border ocean–continent is considered. Influence of carrying frequency, an inclination of a signal source diagram orientation and a steepness of a continental slope were investigated. For the mathematical description of the model are used differential equations of the second order in partial derivatives. The high speed local–recursive and nonlocal–asynchronous parallel algorithms developed in Institute of Applied Mathematics are used. Some results of experimental studies of microseisms at the bottom of the water areas collected on expeditions of IO RAS and in several foreign experiments.

Леликов Е.П.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток. lelikov@poi.dvo.ru)

Вулканические хребты Центральной глубоководной котловины Японского моря

Lelikov E.P.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Volcanic ridges of the Central deep-sea basin of the Japan Sea

Ключевые слова: Японское море, Центральная глубоководная котловина, подводные вулканические хребты.

Центральная (Японская) глубоководная котловина наиболее крупная структура Японского моря, протягивающаяся в северо-восточном направлении до 900 км, при средней ширине 250 км. Она представляет собой наклоненную на северо-восток равнину, глубина моря которой увеличивается с запада на восток от 3400 до 3600 м, осложненную многочисленными вулканическими постройками и хребтами. Ее сочленение с материковым склоном и возвышенностью Ямато происходит по зонам глубинных разломов Северо-Япономорскому и Яматинскому. Мощность земной коры в восточной части котловины составляет 6.0 км, в западной части – 8.0 км (без осадочного слоя). Основные параметры коры в восточной части типичны для вновь образованной океанической коры. Мощность коры в центре котловины достигает 7.5 км (без осадочного слоя), и может рассматриваться как сильно растянутая (редуцированная) континентальная кора [1].

Северо-Япономорский разлом прослеживается вдоль подножья материкового склона и отделяет шельф с континентальной корой от котловины с растянутой континентальной и океанической корой. Его простираение повторяет направление береговой линии и материкового склона и изменяется от субширотного, на западе, до северо-восточного на севере. По 135° меридиану он смещен примерно на 18–20 км в северо-западном направлении поперечным разломом. В гравитационном поле разлом выражается непрерывной зоной минимумов силы тяжести от –20 до –40 мгал, протягивающихся от южной оконечности Корейского полуострова до Татарского пролива [2]. В магнитном поле он выражается в виде положительных аномалий интенсивностью (100–300 нТл), протягивающихся прерывистой широкой полосой вдоль материкового склона в сторону Татарского пролива.

Яматинский разлом проходит вдоль подножья северного склона возвышенности Ямато, отделяя ее от Центральной котловины. Он отчетливо выражается в магнитном поле в виде узкой зоны положительных аномалий

(100–300 нТл). Зона разлома дугообразной формы проявляется по данным НСП в акустическом фундаменте и в осадочном слое.

Рельеф акустического фундамента котловины по данным непрерывного сейсмопрофилирования [1] характеризуется сложным строением. В его составе выделяются положительные структуры возвышенностей: Гэбасс, Первенца, вулкан Петра Великого, хребты Берсенева, Васильковского, возвышенности Богорова, Беляевского, которые расположены на широких пьедесталах, превышающих по площади их поверхностные выходы. Все эти возвышенности характеризуются положительными магнитными аномалиями 300–500 нТл [3]. Они представляют собой вулканические хребты, вытянутые в субмеридиональном направлении, излияние вулканитов в которых проходило по глубинным разломам, прослеживающихся с материковой части Приморья. В остальной части котловины выделяется ряд депрессий акустического фундамента, разделенных поднятиями фундамента. Вдоль материкового склона выделяется Окраинная депрессия, разделенная возвышенностью Богорова на южный и северный прогибы, которые в рельефе фундамента имеют асимметричное строение и представляют собой грабены. Первый – длиной около 100 км имеет широтное простирание, а северный – протяженностью более 120 км – северо-восточное. Акустический фундамент северного прогиба расположен на глубине 5.25–5.85 км ниже уровня моря, а южного – 5.25–5.5 км. В центральной части котловины выделена Главная депрессия северо-восточного простирания, которая разделяется возвышенностью Беляевского на две части: западную и восточную. Фундамент западной депрессии залегает на глубине 5.25–5.7 км, а восточной выше 5.85 км, достигая 6.5 км в центральной части. Окраинная депрессия и западный участок Главной депрессии характеризуется растянутой континентальной корой, а восточная часть Главной депрессии корой океанического типа [1].

Центральная котловина образовалась в результате рифтогенеза на окраине Азиатского континента, причем слагающие ее депрессии находятся на различных стадиях формирования рифта. Наиболее полно этот процесс прошел в восточной части Главной депрессии, где в результате спрединга образовалась кора океанического типа. Начало раскрытия Японской котловины относится к позднему олигоцену (28 млн. лет). Акустический фундамент котловины по данным бурения сложен нижнемиоценовыми базальтами с возрастом 23.7–17.1 млн. лет.

Фундамент котловины перекрыт осадками, отложение которых началось 15.5–14 млн. лет. Это позволяет считать, что процесс эволюции континентального рифта в основном завершился к концу раннего миоцена. Мощность осадочного чехла в восточной части Главной депрессии составляет 1.75–2.5 км, иногда достигая 2.95 км, а в западной колеблется в пределах 1.75–2.0 км. На значительных площадях осадочный слой подвержен тектоническим деформациям, причем они захватывают всю толщу, вплоть

до плейстоценовой поверхности несогласия, что позволяет предполагать завершение интенсивной тектонической активности в котловине к плейстоцену [1]. К этому времени завершился активный вулканизм на вулканических постройках.

Подводные возвышенности отделены от котловины сбросами, вдоль которых смещены породы акустического фундамента. На возвышенности Первенца сбросы проходят по ее западному и восточному склонам.

Возвышенность Гэбасс находится в юго-западной части Центральной глубоководной котловины. Она вытянута в субмеридиональном направлении, и ее основание ограничено изобатой 3000 м. Возвышенность расположена на приподнятом на 500–600 м блоке относительно фундамента прилегающей глубоководной котловины и представляет собой окончание серии возвышенностей (Кольцо и др.), протягивающихся со стороны возвышенности Ямато [3]. Она сложена оливин-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми базальтами, ферробазальтами ферроандезитами, трахиандезитами [4]. Наряду с вулканитами с ее поверхности подняты гранитоиды раннемелового комплекса, которые, вероятно, вынесены в виде ксенолитов жерловой фации вулкана. Наличие гранитоидов может служить доказательством формирования этого вулканического хребта на блоке коры континентального типа [5].

Гора Петра Великого, расположена в южной части залива Петра Великого примерно в 80-ти милях от г. Владивостока. Она представляет собой вулканическую постройку округлой конусовидной формы, вытянутой в субмеридиональном направлении и возвышается над дном котловины примерно на 2000 м. Минимальная глубина ее вершины 1430 м. Северо-западный склон вулкана крутой, а юго-восточный боле пологий. По сейсмическим данным наблюдаются выходы акустического фундамента в районе этой горы, а по данным гидромагнитной съемки над горой заметна положительная магнитная аномалия в 150–200 нТл. Гора сложена пористыми крупнопорфировыми оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми и оливин-плагиоклазовыми базальтами. Наряду с базальтами здесь подняты глыбы и обломки мелкозернистого полимиктового песчаника, вероятно, представляющие ксенолиты, вынесенные жерловой фацией вулкана. Подобные ксенолиты песчаников и гранитоидов установлены на возвышенности Первенца и др. Их наличие может свидетельствовать о формировании этих вулканических построек на блоках коры континентального типа. По составу и возрасту слагающих эту гору вулканических и осадочных пород она аналогична другим подобным ей морфоструктурам [6].

Возвышенность Первенца расположена в северо-западной части Центральной котловины, имеет длину и ширину порядка 50 км. Она отделилась от континента не позднее раннего миоцена, о чем свидетельствует мощность и строение осадочного слоя в области между возвышенностью и материковым склоном, аналогичное осадочному слою Центральной котловины.

ны, где осадконакопление началось со среднего миоцена. Возвышенность расположена на пьедестале, возвышающимся над акустическим фундаментом котловины примерно на 600 м и граничащим с последним по сбросам [1]. Возвышенность подстилается земной корой континентального типа мощностью 20 км.

Фундамент возвышенности сложен предположительно юрскими осадочными породами, прорванными позднемеловыми гранитами. На нем сформированы вулканические хребты, сложенные порфировидными оливин-плагиоклазовыми плагиоклазовыми и оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезитами среднемиоцен-плиоценового возраста, на склонах которых отлагаются осадки мощностью до 1 км. Разрывные нарушения, ограничивающие фундамент возвышенности проявляются и в осадочном комплексе.

Возвышенности Берсенева и Богорова расположены в северной части Центральной котловины к востоку от возвышенности Первенца. Они формируются на пьедесталах с редуцированной до 17 км мощностью земной коры и отделенных от акустического фундамента котловины зонами разломов. Под возвышенностью Берсенева этот фундамент имеет прямоугольную форму шириной до 40 км (при длине и ширине возвышенности по изобате 3200 м порядка 30 км) и поднят над фундаментом прилегающей котловины на 500–600 м, а под возвышенностью Богорова пьедестал (длиной 80 и шириной 30 км) приподнят на 300–500 м, имеет сложные очертания и своим западным краем подходит к материковому склону Приморья [1]. Вулканические хребты этих возвышенностей имеют меридиональное направление. Они сложены плагиоклазовыми и оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и трахитами па хребте Богорова.

Возвышенность Беляевского расположена в центральной части глубоководной котловины к югу от возвышенности Богорова. Она представляет собой вулканический хребет меридионального направления, протягивающийся примерно на 35 км. Хребет возвышается над днищем котловины на 1400–1500 м от глубины подножья 3500 м до его отдельных вершин 2100–2000 м. Возвышенность сложена пористыми (поры 10–25%), реже плотными стекловатыми базальтами. Среди них выделяются клино-ортопироксен-плагиоклазовые и оливин-плагиоклазовые разности.

Вулканические постройки Центральной глубоководной котловины сложены вулканитами среднемиоцен-плиоценового комплекса (13.1–4.5 млн. лет), которые по геохимическим особенностям были выделены в самостоятельный тип окраинноморских толеитов [7, 8] формирующих ряд: оливиновые базальты-трахибазальты-трахиандезиты-трахиты-трахидациты-трахириолиты, в котором резко преобладают (90%) оливин-плагиоклазовые и плагиоклазовые базальты с хромшпинелидами. Эти породы характеризуются шаровой отдельностью со стекловатыми корками закалывания и обладают высокой пористостью (до 40%), что указывает на подводные близпо-

верхностные условия их формирования. Они характеризуются повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 5–9 масс. %, до 11 масс. % в трахитах) и калиестью (K_2O – 0.6–2.91 масс. %). Но в сумме щелочей всегда преобладает Na_2O . Для этих пород свойственны также повышенные или средние содержания LILE (Rb, Ba, Sr), высокие – HFSE (Zr, Ti, Ta и Nb) и элементов группы Fe–Ni (40–250 г/т) и Cr (150–500 г/т). На спайдер-диаграмме LILE и HFSE окраинноморские базальтоиды образуют спектр, аналогичный спектру щелочнобазальтоидных вулканитов океанических островов (OIB) с положительной Ta–Nb аномалией. Породы характеризуются фракционированным спектром распределения REE. Значения отношений $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1.90\text{--}3.69$ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 3.94\text{--}9.6$ [8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карнаух В.Н. Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 10–24.
2. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Аномалии силы тяжести и строение земной коры Японского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 347–352.
3. Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России». М. Научный мир, 2004.
4. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши / Под ред. Леликова Е.П. Владивосток: Дальнаука, 1993. 211 с.
5. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 266 с.
6. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Цой И.Б. Геологическое строение горы Петра Великого (Японское море) // Физика геосфер. Восьмой Всероссийский симпозиум. Владивосток, 2013. С. 272–275.
7. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // ДАН СССР, 1987. Т. 296. № 6. С. 1441–1446.
8. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 649–670.

Volcanic ridges of the Central deep-sea basin of the Japan Sea Central deep-sea basin is the largest morphostructure of the Japan Sea. It spread to north-eastern direction to 900 km. Basin medium width is 250 km. The depth above the basin increases from 3400 m in west to 3600 m in east. The Gebass, Pervenets, Bogorov, Bersenev and Belyaevsky volcanic ridges are determined in the Central basin.

**Леонова Т.Д., Валитов М, Г., Белоус О.В.,
Колпащикова Т.Н.**

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: leon@dvo.ru)

**Рельеф дна сегмента Южно-Китайского моря
и его связь с аномальным гравитационным полем**

Leonova T.D., Valitov M.G., Belous O.V., Kolpashikova T.N.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of FEB RAS, Vladivostok)

**The bottom relief of the South China Sea segment
and its correlation with gravitational field anomaly**

Ключевые слова: рельеф дна, аномалии Фая, континентальный склон, Южно-Китайское море

Южно-Китайское море является крупнейшим окраинным морем Тихого океана. Его площадь 3447 тыс. км², максимальные глубины более 5000 м.

В представленной работе были использованы материалы, полученные авторами в морской экспедиции на НИС «Профессор Гагаринский» (1990 г.). Объектом исследования является участок Южно-Китайского моря, где были проведены эхолотный промер и гравиметрическая съёмка одновременно. Измерения выполнялись по сети профилей преимущественно субширотного направления. В результате были составлены: батиметрическая карта (рис. 1), схема аномалий Фая (рис. 2).

Шельф занимает западную часть исследуемого полигона и в этих пределах расположен на нижнем гипсометрическом уровне. Его абразионно-аккумулятивная поверхность слабо наклонена к востоку. Бровка шельфа находится на глубине около 300 м. Переход к склону резкий.

На этом участке континентальный склон крутой в верхней части, однако с глубины 1600 м его крутизна уменьшается, а в основании склона в интервале 2200–2600 м он становится еще более пологим и переходит в глубоководную ступень. На этом участке генеральное простирание склона субмеридиональное, практически параллельное береговой линии; он слабо расчленен и осложнен одной прямолинейной долиной. Севернее 14° с.ш. направление и характер расчлененности склона меняются – он постепенно становится субширотным, а его поверхность осложнена ступенями и расчленена системой подводных долин. Самая крупная долина выделена в зоне сочленения участков континентального склона субмеридионального и субширотного простирания. В верховьях она состоит из двух депрессий с пологими ассиметричными бортами. Западная, более широкая, начинается на глубине около 600 м, протягивается с С-З на Ю-В и на глубине 1600 м

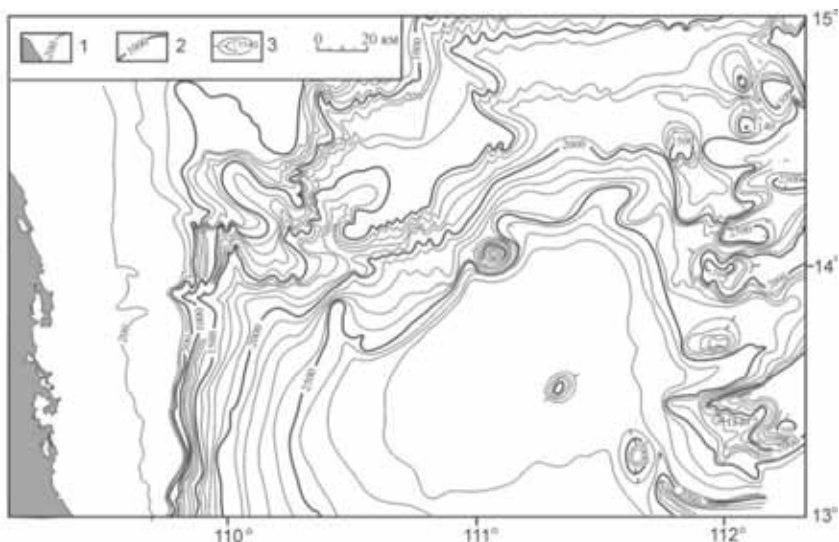


Рисунок 1. Батиметрическая карта участка континентального склона Южно-Китайского моря:

1 – суша и изобаты; 2 – основные изобаты; 3 – отличительные глубины

сливается со второй ложбиной – более узкой, вытянутой с с-в на ю-з, начинающейся на ступени континентального склона на глубине 1500 м.

К северу и востоку от описанного каньона на склоне выделена серия ступеней. Поверхность их субгоризонтальна и слаборасчленена. Они отделены друг от друга уступами высотой до нескольких десятков метров. Откосы между ступенями расчленены большим количеством мелких подводных долин, что характерно для Южно-Китайского моря [1]. Глубина и расчлененность склона в восточном направлении увеличивается, а простираемость ступеней изменяется с северо-восточного на субширотное приблизительно по 111° в.д. Примечательно, что на этой долготе у подножия склона расположено отдельно стоящее куполообразное поднятие, вершина которого находится на глубине 1400 м, а превышение над уровнем основания составляет 1200 м.

Общий наклон поверхности дна северного участка рассматриваемого полигона – юго-западный–южный.

Восточная часть полигона занята меридионально вытянутой цепочкой возвышенностей. Северные возвышенности имеют изометричную форму, а к югу поднятия и разделяющие их впадины вытянуты субширотном направлении. Вершинные части крупных поднятий выровнены, но, как и вершины изолированных подводных гор, расположенных здесь же, находятся на различных гипсометрических уровнях.

Рельеф дна этой части полигона сложный, ячеистый, что обусловлено сложным строением фундамента; перепад глубин составляет здесь 800 и более метров.

Плоскую аккумулятивную поверхность глубоководной ступени, занимающую центральную и южную часть полигона и оконтуренную изобатой 2800 м, осложняет одиночное куполообразное поднятие в ее центре. Высота поднятия над уровнем окружающих равнин составляет 400 м.

В юго-восточной части глубоководной ступени выделяется впадина изометричной формы глубиной 3400 м. К юго-востоку от нее прослеживается узкая долина, которая огибает самое южное из описанных ранее в системе субмеридиональных поднятий. Глубина ее вреза достигает 400 м, а направление изменяется от субмеридионального к субширотному.

На рассматриваемой акватории аномалии Фая изменяются от -60 до 40 мГал (рис. 2). Минимальные значения приурочены к центральной части акватории и обусловлены влиянием глубоководной котловины. Максимальные значения поля расположены по периферии: на севере и западе они приурочены к шельфовой части, на востоке – к возвышенностям.

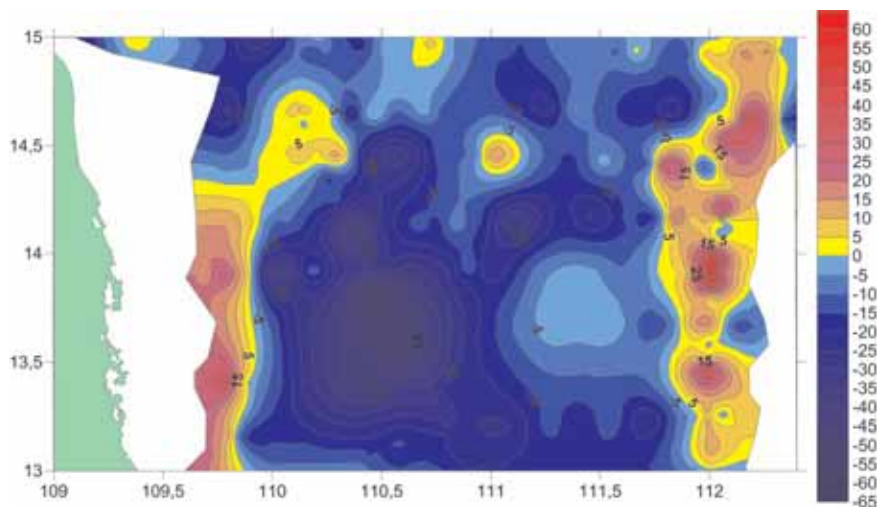


Рисунок 2. Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе

В целом поле отрицательное, градиентное. Интенсивная отрицательная аномалия (-60 мГал) изометричной формы приурочена к подножию материкового склона, в «устьевой» части каньона. Сам каньон также картируется отрицательными аномалиями. Характерно, что по результатам промера каньон имеет два «русла», но в гравитационном поле отчетливо выделяется только одно – восточное, не только зоной пониженных значений, но и из-

менением формы изолиний, повторяющих батиметрию каньона. Аномальный эффект от западного русла теряется в эффекте от градиента материкового склона. Еще одна зона отрицательных аномалий, интенсивностью $-25 \div -15$ мГал, находится восточнее вышеописанной аномалии подножия склона. Несмотря на то, что на этом участке в рельефе дна нет ярко выраженных отрицательных структур, рассматриваемая аномалия морфологически повторяет аномалию, приуроченную к каньону, из чего можно сделать вывод, что под слоем осадочных отложений в этом районе присутствует ослабленная зона в кристаллическом фундаменте, однако более подробную информацию можно получить, только проведя исследования методом непрерывного сейсмического профилирования.

Зона положительных значений гравитационного поля на западе рассматриваемой акватории картирует шельф и верхнюю часть континентального склона. На востоке зона изометричных положительных аномалий приурочена к группе поднятий, разбитых разломами в меридиональном направлении. На северной части полигона положительная изометричная аномалия разделяет две аномальные зоны отрицательных значений: восточную – контролирующую зону развития каньона и западную – картирующую скрытую зону деструкции кристаллического фундамента.

Таким образом, в результате исследований были выявлены следующие закономерности: морфология континентального склона в пределах рассматриваемого полигона различается: выделяются участки (а) практически нерасчлененные, (б) в разной степени изрезанные подводными долинами, (с) осложненные ступенями, расположенными на разных гипсометрических уровнях, что соответствует проведенным ранее исследованиям [2]. Причем на расчлененность склона оказывают влияние как эндогенные, так и экзогенные факторы.

Гравитационное поле в целом отражает сложное строение дна рассматриваемой акватории. Деструктивные процессы, сформировавшие котловину Южно-Китайского моря [3], наложили свой отпечаток и на рассматриваемую акваторию. Максимально они проявились в центральной и южной части исследуемой площади. Здесь образовалась депрессия, отмечаемая интенсивной отрицательной аномалией гравитационного поля. Растрескивание континентальной окраины привело к заложению мощного каньона, пересекающего склон с северо-запада на юго-восток. Скрытая зона тектонических нарушений протягивается с северо-востока на юго-запад и «срезуется» структурами этого каньона. Стабильные блоки сохранились лишь по периферии, но и они расколоты разломами субширотного направления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вербицкий В.Л., Жушиховский С.Д., Мельниченко Ю.И., Теницкий И.И. О морфотектонике западной части Южно-Китайского моря по результатам морфомет-

- рического анализа рельефа дна // Геоморфологические исследования активных океанических окраин. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 78–86.
2. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1979. 277 с.
3. Kulnich R.G., Obzirov A.L., Vedorovenin V.V. et al. Строение зоны сочленения вьетнамского шельфа с глубоководной котловиной Южно-Китайского моря и проблема эволюции этого региона // First Conference on Geology of Indochina. Ho Chi Min City, 5–7 Dec. 1986. V. I. P. 409–423.

The analysis of the available original factual material obtained during expeditions and the generalization of published data and maps allow to define some morphologic and geophysical features of the South China Sea segment bottom and their correlation.

Лепешко В.В., Казанский Б.А., Белоус О.В.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН.

lep@poi.dvo.ru

Ассоциации структурных парагенезов

Востока Азии и прилегающего океанического дна

Lepeshko V.V, Kazansky B.A., Belous O.V., Melnichenko Y.I.

(Ilichev Pacific Institute of Oceanology. FEB RAS, Vladivostok)

Associations of structural paragenesis of the East of Asia and adjacent oceanic bottom

Ключевые слова: концентрации деформаций, структурный рисунок, парагенезы структур, переходные зоны, кинематические отношения форм.

Цель проводимой авторами работы – изучение геодинамики Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. Чтобы уточнить границы и структурное положение зоны перехода континент-океан, было необходимо рассмотреть площадь, значительно превышающую изучаемый объект, и провести сравнительный анализ структурных парагенезов геологического строения с рельефом в тектонических структурах, окружающих область сочленения материковой и океанической коры.

По альтиметрическим данным [1] были построены карты рельефа и гравитационных аномалий. Проведён статистический анализ данных. Построены карты структурных парагенезов деформаций; пространственно-временные отношения парагенезов изучены на фрагментах в более детальных масштабах.

Распределения рельефа и вещества на земной поверхности связаны со сложным взаимодействием разнообразных эндогенных и экзогенных факторов, действующих в ходе геологической истории. Генезис и динамические тенденции этих факторов выявлялись посредством парагенетического анализа структур. Ассоциации парагенезов структур рельефа выявлялись и изучались с помощью статистических методов. На рис. 1 приведён пример распределения средних и экстремальных высот рельефа по траверсам, шириной 1 градус.

На широтных траверсах (III–V) хорошо выделяется ступень переходной зоны, а интервалы с разной концентрацией форм определяются на всех траверсах. Аналогичные данные в плане рассматривались в изолиниях и 3D изображениях.

На 3D картах протяжённые структуры разного простиранья выявлялись путём изменения позиции «источника освещения».

Основные результаты работ показаны на рис. 2.

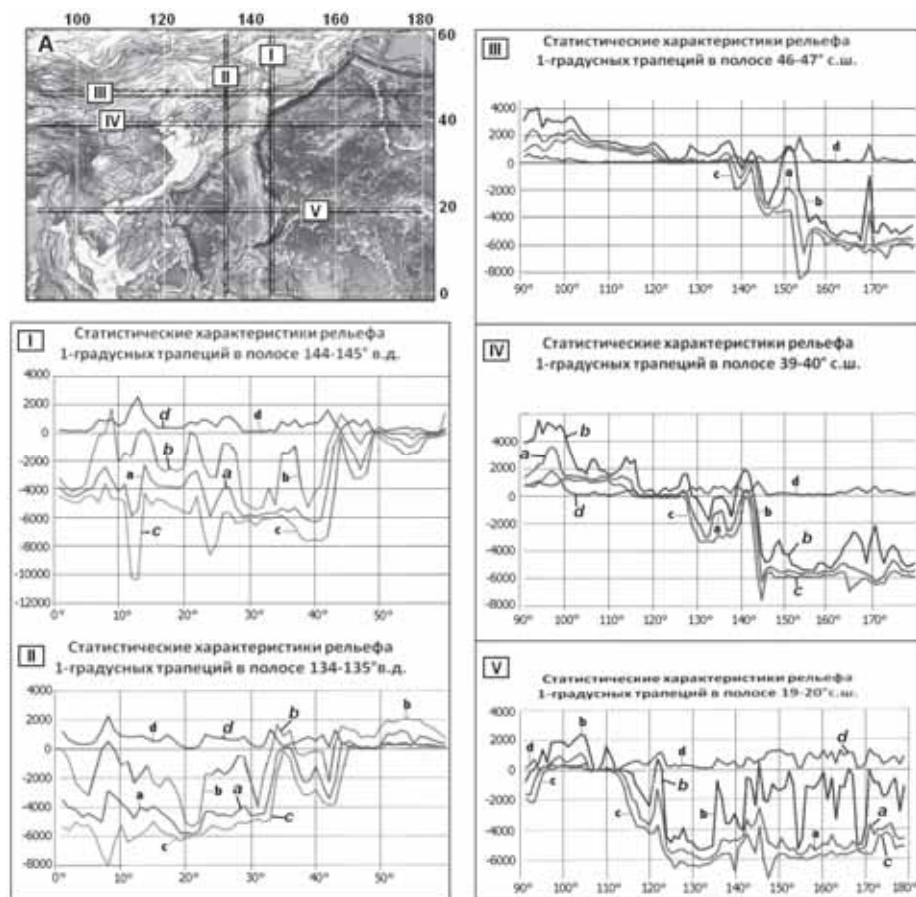


Рисунок 1. Пример статистических характеристик рельефа Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. А – расположение профилей на карте региона. I – V - распределение параметров рельефа вдоль соответствующих профилей. Латинскими строчными буквами обозначены графики распределений (в пересчёте на трапецию 1х1 градус): а – средние высоты и глубины, b – максимальные, с – минимальные, d – квадратичные отклонения.

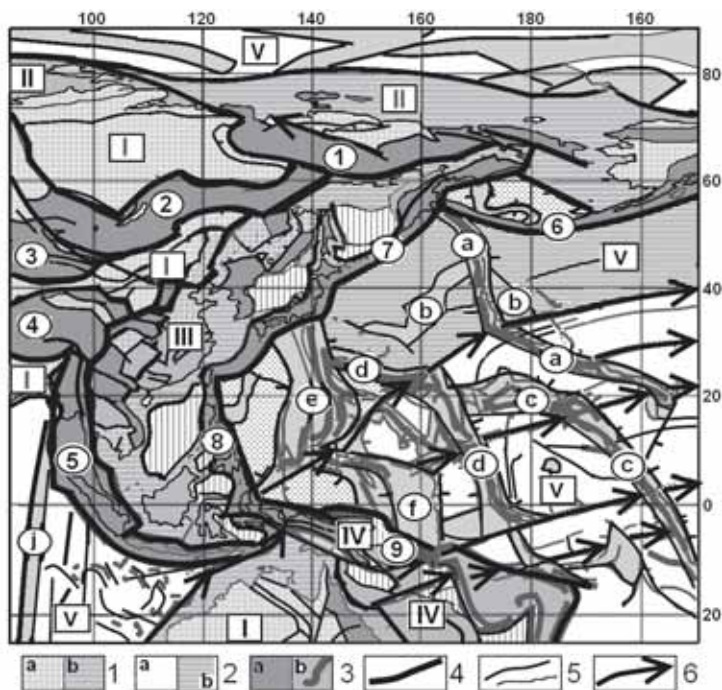


Рисунок 2. Динамические ассоциации структурных парагенезов рельефа: 1–3 – ассоциации структурных парагенезов, объединённых по признакам концентрации и генезиса форм: 1–2 – Доминирует экзогенное выравнивание 1а – равнины, низкотеррасы, плоскогорья, 1б – шельф; 2 – океаническое дно вне крупных поднятий: а – с проявленными элементами спрединга, б – с преобладанием реликтовых, сглаженных форм; 3 – зоны повышенной и высокой концентрации форм: а – области складчатости и островодужного ограничения активной переходной зоны, б – океанические поднятия и их вершинные поверхности (тёмная линия); 4 – границы крупнейших ассоциаций структурных парагенезов; 5 – прочие линейменты и контуры береговой линии; 6 – линейменты зон трансформных разломов. Стрелки направлены в сторону омоложения возраста коры.

Римскими цифрами в квадратах обозначены крупнейшие ассоциации структурных парагенезов: I – области материков вне переходных зон; II – пассивная зона перехода; III–IV – участки Западно-Тихоокеанской активной зоны; V – океаническое дно. Цифрами в кружках обозначены участки трансрегиональных зон высокой концентрации форм, активных в кайнозое. Буквами в кружках обозначены протяжённые океанические поднятия.

Здесь толстыми линиями выделены границы крупнейших ассоциаций структурных парагенезов, отмеченных римскими цифрами I–V. Границы проведены по разнопорядковым элементам рельефа, но соответствуют ха-

рактерным границам структурных парагенезов, выделенным на геологических картах. Ассоциации структурных парагенезов, обозначенные I – это участки относительно слабо деформированной на протяжении кайнозоя земной коры, разделённой складчатыми зонами, где тектонические деформации реструктурировали, сжали и изменили докайнозойский рельеф и геологические структуры. Ассоциации II – места формирования крупных шельфовых равнин. Деформации поверхности земной коры здесь были относительно незначительны. По морфологии акустического фундамента и строению осадочного чехла в этих областях, можно предположить, что здесь происходили неоднократные блоковые поднятия и погружения на фоне общего кайнозойского поднятия Евразии. Ассоциации структурных парагенезов III и IV составляют единую динамически обособленную зону. Ассоциация III в рельефе, при достаточном осреднении значений высоты представляет собой ступень (рис. 1), которая с запада ограничена сбросом по подножию хр. Большой Хинган, а с востока – системой глубоководных желобов. Ассоциация IV представляет собой систему поднятий и прогибов, сложившихся в результате деформаций сжатия земной коры по фронту движения её Австрало-Индийского сегмента. Ассоциации V – это дно океанов. Сходство структур рельефа океанов – наличие отчётливых парагенезов кайнозойского спрединга, нарушенных сдвигами, и ассоциаций деформированных, перекрытых осадками ранних, докайнозойских структур спрединга. Основные различия океанов – в скоростях наращивания океанической коры, направлениях наращивания от оси спрединга, изменениях региональных направлений и скоростей деформаций за время существования спрединга.

Таким образом, за время кайнозоя радикально изменился структурный план земной поверхности, сформировались активные и пассивные переходные зоны и структуры складчатых областей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 14-05-00294, 15-05-06638), программы Дальний Восток (15-1-1-017) «Изучение закономерностей взаимосвязей формирования газогидратов, потоков метана и нефтяных залежей и использование их для поисков углеводородов. 2015».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi

Associations of the relief structural parageneses and of the Cenozoic tectonic formations were identified by the method of structural and paragenetic analysis. Dynamically divided areas of the crust in the Region in result of successive transregional tectonic deformations were characterized.

Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А., Крылов А.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

artyomkrlyv@ocean.ru)

Особенности зоны Беньофа

Центрально-Курильской области

Lobkovsky L.I., Kuzin I.P., Kovachev S.A., Krylov A.A.

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The peculiarities of the Central Kuril region Benioff zone

Ключевые слова: землетрясение, сейсмичность, донные исследования, сейсмическая брешь, зона Беньофа, форшок, афтершок

В центральной части Курильской дуги между проливами Буссоль и Крузенштерна после более 200-летнего затишья (с 1780 г. по [1]) возникли катастрофические землетрясения с $M_w = 8.3$ (15.11.2006) и $M_w = 8.1$ (13.01.2007). За 2 месяца до возникновения первого из этих землетрясений Институтом океанологии были проведены детальные сейсмологические исследования с донными станциями в области сейсмической брешы. Результаты этих исследований были опубликованы в статье [2].

Основным результатом сейсмологического эксперимента с донными станциями перед ноябрьским землетрясением 2006 г. является обнаружение раздвоения зоны Беньофа Центрально-Курильской области. Карта эпицентров по данным донных наблюдений и данных глобальной сети NEIC изображена на рис. 1. На рис. 2 показан вертикальный разрез по форшокам между линиями 2 и 4. Видно, что наряду с основной внутренней подзоной, наблюдаемой от поверхности до глубины 200 км, существует внешняя менее плотная подзона, определяемая по наблюдениям донных сейсмографов. Она трассируется в направлении океана примерно на 70 км к востоку от оси глубоководного желоба; до глубины 50 км наблюдается скопление гипоцентров, определенных службой NEIC, на глубинах 50–200 км располагаются очаги, выявленные по данным донных станций. Между упомянутыми подзонами гипоцентры распределены на глубинах 50–150 км.

По данным работы [3] раздвоение зоны Беньофа происходит под островным склоном глубоководного Японского желоба. В области Центральных Курил внешняя подзона появляется примерно на той же глубине, но не под островным склоном, а за желобом под океаном на расстоянии около 60 км к юго-востоку от его оси. Она имеет наклон $\sim 45^\circ$ к горизонту и по имеющимся данным прослеживается до глубины 200 км.

Индивидуальными особенностями структуры зоны Беньофа в районе Центральных Курил являются: а) выдвижение ее внешней подзоны в сторону Тихого океана за желоб и б) вследствие этого возрастание расстояния между подзонами по сравнению с наблюдаемыми под Северо-Восточной Японией.

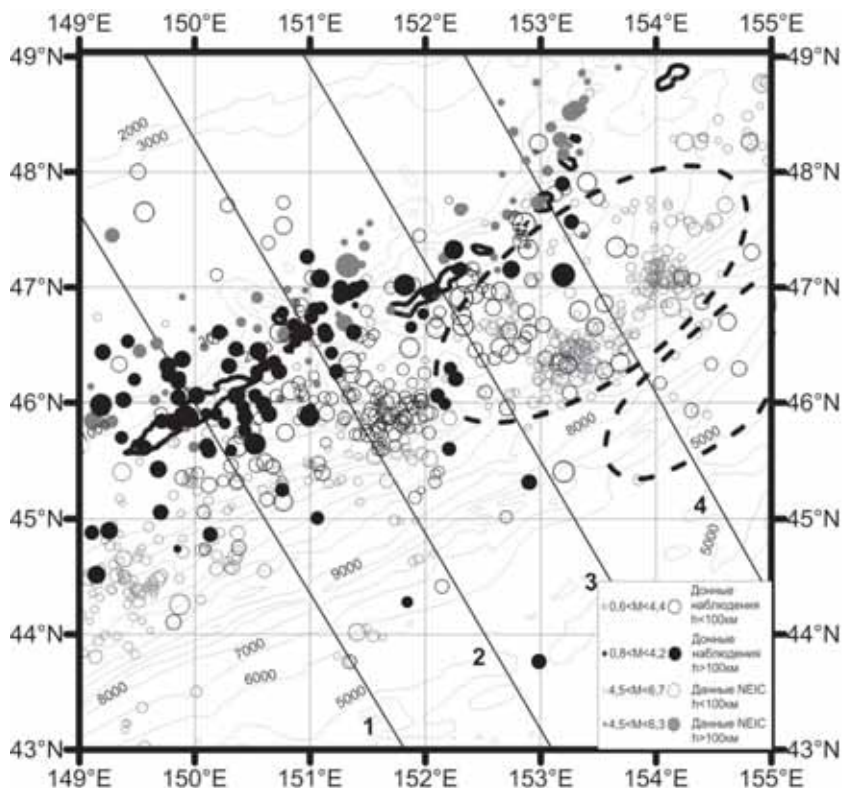


Рисунок 1. Карта эпицентров землетрясений Центрально-Курильской области по данным донных сейсмологических наблюдений в августе-сентябре 2006 г. и данным NEIC за 1998–2006 гг. Пунктирной линией обозначены эпицентральные области землетрясений $M_w = 8.3$ (15.11.2006) и $M_w = 8.1$ (13.01.2007).

Эта особенность морфоструктуры зоны Беньофа Центрально-Курильской области не имеет аналога в других островных дугах. Можно предположить, что она связана с возникновением январского землетрясения 2007 г. с $M_w = 8.1$ с океанической стороны глубоководного Курило-Камчатского жёлоба, характеризующегося сбросовым механизмом очага, который резко контрастирует с типичными взбросовыми и взбросо-сдвиговыми механизмами очагов островных дуг.

В настоящей работе аномальные характеристики зоны Беньофа, определенные по распределению форшоков землетрясений 2006 и 2007 гг., были сопоставлены с особенностями распределения их афтершоков.

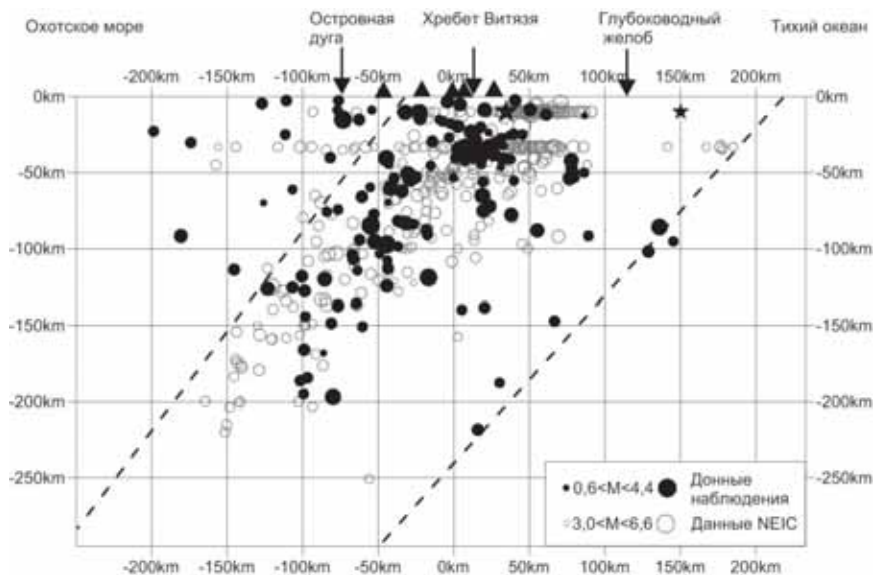


Рисунок 2. Вертикальный разрез через сейсмоактивную зону с проекцией очагов на плоскость из полосы, ограниченной линиями 2 и 4 (см. рис. 1), по данным донных сейсмологических наблюдений в августе-сентябре 2006 г. и данным NEIC за период 1998-2006 гг. Звездами обозначены проекции очагов землетрясений $M_w = 8.3$ (15.11.2006) и $M_w = 8.1$ (13.01.2007). Аналогичный разрез для области между линиями 1 и 3 см. в работе [2].

Эти особенности хорошо проявляются при сравнении карт эпицентров и поперечных вертикальных разрезов сейсмичности через эпицентральной зону катастрофических землетрясений за равные промежутки времени – 1998-2006 гг. для форшоков и 2006-2014 гг. для афтершоков.

На рис. 1 и рис. 3 приведены соответственно данные по распределению эпицентров форшоков и афтершоков за указанные периоды времени. На стадии афтершоков их подавляющее большинство сосредоточено в пределах эпицентральных зон землетрясений 2006 и 2007 гг. с повышенной концентрацией эпицентров в юго-западной части зоны первого и в зоне второго землетрясений. На картах эпицентров линиями ограничены области, по которым построены поперечные вертикальные разрезы. Линии 1 и 3 ограничивают область форшоков, через которую построен разрез в работе [2]. Поскольку эта зона не захватывает ни одну из эпицентральных областей, была выделена дополнительно вторая зона между линиями 2 и 4, включающая юго-западные части эпицентральных областей землетрясений 2006 и 2007 гг.

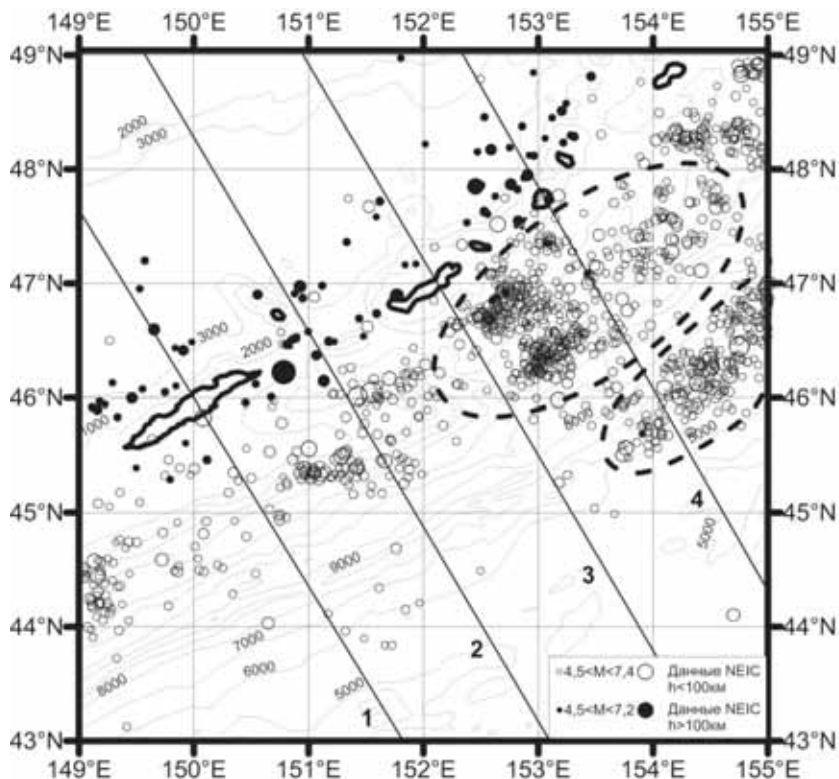


Рисунок 3. Карта эпицентров землетрясений Центрально-Курильской области по данным NEIC за 2006-2014 гг. Пунктирной линией обозначены эпицентральные области землетрясений $M_w = 8.3$ (15.11.2006) и $M_w = 8.1$ (13.01.2007).

На рис. 2 и рис. 4 показаны вертикальные разрезы по форшокам и афтершокам соответственно для области между линиями 2 и 4. По этим материалам выявляется четкое различие между распределением гипоцентров в периоды форшоков и афтершоков. Вместо широкого распространения землетрясений сейсмоактивного геоблока Курильской дуги в период форшоков произошло резкое сужение границ сейсмоактивной области вследствие исчезновения внешней подзоны, и гипоцентры концентрируются преимущественно в зоне Беньофа. В области между линиями 1 и 3 наблюдается та же закономерность.

Такое явление при сейсмологических исследованиях одной из областей островных дуг обнаружено впервые, причем существенную роль сыграли детальные сейсмологические исследования с использованием донных станций.

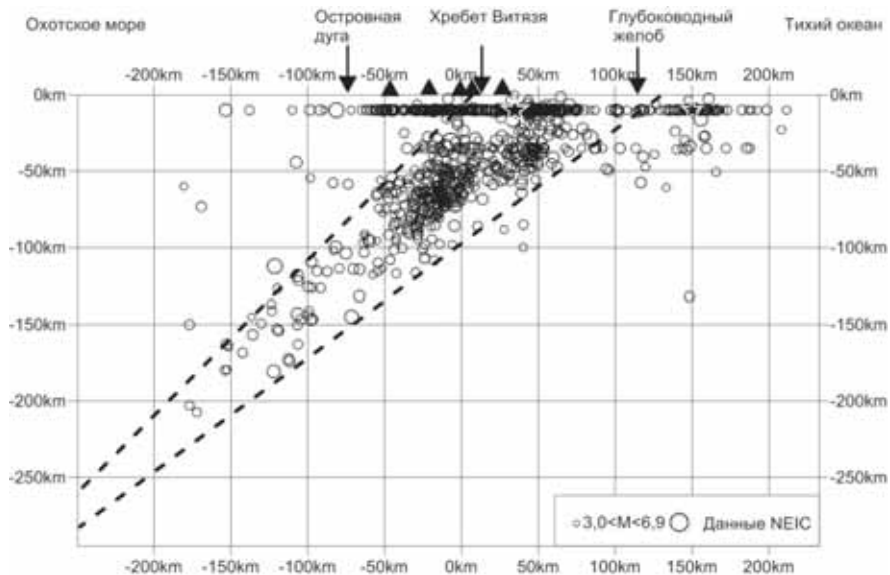


Рисунок 4. Вертикальный разрез через сейсмоактивную зону с проекцией очагов на плоскость из полосы, ограниченной линиями 2 и 4 (см. рис. 1), по данным NEIC за период 2006-2014 гг. Звездами обозначены проекции очагов землетрясений $M_w = 8.3$ (15.11.2006) и $M_w = 8.1$ (13.01.2007).

Работа выполнена в рамках проекта № 14-50-00095 Российского научного фонда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Utsu T. // Geophys. Bull. Hokkaido Univ. 1968. V. 13. P. 99–103.
2. Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. // Физика Земли. 2009. № 9. С. 48–65.
3. Хасегава А., Умино Т., Тагаки А. // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 58–75.

Paper presents an analysis of distribution peculiarities of foreshocks and aftershocks for catastrophic earthquakes 15.11.2006 and 13.01.2007 in Central Kuril region. The study reveals Central Kuril Benioff zone uniqueness in preparation stage of huge earthquake.

Ломтев В.Л.

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
v.lomtev@imgg.ru)

Новое в строении и истории СЗ плиты Пацифики (по данным НСП)

Lomtev V.L.

(Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

The new in the structure and history of NW Pacific plate (by SCP data)

Ключевые слова: СЗ плита, НСП, срыв слоев 1–4, мезокайнозойский чехол, абиссальный холм, разломная зона, протрузия, интрузия, черный курильщик.

Недавно в ИМГиГ проведена интерпретация данных высокочастотного (120–150 Гц) НСП, профиля (далее ПР) МОГТ1 и глубоководного бурения «Гломара Челленджера» на Северо-Западной (СЗ) плите Пацифики [1–5]. Показано, что ее структура в основном связана с гравитационным дивергентным срывом слоев 1–4 или т.н. океанической коры в неогене-квартере на склонах краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо. Срыв сопровождался расчешуиванием восточного и западного аллохтонов (плит), бескорневыми, предположительно 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 СЗ 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). Их 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 (фации позднего эпиконтинентального Тетиса). 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?). Вместе с тем данные НСП и бурения говорят о своеобразии окраин СЗ плиты (мелководный олигоцен на севере, кремне-карбонаты позднего мезозоя на поднятии Шатского и др. [5]). Ниже освещены новые аспекты строения и истории ряда периферийных участков плиты (рис. 1–4; их положение см. на рис. 1 в третьем докладе автора).

Первый пример связан с конседиментационной моноклиалью (КМ) на ПР19Г на юго-западной окраине южного блока поднятия Шатского (рис. 1).

Ширина КМ достигает 15 км. Согласно [1] смещение плиты по скрытому надвигу происходило к югу. Конседиментационное утонение толщи А к своду моноклинали показывает, что ее история восходит к поздней юре-раннему мелу. Во время формирования толщи В и горизонта С подвижки по разлому прекратились, т.к. их мощность на крыльях моноклинали выдержана. В неогене-квартере подвижки возобновились, что надежно фиксирует утонение контуритов толщи D к своду КМ. Таким образом, налицо унаследованные смещения по скрытому надвигу фундамента и связанной с ним КМ в мезокайнозой. Отдельная проблема - свежий облик абиссального русла и намывной дамбы (топовихрь или абиссальные бури [1, 3]).

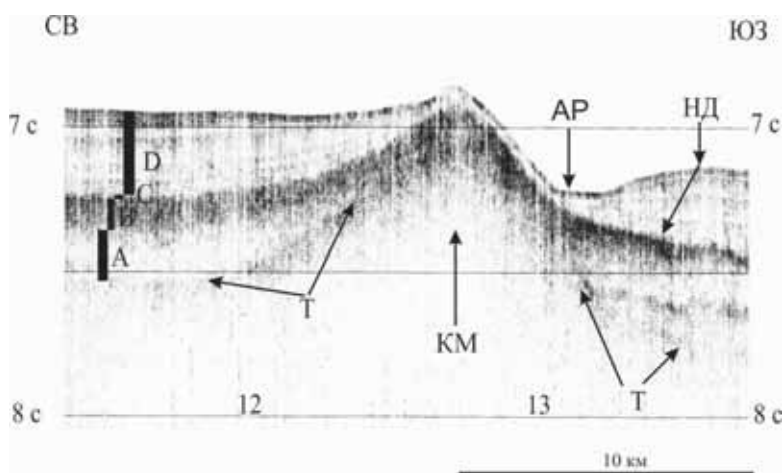


Рисунок 1. Фрагмент ПР19Г (НИС «Проф. Гагаринский»). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега; вертикальные линии – марки времени здесь и на рис. 2–4. Стратиграфия по [1–4] здесь и на рис. 2–4. Т – финальные траппы поздней юры-раннего мела; А – шельфовые карбонаты поздней юры-раннего мела; В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

Там же на юго-западной окраине южного блока поднятия Шатского ПР18Г2 пересек разломную зону шириной 25 км (рис. 2). Финальные траппы и вышележащий мезокайнозойский чехол здесь подняты на 0.1–0.4 с (до 200–400 м) над смежным ложем. В структуре зоны выделим осевой блок с рифовой шапкой (линза прозрачных карбонатов) шириной 9 км. С обеих сторон он ограничен скрытыми надвигами. Так, разлом вдоль северо-

западного края зоны маскирует четвертичный купол, связанный с внедрением гранитной протрузии [1]). В рельефе дна это симметричный абиссальный холм высотой ~60 м. Однако в опаковом слое купол уже асимметричен и его высота возрастает до ~200 м, что указывает на дочетвертичные подвижки по скрытому надвигу. Заложение этой разломной зоны произошло вероятно в конце поздней юры-раннем мелу после излияния финальных траппов [2]. 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 исследуемой разломной зоны с выжиманием осевого блока и внедрением протрузии гранитов вдоль ее северо-западного края. Таким образом, здесь четко проявлена унаследованность морфоструктурного плана СЗ плиты в мезокайнозое.

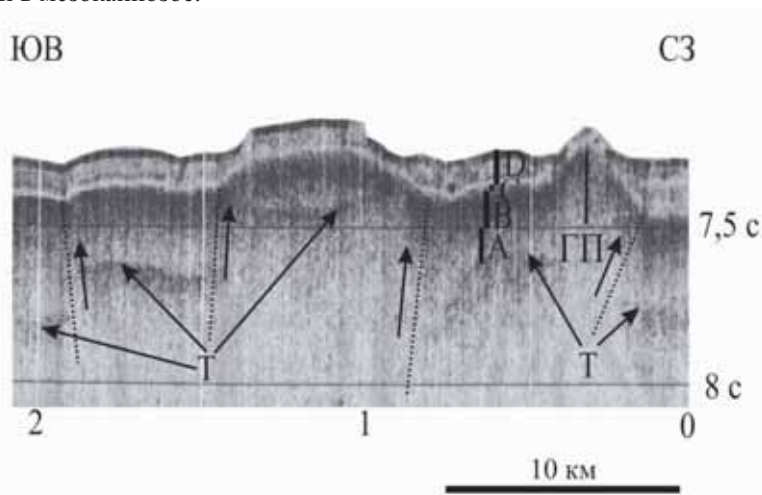


Рисунок 2. Фрагмент ПР18Г2 (НИС «Проф. Гагаринский»). ГП – гранитная протрузия [1]; точки со стрелками – разломы и смещения по ним.

Ниже представлен фрагмент ПР28, 29Г на юго-западе котловины Тускара в зоне одноименного регионального разлома (рис. 3). Последний протягивается к северо-западу в сторону вала Зенкевича и Курильского желоба [5, 6]. Здесь в депрессии шириной 24 км и глубиной 100 м обнаружены более десятка миниконусов высотой 5-15 м и диаметром основания до 10-30 м. На профилях НСП по ложу СЗ Пацифики они прежде не описывались [1-6]. Строение дна здесь традиционное для мезокайнозойского чехла СЗ плиты, включая его вертикальную «нарезку», вызванную миграцией газа [4]. Обсуждение природы миниконусов, в том числе с д.г.-м.н. Н.С. Оста-

пенко (ИГиП ДВО РАН, 16.09.2014 г.), позволяет предварительно относить их к черным курильщикам, связывая с неглубокой (до ~1 км) молодой интрузией и зоной придонной гидротермальной циркуляцией над ней. Косвенно этот вывод поддерживают данные по повышенному теплотокоту на рис. 5 в [7], где в ~300 км от этого района есть станции со значениями 138.0 и 85.8 мВт/м².

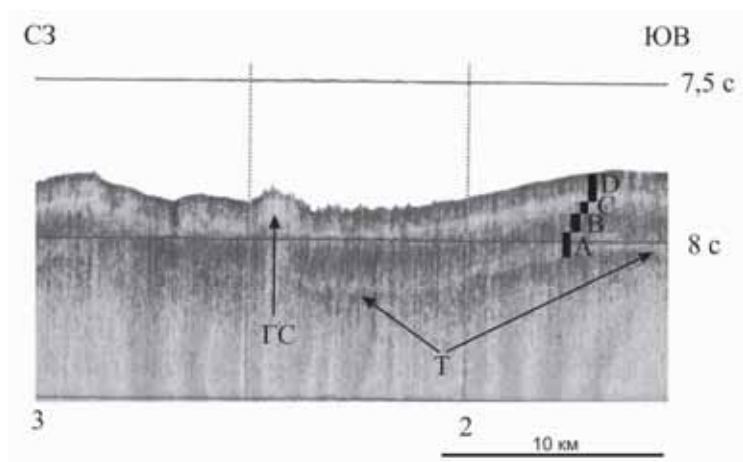
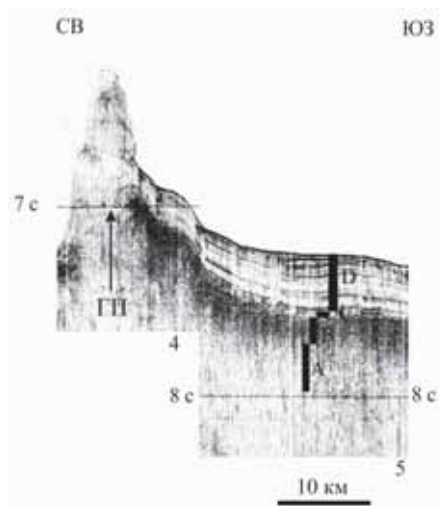


Рисунок 3. Фрагмент ПР28, 29Г (НИС «Проф. Гагаринский»).
ГС – газовый столб [4].



Еще один пример обнаружен на ПР6МГ2 в северной части котловины Тускарора (рис. 4) с необычным абиссальным холмом шириной 23.5 км и разновысотными склонами: левый – 660, правый – 330 м. Особо отметим их шероховатость, разную крутизну (левый ~10°, правый ~5°) и отсутствие осадочного кайнозоя. К правому склону примыкает ступенчатый цоколь с сокращенной почти вдвое мощностью толщ D.

Рисунок 4. Фрагмент ПР6МГ2 (НИС «Морской геофизик»).

Субстрат холма полупрозрачен, с микродифракциями и в полосе шириной ~5 км «уходит» на глубину. Поэтому холм вероятно слагают брекчия и глыбы прозрачных известняков толщи А [2]), выдавленные гранитной протрузией в квартере. Иначе говоря, данный холм имеет тектоно-инъективный генезис.

Итак, данные НСП и бурения надежно фиксируют тектоническую подвижность СЗ плиты Пацифики, связанную со срывом слоев 1–4 и бескорневыми гранитными протрузиями в неогене-квартере. Формирование структурного плана плиты в мезокайнозой происходило унаследованно с крупной фазой покоя в эпоху пенепленизации [2]) и коррелировало с историей седиментогенеза в бассейнах позднего эпиконтинентального Тетиса и молодой глубоководной Пацифики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.
2. Ломтев В.Л. Признаки Пацифики и Тетиса на ложе СЗ Пацифики // Ученые записки БрГУ. 2011. Вып. 7. Ч. 2. С. 110–122.
3. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11–17.
4. 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.
5. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
6. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.

Structure features and partly Meso-Cenozoic history of some peripheral areas of the NW Pacific plate are considered by seismic continuous profiling data (inherited and/or discontinuous displacements along plate faults, Neogene-Quaternary, probably granitic, protrusions and glide structures of Layers 1–4, young intrusion).

Ломтев В.Л.

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
v.lomtev@imgg.ru)

К строению и истории абиссальных холмов СЗ плиты Пацифики

Lomtev V.L.

(Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

On the structure and history of abyssal hills of NW Pacific plate

Ключевые слова: СЗ плита, НСП, абиссальные тектонические и инъективные холмы, срыв слоев 1–4, мезокайнозойский чехол, разлом, протрузия.

Ниже 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 высокочастотного НСП МОВ, профиля (далее ПР) МОГТ1 и бурения [2–6], а также атлас В.Н. Патрикеева [7]. Положение фрагментов профилей НСП (рис. 1–4) см. на рис. 1 в третьем докладе автора.

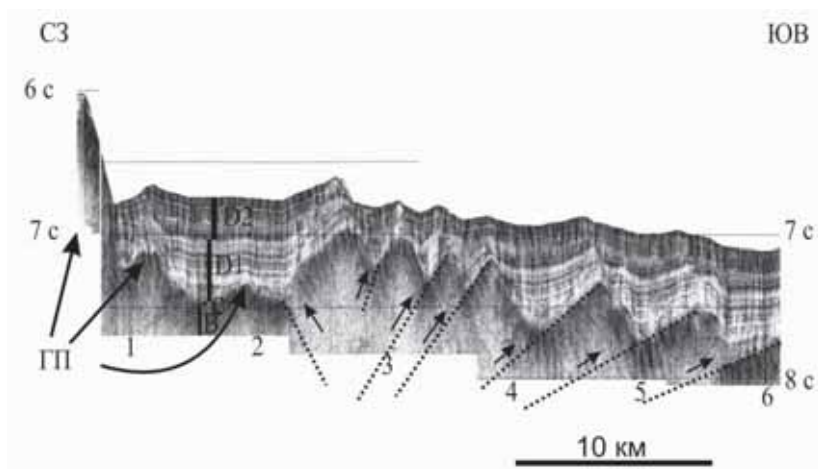


Рисунок 1. Фрагмент ПР1МГ (НИС «Морской геофизик»). Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега здесь и рис. 2–4. Выделены часовые марки судового времени здесь и рис. 2–4. Точки со стрелками – разломы и смещения по ним здесь и на рис. 2–4. ГП – гранитная протрузия из слоя 4 здесь и на рис. 3, 4 [3].

Стратиграфия разреза в тексте и подписи к рис. 2.

Тектонические холмы. На профилях НСП и МОГТ1 они асимметричны, широко распространены на СЗ плите и связаны, в основном, со срывом слоев 1–4 в неогене-квартере [2–5].

Первый пример дает ПР1МГ с грядой небольших высотой до 120 м на вале 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 юго-восточных 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-надвиговой веер). Высота складок возрастает до ~500 м в кровле докайнозойского акустического фундамента, что связано с конседиментационным режимом надвигания и повышенной мощностью гемипелагических (горизонт D1) и гемитерригенных (горизонт D2) осадков на внешнем подножии Курильской окраины [4, 5]. На это указывает утонение осадков фана (особенно горизонта D1) к сводам тыловой и фронтальных складок. Оно также позволяет датировать структуры этого веера средним миоценом-квартером.

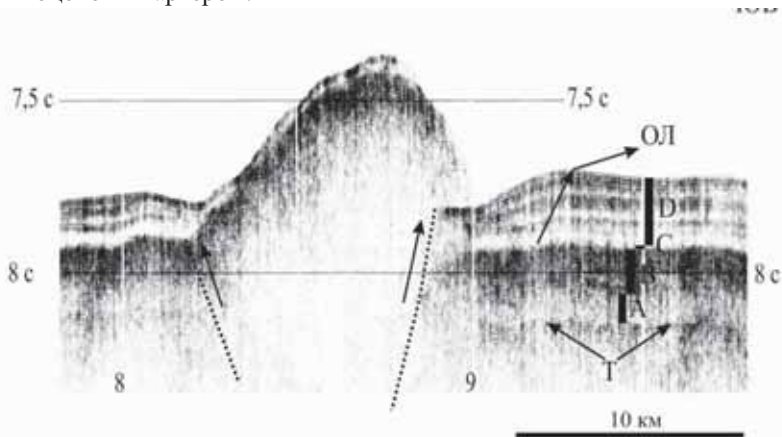


Рисунок 2. Фрагмент ПР18Г1 (НИС «Проф. Гагаринский»). ОЛ – осадочная лопасть здесь и на рис.4; Т – финальные траппы поздней юры-раннего мела; А, В – шельфовые и прибрежные фации позднего Тетиса соответственно; С – лессы палеосуши Пацифиды (палеоген-ранний миоцен); D – неоген-четвертичные гемипелагиты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

Другой пример дает ПР18Г1 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 ($\sim 4^\circ$) склоне. Через его подошву гемипелагиты (контуристы) протягиваются на прилегающую равнину ложа, где слагают верхнюю, придонную часть толщи D. И напротив, противоположный, короткий (2.4 км) и крутой ($\sim 8^\circ$) склон этого холма обнажен (выход фундамента). Лишь его основание прикрыто маломощными русловыми гемипелагитами, слагающими небольшую 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 банка мелраннекайнозойского пенеплена [2]. Банка контролировала положение русла и отложение гемипелагитов в позднем миоцене–начале-середине квартера. Позднее она была приподнята взбросом, унаследованным от предшествовавшей эпохи пенепленизации. *Инъективные холмы*. В отличие от тектонических инъективные абиссальные холмы почти симметричны, имеют коническое строение и распространены также широко [7].

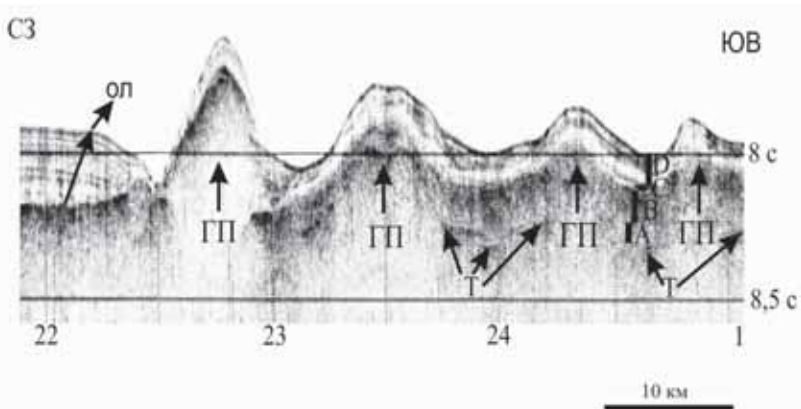


Рисунок 3. Фрагмент ПР111Г (НИС «Проф. Гагаринский»).

Один из примеров дает ПР111Г с цепью невысоких холмов на юго-западе котловины Тускарора близ одноименного разлома и края фана Сангарского каньона (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 [1]. Все они являются молодыми постседимента-

ционными 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 $\sim 4.5^\circ$, правый $\sim 15.5^\circ$) с разным строением и мощностью гемипелагитов. К основанию его пологого склона прижаты абиссальное русло и край Сангарского фана, что указывает на структурную банку поздний мел-раннекайнозойского пенепплена [2], контролировавшую аккумуляцию гемипелагитов у подошвы курильской окраины. В квартере банка была приподнята по надвигу, который определил ее асимметрию аналогично структурной банке на 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. Таким образом, осадки шапки были частью мегафана, эродированными при образовании холма.

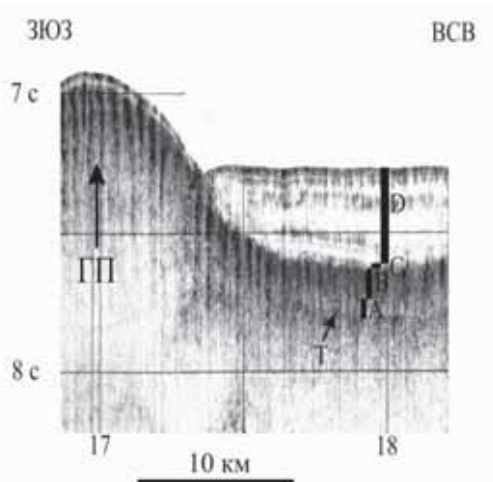


Рисунок 4. Фрагмент ПР4МГ (НИС «Морской геофизик»).

Еще один пример инъективного холма дает ПР4МГ у подошвы западного склона поднятия Шатского. Его полуширина достигает 17.6 км при высоте ~ 550 м, включая нижнюю часть, погребенную под контуритами толщи D мощностью 315 м (поздний миоцен-квартер). Его восточный склон выпукло-вогнутый и пологий ($\sim 2^\circ$). Его вершина и восточный склон драпированы маломощными (~ 40 м) лессами пенепплена [2]. Они прослежены на прилегающую равнину ложа, где погребены под осадками толщи D. В погребенной части склона кровля горизонта C является локальным угловым несогласием, связанным со спокойным (без размыва) налеганием контури-

тов. Оно надежно фиксирует предпозднемиоценовый возраст холма. Отсутствие вершинного бенча указывает на подводные условия образования в среднем миоцене, т.е. после затопления пенепплена водами молодой Пацифики, но до отложения контуритов мегафана.

Итак, на СЗ плите преобладают молодые тектонические и инъективные холмы, связанные со срывом слоев 1–4 и бескорневыми гранитными протрузиями. Их примеры см. в [7], причем нередко с элементами унаследованного развития и без признаков подводного вулканизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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. Мезокайнозойский пенепплен в Северо-Западной Пацифике // Строе-ние земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С. 38–53.
3. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизи-ческий вестник. 2010. № 1. С. 21–32.
4. Ломтев В.Л. Признаки Пацифиды и Тетиса на ложе СЗ Пацифики // Ученые за-писки БрГУ. 2011. Вып. 7. Ч. 2. С. 110–122.
5. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещест-венный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.
6. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещест-венный 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.

From SCP and Meso-Cenozoic cover seismostratigraphy data of NW Pacific plate describe asymmetric, tectonic and more symmetric, injected seahills and without signes of volcanic activites. Tectonic hills are connected with faults of Layers 1–4 glide, injected hills – with unroot granitic protrusions from Layer 4 in Neogene-Quaternary.

Ломтев В.Л.

(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск,
v.lomtev@imgg.ru)

К строению холмов и газоносности поднятия Шатского

Lomtev V.L.

(Institute of Marine Geology and Geophysics of FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk)

To the structure of seahills and gas presence of Shatsky rise

Ключевые слова: поднятие Шатского, мезокайнозойский чехол, газоносность, холм, газовулканический конус, экструзивный вулкан, газовые окно, столб, «нити».

В плане поднятие или блоковая мегамоноклираль Шатского с крутым, восточным и пологим, западным склонами располагается во фронте СЗ плиты в центре крупной одноименной котловины ложа Пацифики [1, 2].



Рисунок 1. Батиметрическая карта СЗ плиты Пацифики [3] со скважинами «Гл. Челленджера», профилей МОГТ1 и НСП НИС «Морской геофизик» (МГ) и «Проф. Гагаринский» (Г) из этого и двух других докладов автора на 21 школе ИОРАН по морской геологии. Изобаты в метрах.

Более 50 лет оно изучается геолого-геофизическими методами. В его геологии выделим аномально утолщенную (~30 км) земную кору, поздне-мезозойский возраст, разрыв системы магнитных линейных аномалий с изломом в их простираии 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 верхне-мантийными серпентинитовыми ядрами либо как подводные, лаво-шлаковые конусы, т.е. как типичные вулканы [4]. Ниже представлены и описаны фрагменты двух профилей НСП (далее ПР) в присводовой части поднятия из этого (рис. 1).

На рис. 2 самый протяженный (~93 км) фрагмент ПР2МГ пересекает привершинную часть поднятия Шатского. Он интересен тремя полупогребенными конусами в кровле контрастного позднемезозойского чехла. Конусы маркируют края ступеней, ограниченных скрытыми разломами и/или флексурами. Диаметр конусов увеличивается слева направо от 12 до 13 и 23.5 км. В том же направлении возрастает и их высота, определенная по левым склонам (уступы ступеней в рельефе дна): от 190 до 240 и 910 м соответственно. Отметим пологие (до 4°) склоны конусов и их разновысотность (левые склоны выше правых), обусловленную гипсометрией 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 позднемезозойского чехла на склоны конусов (см. ПР2МГ в атласе [5]). Заметим, что налегание надежно фиксирует их средне-позднеюрский возраст. Дифракции под вершиной правого конуса на уровне ~4.5 с по аналогии с прикурильскими куполами [6] могут указывать на финальные экструзии вязкой магмы (экструзивные вулканы). С таким дополнением согласуется их газонасыщенность, фиксируемая газовыми окнами. За их пределами газоносность чехла видна по многочисленным сквозным газовым столбам и «нитям», достигающим дна (рис. 2). Таким образом, поднятие Шатского следует рассматривать как восточную часть первой абиссальной нефтегазоносной провинции Земли [7]. С учетом его тектонической подвижности и трансгрессивной кривой уровня Пацифики в кайнозое [1, 2, 4, 8] особый интерес представляют два небольших краевых бенча на нижней и средней глубоководных ступенях. Нижний бенч срезает аномально контрастные гемипелагиты предположительно толщи D на глубине ~4100 м, которые с утонением поднимаются на уступ средней ступени (центральный конус). Продукты абразии аналогично окраинным морям Пацифики [9] вполне могли усилить акустическую контрастность осадков молодой (неоген-квартер) придонной толщи D в этом районе СЗ плиты.

Итак, полупогребенные разновысотные конусы в присводовой части поднятия Шатского на ПР2МГ по всей видимости являются древними экстрезивными вулканами, частью абрадированными.

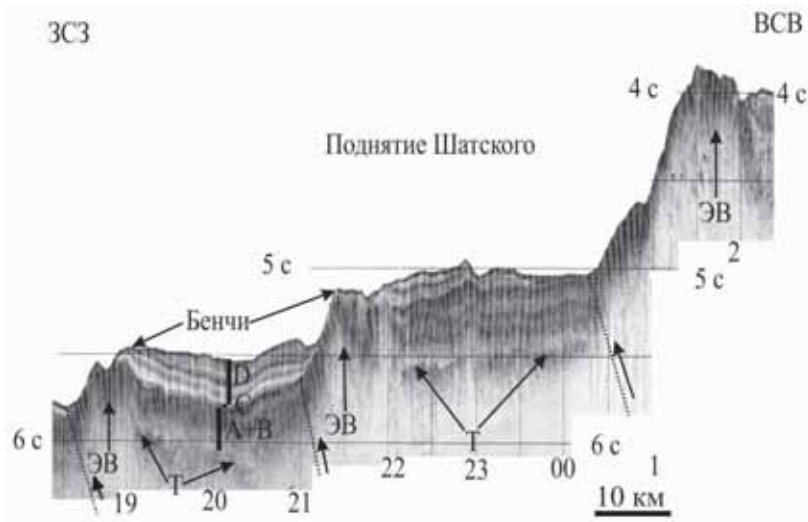


Рисунок 2. Фрагмент ПР2МГ (НИС «Морской геофизик») в привершинной части поднятия Шатского. Его положение см. на рис. 1. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега здесь и на рис. 3; вертикальные линии – получасовые марки судового времени здесь и на рис. 3; ЭВ – экстрезивный вулкан, Т – позднемезозойские траппы, А+В – кремнистые известняки позднего мезозоя, С – горизонт немых алевропелитов палеогена-раннего миоцена, Д – гемипелагиты неогена-квартера здесь и на рис. 3 [3, 10–12]. Пунктир со стрелками – скрытые разломы и смещения по ним.

На рис. 3 показан фрагмент ПР3МГ также в присводовой части поднятия Шатского (рис. 1). Он интересен небольшим холмом с вершинным кратером глубиной 100 м. Холм возвышается над кровлей контрастного поздне-мезозойского 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 Д 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 акустически контрастное, местами полупрозрачное с массой микро-дифракций и непротяженных, разнонаклонных отражающих площадок, не

формирующих нормальную осадочную расслоенность. Сходное строение наблюдается и в основании холма в полосе шириной ~5 км, где в контрастном позднемезозойском чехле прерывается пологонаклонная к юго-востоку расслоенность. Таким образом, исследуемый холм сложен брекчией и глыбами подстилающего позднемезозойского чехла и имеет по всей видимости взрывную природу (газовулканический конус). Взрыв произошел под водой, поскольку имел небольшой разлет обломков и мог быть вызван внедрением горячей интрузии в газовые пласты, залегающие среди известняков, частью кремнецветных, и траппов позднего эпиконтинентального Тетиса [11, 12]. Время взрыва и формирования холма (квартер) можно 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. Верхняя пачка имеет переменную мощность с небольшим раздувом близ холма. Ее кровля полого поднимается к юго-востоку, а подошва погружается в ту же сторону, следуя наклону нижних пачек.

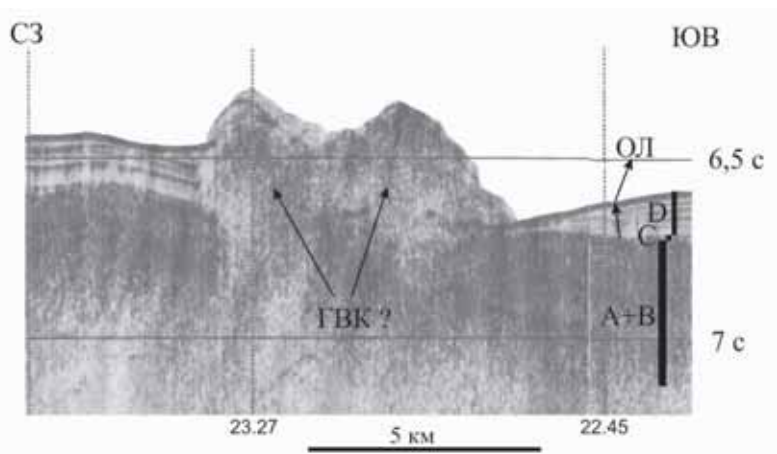


Рисунок 3. Фрагмент ПРЗМГ (НИС «Морской геофизик»). ГВК –предполагаемый газовулканический конус; ОЛ – осадочная лопасть.

Итак, на поднятии Шатского обнаружены признаки региональной газоносности мезокайнозойского, осадочно-траппового чехла, поддержаны вулканическая природа и древний (поздняя-средняя юра) возраст трех приразломных полупогребенных конусов (вероятно экструзивные вулканы). Таким образом, в его геологии с учетом краевых бенчей ступеней намечены новые объекты для будущих геолого-геофизических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука, 1984. 232 с.
2. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 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. Ханкишиева Л.М. Строение осадочного чехла возвышенности Шатского. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ИОРАН, 1989. 24 с.
5. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
6. 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. 44–55.
7. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11–17.
8. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
9. Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 112 с.
10. 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.
11. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Доклады междунар. симпозиума 24–28 сентября 2002 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 131–144.
12. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.

Features of the structure of some seahills and gas presence of Meso-Cenozoic, sedimentary-trap cover near top of the Shatsky rise (NW Pacific plate) are considered by seismic continuous profiling data. Among them: Quaternary, probably explosive, gasvolcanic cone and three Middle-Late Jurassic, possibly extrusive, volcanoes.

Миронюк С.Г.

(ООО «Газпром инжиниринг», г. Москва, e-mail: mironyuk.sg@gaz-eng.ru)

**Погребенные палеодолины северо-восточного шельфа
о. Сахалин: морфология, морфометрия, состав и свойства
четвертичных отложений**

Mironyuk S.G.

(Gazprom engineering LLC, Moscow)

**Buried paleovalleys northeastern shelf of Sakhalin Island:
morphology, morphometry, composition and properties
of Quaternary deposits**

Ключевые слова: погребенная долина, шельф, позднеплейстоценовая регрессия, геологические опасности

Одной из важнейших морфологических черт современного шельфа является широкое распространение подводных долин [1]. В настоящее время признано, что указанные долины материковой отмели, в той или иной степени заполненные осадками, представляет собой в большинстве случаев реликты речных систем, формировавшихся в эпохи планетарных регрессий моря [2]. В частности, большая часть форм рельефа на сахалинском шельфе (подводные долины, поднятия, уступы и т. д.), трактуются как реликты субаэрального происхождения [3–5]. Их образование имело место в раннем и в позднем плейстоцене, когда шельф значительной части Охотского моря был сушей [6, 7]. Не исключено, что некоторые из выявленных на шельфе подводных долин созданы приливо-отливными течениями, сгонно-нагонными и суспензионно-эрозионными процессами [8, 9]. Кроме того, есть основания предполагать, что часть из обнаруженных в ходе исследований фрагментов погребенных палеодолин субмеридионального простирания, заполненных слабоконсолированными глинистыми отложениями, обогащенными органическим веществом представляют собой древние лагуны.

Сведения о врезанных палеодолинах сахалинского шельфа имеются как в немногочисленных опубликованных работах [3–5, 7], так и в обширных фондовых материалах инженерно-геологических изысканий, выполняемых здесь с начала 80-х г. прошлого века.

Согласно указанным источникам данных, на Лунской площади (северо-восточный шельф Сахалина) прослеживаются четыре погребённые долины, пересекающие Лунскую структуру в субширотном направлении. Максимальная мощность осадков (зеленовато-серых, текучепластичных и мягкопластичных глин), выполняющих долину, достигает 17–30 м, в то время как мощность современных песчаных отложений в сводовой части структуры всего 1–1.5 м. Ширина палеодолин изменяется от 200 до 1600 м.

В пределах месторождения Аркутун-Даги врезанные палеодолины располагаются параллельно простиранию ступенчатых разломов на глубине 5–7 м от дна моря. Отложения палеоврезов представлены темно-серыми, черными мягкопластичными глинами с высоким содержанием органических веществ мощностью около 2 м, которые перекрывают пылеватые пески, однородные, средней плотности. Мощность осадков составляет 3–10 м и более. В тальвеге некоторых палеодолин в четвертичных отложениях отмечается скопление газов (главным образом H_2S). Ширина долин – 750–1000 м.

В границах Пильтун-Астохского месторождения также встречается несколько крупных субширотных погребенных палеодолин, врезанных в отложения нутовской свиты. Отложения эрозионных врезов представлены текучепластичными и мягкопластичными газонасыщенными глинами с высоким содержанием органики. Наличие большого количества рассеянного органического вещества (цвет глин темно-серый, черный), растительных остатков указывают на их, возможно, старичное или лагунное происхождение. Ширина древних долин изменяется от 400 до 1750 м, максимальная глубина их вреза достигает 14–15 м.

Как показали сейсмоакустические исследования и буровые работы, затопленные речные долины прослеживаются в заливах Терпения и Анива. Здесь они образуют сложные древовидные системы и в целом ряде случаев располагаются на продолжении современных долин рек Поронай, Рукутамы, Таранай и Мерее. Протяженность затопленных долин в заливе Терпения достигает 200 км. Характерный разрез одной из долин на Найбинской площади указанного залива приведен в работе [9]. Он начинается илом глинистым, серым, текучим мощностью 1.5 м, который перекрывает супеси темно-серые, текучие. Мощность горизонта супесей около 12 м. Общая мощность аллювиальных отложений, выполняющих палеоврез, составляет 16 м.

Детально палеодолины изучены также в Анивском заливе, где выполнялись изыскания для строительства морского нефтепровода. Здесь обнаружены две палеодолины, которые являются подводным продолжением р. Мерее и ручья Голубого. Ширина палеодолины р. Мерее изменяется от 700 до 1000 м, глубина вреза в различных ее частях изменяется от 3–5 до 6–8.5 м. Крутизна склонов палеодолины составляет 3–5°. В палеодолинах под современными осадками прослеживаются мягкопластичные черные глины. Мощность глин составляет 8–10 м.

Наиболее подробно сеть подводных долин исследована в пределах Киринской площади, где в 2010 г. ООО «Питер Газ» были выполнены комплексные инженерные изыскания. Одной из задач изысканий являлась оценка геологических опасностей, к которым относятся и палеодолины. Ранее нами было показано, что изучение древних эрозионных форм имеет большое значение при выборе мест заложения разведочных скважин, строительстве разнообразных морских сооружений и т. д. [10].

Для морских исследований использовались параметрический профилограф Innomar SES-2000 Medium и профилограф с излучателем типа «Бумер», выполнялись также буровые работы, отбор проб с применением пробоотборника гидроударного типа. Проведение непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) на разных частотах и гидролокации бокового обзора позволили детально изучить строение четвертичного покрова и рельеф дна района работ.

В результате анализа полученных данных и с учетом архивных материалов, площадь исследования была разделена на три основных района:

- восточный (глубоководная часть, за пределами берегового склона, поверхность аккумулятивного выравнивания);
- центральный (поверхность денудационно-абразионного выравнивания с обширной зоной выхода коренных пород на дне);
- западный (мелководная часть, поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания).

Преимущественно по материалам НСАП в пределах изученной площади было выделено семь U-образных реликтовых долин, врезанных в породы нутовской свиты (центральный район) и в четвертичные пески и суглинки (восточный район).

Скважина, пройденная в контуре палеодолины №1 (восточный район), вскрыла толщу песков мелких и гравелистых с прослоями суглинка твердого, плотного. Общая мощность отложений, выполняющих врез составляет 8 м. Пески имеют влажность (W) 16–22%, плотность (ρ) 1.97–2.05 г/см³. Ширина палеодолины варьирует от 350 до 450 м. Всего в восточном районе по геофизическим данным выявлено 3 палеодолины. Максимальная ширина палеодолин составляет около 1000 м. В центральном районе обнаружено 4 палеодолины (рисунки).

Эрозионные врезы в верхней части, до глубины 4–5 м, выполнены песками мелкими, пылеватыми и средней крупности с прослоями гравия, и лишь в одном случае – суглинком серым с прослоями темно-коричневого, заторфованного, мягкопластичного. В слое имеются признаки газонасыщенности осадков. Влажность песчаных отложений составляет 20.6–24.3%, $\rho = 1.94\text{--}1.96$ г/см³. Свойства суглинка следующие: W = 25.5%, $\rho = 1.99$ г/см³. Ширина палеодолин изменяется от 200 м до 1050 м, максимальная мощность отложений выполняющих врезы – 14.5 м.

В пределах рассматриваемого района при глубине моря 60–70 м в толще четвертичных отложений обнаружен прослой слабо разложившегося торфа, с фрагментами растительных остатков мощностью 0.15–0.20 м. Его перекрывает толща песков с включением гравия и обломков раковин мощностью около 5 м.

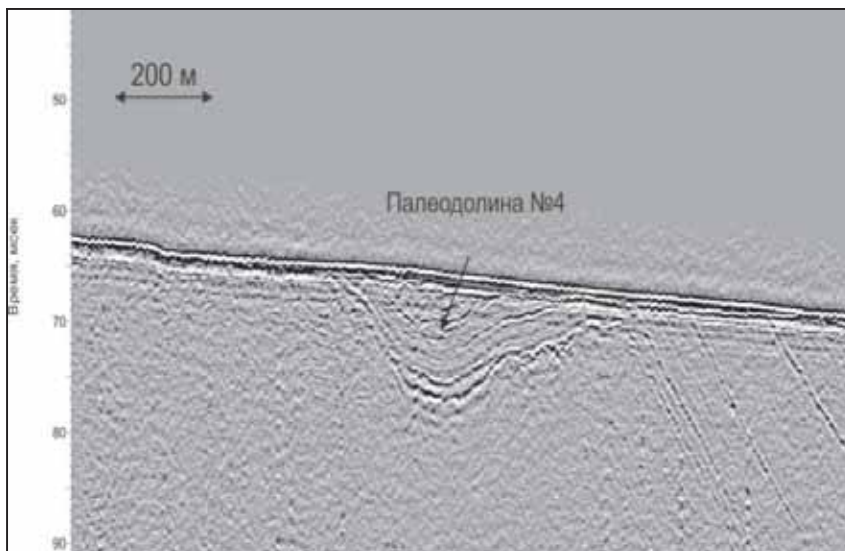


Рисунок. Поперечный сейсмоакустический профиль через палеодолину №4

Выявленные в ходе исследований прослои торфа, фрагменты палеодоллин, которые прослеживаются до изобат 80–90 м, лишний раз свидетельствует о субаэральных условиях существования значительной части шельфа о. Сахалин в период последней регрессии Охотского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Панов Д. Г. Генетические типы подводных долин и подводных каньонов // Известия ВГО. 1959. Т. 91. Вып. 5–6. С. 457–464.
2. Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, 1972. 548 с.
3. Шельф Сахалина: геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и пути освоения ресурсов нефти и газа. М.: Недра, 1975. 192 с.
4. Александрова А. Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.
5. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1957. Т. 22. 76 с.
6. Гальцев-Безюк С.Д. О подводных долинах северо-восточного побережья Сахалина // Известия ВГО. 1964. Т. 96. Вып. 1. С. 49–54.
7. Сваричевский А. С. Экзогенный рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 69–81.

8. Геология СССР. Т. XXX III. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 432 с.
9. Здобин Д. Ю. Инженерно-геологические свойства илов шельфа западной части залива Терпения // Морская инженерная геология. Сб. научных трудов. Рига: ВНИИморгео, 1990. С. 53–60.
10. МIRONYUK C.Г. Учет палеогеографических условий при выполнении инженерных изысканий на шельфе западного сектора российской Арктики // Инженерные изыскания. 2015. №7. С. 28–38.

Buried of the paleovalleys of the northeastern shelf of Sakhalin Island have been studied by geophysical methods and drilling operations. Several genetic types of the paleovalleys at the bottom of the sea of Okhotsk observed. Buried river valleys are predominant.

Мысливец В.И.¹, Поротов А.В.¹, Лысенко В.И.²

(¹Географический факультет МГУ: myslivets@yandex.ru; ²Севастопольский филиал МГУ: niagara_sev@mail.ru)

Послеледниковая трансгрессия Черного моря и речные долины

Myslivets V.I.¹, Porotov A.V.¹, Lysenko V.I.²

(¹Geographical faculty of Moscow State University; ²Sevastopol brunch of Moscow State University, Sevastopol)

The Holocene transgression of the Black Sea and incised valleys

Ключевые слова: трансгрессия, Черное море, голоцен, речные долины

Введение. Особенности развития послеледниковой трансгрессии Черного моря и ее влияние на развитие рельефа побережья продолжает привлекать к себе большое внимание. Изучение взаимодействия флювиальных процессов и изменяющегося уровня моря, оставившего следы в рельефе и отложениях шельфа и побережья, способно пролить свет на некоторые из этих вопросов.

Материалы и методы. Исследования проводились в четырех районах – на северо-западном шельфе Черного моря, в Севастопольской бухте, в Керченском проливе и дельте Кубани. Они включали полевые наблюдения, геоморфологический анализ батиметрических материалов, бурение и аналитическую обработку кернов (литологический, палеофаунистический и радиоуглеродный анализы), обобщение литературного материала. Результаты исследования. Свидетельства о положении уровня, основанные на строении переуглубленных долин Кавказского побережья, приведены в [1]: наиболее глубокая послекарангатская регрессия оценивается в 112–122 м. В [2] опубликованы данные о галечном поясе на шельфе Южного берега Крыма на глубинах 80–90 м. Проведенное нами в 90-х г.г. эхолотирование в этом же районе показало наличие террасы на глубинах 90–105 м, отделенной от вышележащей равнины шельфа уступом высотой в несколько (до 10) м. Ее природу выявили сейсмоакустические исследования: уступ представляет собой внешний край клиноформы и его подножие не говорит об уровне моря. Глубина древнего берега составляет 80–90 м. На внешнем крае северо-западного шельфа получены данные не только о снижении уровня до отметок 80–100 м, но и о морфологических признаках (террасах) регрессии моря до минус 130–140 м. На румынском шельфе на глубинах 95–100 м были обнаружены абразионные, как считают исследователи, террасы, перекрытые дюнами. Возраст озерных отложений на глубинах 70–90 м составляет от 11 до 8,5 тыс. лет [3]. В это время на шельфе действовали субаэральные процессы, оставившие следы в рельефе и новейших отложе-

ниях. В результате на шельфе, континентальном склоне сформировалась чрезвычайно густая сеть эрозионных форм.

Северо-западный шельф. В ходе послеледниковой трансгрессии затопливались наиболее низкие участки шельфа. Северо-западный шельф представляет собой поверхность, ступенчато опускающуюся на юго-восток. Самая нижняя ступень – район западнее Крыма (аллювиально-морская равнина) лежит в пределах изобат 70–150 м и раньше других оказался под водой. Ограничивающие его прибрежно-морские аккумулятивные формы расположены на глубинах 55–60 м. Эти данные согласуются с выводами Ю.Г. Баландина с соавторами [4], которые выделяют на глубине 55–65 м береговую линию с возрастом около 13 тыс. л. Средняя ступень представляет собой плиоцен-плейстоценовую равнину аллювиальной, озерной (лиманной и лагунной) и морской аккумуляции, лежащую между глубинами 20–60 м. Она занимает центральную часть шельфа; к ней протягиваются ложбины – подводные продолжения речных долин. Затопив ее, море стало формировать береговую линию среднего голоцена. К ней относятся бар в южной части Каркинитского залива на глубинах 29–33 м, аккумулятивные формы в долине пра-Днестра, пересыпь в долине пра-Днепра и расположенная южнее предполагаемая дельта. На глубинах 25–35 м Ю.Г. Баландин и соавторы выделяют береговую линию с возрастом 7–9 тыс. л. Верхняя ступень разделена долинами рек на Тендровский, Днестровский и Алибейский участки, а также Одесскую банку. Эти участки представляют собой комплекс плиоцен-четвертичных речных и морских террас, местами с цоколем из известняков неогена. Нижняя ступень шельфа отличается от средней и верхней ступеней практически полным отсутствием береговых аккумулятивных форм, покрывающих поверхность остальной части шельфа. Возможно, это связано с быстрым подъемом уровня в начале трансгрессии, сменившимся затем возвратно-поступательными движениями.

Севастопольская бухта. На завершающих стадиях подъема уровня море ингрессировало в речные долины. Возникшие заливы перегораживались пересыпями и превращались в лиманы. Севастопольская бухта – затопленные низовья реки Черной. Долина ее выражена в рельефе дна до глубины 31–32 м, а мощность осадочного заполнения при глубине воды 20 м (район молов при входе в бухту) около 40 м. На базальном аллювии лежит ингрессионная толща глинистых илов. В нее до глубины 32 м врезано русло самой молодой генерации. Оно заполнено аллювиальными песками и перекрыто современными морскими отложениями. Некоторое время здесь мог существовать лиман, отгороженный пересыпью на входе в бухту на современных глубинах около 16 м. В Днепро-Бугском лимане на этих же глубинах 11–16 м находится кровля бугазско-витязевских отложений. Затопленные низовья балок – левых притоков р. Черной – образуют ряд бухт; их верховья уничтожены абразией, которая активно разрушает мористый бе-

рег Гераклеяского полуострова. Его отступление за плиоцен-плейстоцен можно оценить в 10 км.

Керченский пролив. Во время регрессии пролив был частью долины Дона, который пересекал низменность на месте будущего Азовского моря и впадал в бассейн к югу от пролива. Кoryтообразное днище пролива врезано в коренные породы до -70 м и выстлано аллювиальными песками, перекрытыми, в свою очередь, толщей лиманных отложений [5]. В верхней части осадочного заполнения пролива по сейсмоакустическим данным прослеживаются следы ритмичности, отражающей неравномерный ход голоценовой трансгрессии Черного моря [6]. Периоды замедления трансгрессии маркируются следами древних береговых линий в виде перерывов в осадконакоплении или фрагментами древних береговых валов. Видны следы, по крайней мере, трех древних береговых линий, расположенные в интервалах глубин 16–18 (20–23 мслс) и 10–12 м (12–15 мслс), они могут быть соотнесены с береговыми линиями бугазской (максимум 8.15 тыс. л. н.) и витязевской (6.8–7.1 тыс. л. н.) стадий. Более молодая береговая линия прослеживается на глубинах 6–9 м от косы Тузла до траверса озера Тобечик. Она образована тремя валообразными аккумулятивными телами, с относительной высотой до 3 м и шириной до 200 м. В них отчетливо выражена косая слоистость с наклоном слоев к северу, отражающая направление роста древней аккумулятивной формы.

Сейсмоакустические профили были сопоставлены с геологическими разрезами прибрежных отложений. В основании вскрытых бурением отложений, слагающих прикорневую часть Камыш-Бурунской косы, залегает линза слоистых илов, перекрываемая пачкой песчаных отложений мощностью до 8 м. Радиоуглеродное датирование раковинного материала из верхней части илов показало, что их возраст составляет около 4.4–4.8 тыс. л.н. (^{14}C возраст 4510 ± 80 лет). Присутствие линзы погребенных илов на абсолютных отметках $-8 \dots -12$ м позволяет рассматривать ее как часть литофациального комплекса, слагающего древнюю береговую линию. С морской стороны ее продолжением является серия древних береговых валов, выделенных по материалам сейсмоакустического профилирования. Возраст этой береговой линии предположительно можно отнести к каламитской фазе трансгрессии, т.е. приблизительно к рубежу около 5.0 тыс. л.н.

В ходе трансгрессивной фазы, охватывающей последние 1.5 тыс. лет, подъем уровня моря составил около 3.5–4.0 м и сопровождался активным размывом прикорневых частей кос и аккумуляцией материала в их дистальных частях. При этом средняя величина выдвигания береговой линии могла достигать 2–2.5 км.

Дельта Кубани. Голоценовые отложения имеют мощность до 20 м и представлены ритмично переслаивающимися аллювиальными песками и суглинками, лиманными илами и алевритами, а также озерно-пойменными торфами. Чередование аллювиальных и лиманных комплексов фаций от-

ражает неоднократную смену условий осадконакопления, обусловленную миграцией внешнего края дельты Кубани в условиях неравномерного, ускоренно-замедленного подъема уровня моря. На общий постепенно замедляющийся подъем уровня во второй половине голоцена накладывались относительно не продолжительные фазы его стабилизации (или слабого опускания), которые отчетливо маркируются прослоями обогащенных органикой илов. Палеоботанический анализ вскрытых бурением в краевых частях долины оторфованных илов показал, что их накопление происходило в условиях мелководных пресноводных озер, характерных для заболоченных участков дельты. Формирование характерно для периодов замедления или относительного понижения уровня моря, вызывавших осушение внутренних частей лиманов и превращение их в заболоченные низины и остаточные озера. Серия радиоуглеродных датировок погребенных торфяников показала, что для второй половины голоцена их формирование относится к интервалам 5307–5050, 4409–3998, 2347–2115 кал. л.н. Для последних 2 тыс. лет следы торфонакопления установлены для периодов 400–590 и 1400–1700 гг. н.э. Результаты палинологического анализа голоцена дельты Кубани показали, что периоды торфонакопления совпадают с климатическими фазами голоцена, характеризующимися относительно более «холодными» и «влажными» условиями. Это позволяет в целом рассматривать выделяемую ритмику в литого-фациальном строении голоценовых отложений дельты Кубани как отражение климатических изменений второй половины голоцена.

Фазы ускорения подъема уровня моря сопровождались расширением обширных лиманов и подтоплением низовьев речной долины, границы которого распространялись на десятки километров вверх по долине Кубани. Ингрессии морских вод в низовья долины сопровождались сменой режима осадконакопления, находивших отражение в формировании сравнительно однородных толщ тонких илистых отложений. Следует отметить, что возрастные интервалы формирования ингрессионных илов в дельте удовлетворительно совпадают с возрастом формирования отдельных генераций береговых валов второй половины голоцена, широко развитых на побережье Северного Причерноморья, что, в целом, позволяет рассматривать отмечаемые следы неравномерности в морфоседиментационном развитии Азово-Черноморского побережья как отражение климатических ритмов голоцена.

Выводы. 1. Несмотря на региональные особенности каждого района, полученные данные свидетельствуют о быстром подъеме уровня в новозвксинское время, сменившемся ускоренно-замедленным движением во второй половине голоцена.

2. Сопоставление возрастных интервалов отдельных фаз в морфоседиментационном развитии низовьев речных долин на побережье Северного Причерноморья во второй половине голоцена показывает не только их

удовлетворительное совпадение между отдельными районами, но и их корреляцию с климатической ритмикой голоцена.

3. Современные крупные аккумулятивные образования – барьерные косы – полигенетические формы, прошедшие сложную эволюцию. Их зарождение относится к середине III тысячелетия до н.э. при положении уровня моря на 6–9 м ниже современного. В ходе развития трансгрессии эти барьерные форма распалась на ряд локальных абразионно-аккумулятивных образований, которые представляют собой серию древних генераций береговых валов, формировавшихся в ходе последовательного отчленения палеозаливов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Островский А.Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья // Изв. АН СССР. Сер. географическая. 1967. № 1. С. 30–39.
2. Куприн П.Н., Забелина Э.К., Щербаков Ф.А., Сорокин В.М. Палеогеография континентальной террасы северо-западного района Черного моря в голоцене и позднем плейстоцене // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. 258 с.
3. Lericolais G., Bulois C., Gillet H., Guichard F. High frequency sea level fluctuations recorded in the Black Sea since the LGM // Global and Planetary Change. 2009. V. 66. P. 65–75.
4. Баландин Ю.Г., Иванов Г.И., Ротарь М.Ф. Голоценовая история озер и лиманов северо-западного Причерноморья // История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975. 175 с.
5. Геология шельфа СССР. Керченский пролив. Киев.: Наук. думка, 1981. 160 с.
6. Поротов А.В., Мысливец В.И., Зинько В.Н. и др. Развитие побережья Керченского пролива в районе мыса Камыш-Бурун в позднем голоцене (по данным геоархеологических и сейсмоакустических исследований) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2014. № 2. С. 41–48.

Review of the existed data set on the geomorphological pattern of the shelf area and sedimentary structure of the outer part of the incised valley and adjacent shelf from several regions along the Northern part of the Azov-Black sea basin have allowed to reveal the traces of similarity (the course of Holocene sea level rise, climatic changes) and local differences (geomorphological setting, tectonic frame) in the principal factors that determined the sediment infilling of the incised valley during the Holocene.

Никонов А.А.

(Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва)

О типизации на геодинамической основе

водных возмущений типа цунами

Nikonov A.A.

(Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

On typification of water excitations such as tsunami

on the geodynamic base

Ключевые слова: цунами, типизация цунами, цунами тектонические, возмущения водной среды, внутренние водные бассейны, эндогенные водные возмущения, цунамиподобные возмущения моря

Изучение обозначаемых термином «цунами» явлений во всем мире и в России в последние десятилетия получило мощный импульс после исключительных по масштабу и последствиям цунами при землетрясениях с $M > 9$ у берегов о-ва Суматра в 2004 г. и у берегов Японии в 2011 г. В научных разработках по тематике цунами резко активизировались такие направления, как ранняя фиксация проявлений цунами и мониторинг процесса способами подводными, надводными и дистанционными, компьютерное моделирование, изучение исторических и палеоцунами и составление каталогов цунами прошлого за длительные периоды времени, исследование цунами во внутренних водоемах. Идет массовое накопление исходных материалов, появляются исследования, сводки, каталоги цунами по регионам [1–3]. При накоплении огромного наблюдательного материала вопросы систематизации, не только в виде каталогов по регионам, но и классификации по порождающим водные возмущения процессам, становятся актуальны в нарастающей степени.

Е.Н. Пелиновскому принадлежит следующее определение: «сейчас под волнами цунами принято понимать поверхностные гравитационные волны, возникающие в море вследствие крупномасштабных непродолжительных возмущений (подводные землетрясения, извержения подводных вулканов, подводные оползни, падение в воду обломков скал, взрывы в воде, резкое изменение метеорологических условий и т.п.» [1]. Несомненно, что накопившиеся за последние десятилетия сведения о внезапных водных возмущениях существенно расширяют и разнообразят представления о возмущениях типа цунами в морях и океанах. Существующие подразделения цунами по интенсивности и/или магнитуде, т.е. градации по размеру, силе и последствиям, будучи совершенно необходимыми, не являются классификацией в генетическом смысле. Разделение явлений типа цунами на локаль-

ные, региональные и удаленные отражает, скорее, силу порождающего цунами импульса, чем его сущность. Закрепленное в стандартной международной форме для характеристики цунами подразделение цунами на семь групп – тектонические, вулканические, оползневые, метеорологические, сейши, взрывы, импактные – это только первое, далеко не всеохватное, не стройное внутренне и не выстроенное логически в соподчинении подразделение. Поскольку возмущения в водной среде, в данном случае внезапные, это явления и процессы гидрофизические [1, 3], подразделение должно отражать действующие силы и физические процессы. Существующая типизация упрощена и потому удобна, но не отражает таковых в необходимой степени. Ныне знания о внезапных возмущениях в водной среде настолько расширились, что их адекватная типизация стала неизбежной и необходимой.

В процессе работы над цунамипроявлениями во внутренних бассейнах России автор столкнулся с вопросами, как оказалось, и общего в проблеме познания цунами и при оценке цунамиопасности значения [4, 5]. Среди актуальных, как представляется, на первый план вышли две группы вопросов: 1) о различении явлений цунами в первичном понимании термина и явлений цунамиподобных, 2) типизация (классификация), продвинутая, в меру современных знаний, тех и других. Начав заниматься сбором материала по цунамипроявлениям во внутренних бассейнах еще в 90-е годы прошлого века, автор довольно быстро обнаружил едва ли не самое раннее суждение, забытое, но сохраняющее справедливость и актуальность в полной мере. «По мере накопления сведений обнаружилось, что явления, подобные цунами, возникают, хотя и в меньшем масштабе, и на внутренних морях и даже в мелких бассейнах. В ряде случаев причины наблюдавшихся аномалий в изменении уровня водоема оставались (и остаются) невыясненными. Стало ясно, что на внутренних водоемах внезапные временные возмущения водных масс и уровня разнообразнее и по проявлениям, и по причинам, чем собственно цунами в океанах» [6].

Первый опыт автора заключался в попытке рассматривать раздельно водные возмущения локальные и ареальные от латерально направленных во всем бассейне [5]. Необходимо различать цунами разного типа, в первую очередь, собственно цунами в исходном их понимании (одиночная волна, или серия волн, внезапно накатывающаяся на берег за счет возмущений внутриземных и/или произошедших на дне моря), и цунамиподобные возмущения водных масс вблизи побережий с воздействием на них на внутренних водоемах, а также аномальные колебания водных масс. Примеры использования первичных сведений без учета их специфики именно в генетическом отношении разобраны автором ранее на примере внутреннего Каспийского бассейна [5].

Здесь предлагается усовершенствованная версия типизации на основе гораздо большего исходного наблюдательного материала и с привлечением дополнительных познаний в геодинамике. Полноценную классификацию

целесообразно создавать, группируя события по источникам возбуждения возмущений в водной среде, поскольку от этого зависит механизм возмущения, физика и механика его распространения и воздействия на берегах. В таком варианте логичным будет разделять возмущения на две главные группы – эндогенные и экзогенные. Что касается выделения цунами как таковых, то давно принято их подразделение по генезису, так или иначе связанному с процессами эндогенными, на тектонические, оползневые, вулканические. В определенной мере эта классификация приемлема и для внутренних водоемов, правда, и она может совершенствоваться. С подразделением водных возмущений во внутренних водоемах дело обстоит сложнее. Эндогенные возмущения могут быть прямыми и косвенными. К прямым относятся тектонические, вулканические, к косвенным – оползневые и обвальные (на суше и под водой). В группу экзогенных естественно включать импактные, метеоцунами, техногенные. Внутри каждой группы возможны дальнейшие подразделения. Так, например, в группу вулканических входят взрывные тектоно-вулканические, грязе- и водо- (или флюидо-) вулканические.

Настоящее рассмотрение ограничивается событиями эндогенной природы, такие водные возмущения, как сейши, волны-убийцы, метеоцунами, техногенные возмущения, а также цунамипроявления на реках из рассмотрения исключены. «Цунами тектоническое» – такое определение прочно вошло в употребление специалистами и включено в международный формат-лист характеристик явления. Оно удовлетворяет специалистов как единая, упрощенная модель, когда речь идет о подводных разрывах и смещениях по ним на дне океана, которые остаются практически необследованными. Однако во внутренних бассейнах все чаще удается соотнести породившее цунами землетрясение с зоной конкретного разлома и, подчас, установить кинематику смещений по нему, а в идеале – и величину подвижки. Более того, теперь хорошо известны явления цунами на берегах внутренних бассейнов от землетрясений с очагами в глубине суши, на расстояниях, больших размеров очагов соответствующих землетрясений. В таких, достаточно многочисленных, случаях характеристики цунами не имеют прямой связи с местом возникновения землетрясения и с механизмом его очага, связь намечается только опосредствованная, вне стандартной модели. При этом только анализ конкретной, пространственной и геодинамической ситуации может обеспечить понимание условий возникновения и рациональный отчет возникшего своеобразного (не в рамках упрощенной модели) цунами.

Для суши еще в начальный период разработки палеосейсмогеологического направления исследований В.П. Солоненко разработано подразделение приповерхностных сейсмонарушений на три основные группы, а именно, сеймотектонические, гравитационно-сеймотектонические и сеймогравитационные [7]. Внимательное знакомство с феноменологией вызывающих цунами подвижек в береговых областях внутренних бассейнов Ев-

разии, в сопоставлении с характеристиками самих цунами, обнаруживает возможность выделения тех же групп и для понимания генезиса и оценки параметров цунами в бассейнах внутри суши. Автором использованы соответствующие материалы по недавним, историческим и частью по палеоземлетрясениям и цунами на берегах Байкала, Иссык-куля, Каспийского, Черного, Белого и Балтийского морей, Онежского и Ладожского озер. В конкретных случаях цунами удастся соотнести, естественно, с разной степенью надежности, с одной из вышеназванных групп. Это может быть простая подвижка по ранее известному разлому, продольному или поперечному. В других случаях речь идет об активизации разлома, подвижка по которому спровоцировала возникновение оползневого (обвального, обвально-оползневого) тела, т.е. нарушение ареальное (объемное). Реже случаются внешне схожие, но с иной кинематикой и эффектами в водной среде, сейсмотектонические провалы участков дна (иногда с частью побережья).

Наконец, чисто сейсмогравитационные цунамигенерирующие оползни и обвалы возникают за счет исключительно сейсмических колебаний в определенной области, будь то на самом побережье или на прилежащих участках дна, в виде локальных новообразований разного размера и, соответственно, воздействия на водную среду. В отдельных случаях удастся обнаружить в явлениях цунами наложение двух групп воздействий одновременно или последовательно во времени.

Давно обращено внимание на необходимость выделения своеобразного типа цунами или, цунамиподобного водного возмущения за счет латеральных толчков с подъемом, иногда с подбросом, побережья в результате механического воздействия (импульса) от землетрясения с очагом внутри массива суши на удалении от побережья (террестиальное цунами). В группе эндогенных цунами в океане, где все очаги предполагаются подводными, подразделение цунами по дальности распространения на локальные, региональные и удаленные [3]. Но такая градация не подходит для цунами-возмущений во внутренних бассейнах. При геодинамическом подходе правильнее разделять водные возмущения по источникам их возбуждения на подводные, береговые и внутриматериковые (террестиальные).

Особо тщательного выделения из класса цунами требует такое явление, как отход воды от берега или наступание на него в результате локальных, реже региональных оседаний и воздыманий (участков) прилежащей суши, независимо от того, соотносятся они с землетрясением или нет. Ныне примеры таковых довольно многочисленны, особенно в Японии и число их продолжает увеличиваться, в том числе и во внутренних бассейнах.

В группе эндогенных, сейсмогенных необходимо выделять моретрясения (*maremoto*), которые нередко отмечались моряками, но обычно без толковых описаний. Ясно только, что вертикальная компонента перемещений водной массы и водной поверхности при моретрясениях преобладает, в виде толчков снизу. Явления сулоя, толчеи волн, тесно связаны с периодами

сильных землетрясений и потому также входят (чаще) в группу эндогенных, сейсмогенных. До сих пор не выделялись цунами, порождаемые извержениями грязевых вулканов, а также возникающие в результате мощных выбросов флюидов со дна бассейнов в виде мощных фонтанов (на десятки и даже первые сотни метров).

Конечно, любая классификация явлений, тем более возникающих на границе сред, не более чем некое, заведомо с упрощениями и условностями, построение. На практике, тем более при скудной описательной базе и отсутствии измерительной информации, размежевание явлений, подчас с похожим эффектом, не всегда возможно и/или надежно. Но без стремления к этому, особо тщательного сбора и внимательного анализа исходной информации дело заранее может быть обречено на неудачу. Высказанные соображения и предложения не претендуют на полноценную классификацию, но могут послужить исходным импульсом для дискуссии и коллективных усилий в направлении такой классификации построения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пелиновский Е.Н. Гидродинамика волн цунами. Н. Новгород, 1996. 276 с.
2. Левин Б.В., Носов М.А. Физика цунами и родственных явлений в океане. М.: Янус-К, 2005. 360 с.
3. Soloviev S.L., Solovieva O.N., Go C.N. et al. Tsumanis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.–2000 A.D. Соп.: Kluwer acad. publ., 2000. 237 p.
4. Никонов А.А. Цунами на берегах Черного и Азовского морей // Физика Земли. 1997. № 1. С. 86–96.
5. Никонов А.А. О сильных землетрясениях, цунами и цунамиподобных явлениях в бассейне Каспия // Геофизич. исслед. 2005. Вып. 4. С. 13–33.
6. Мушкетов И.В. Физическая геология. СПб., 1889. Т. 1. 784 с.
7. Солоненко В.П. Палеосейсмогеологический метод // Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Т. 1. Душанбе. 1970. С. 83–93.

Because of our knowledge volume as to current and past tsunamis is enlarged essentially as to concerns with oceanic tsunamis and fast water excitations within internal basins on mainlands we are in front of an imperative to elaborate proper tipification of all concerned features by driving forces, mechanisms of excitation and following processes. Author's attempt is based on dividing all variety of discussed features into two main groups – endogenic and exogenic ones. Events of the first group can be subdivided on geodynamic principles which are used in paleoseismology for a long time (V.P. Solonenko' approach).

Огородов С.А., Архипов В.В., Кокин О.В., Цвечинский А.С.
(ФГБУ ГОИН имени Н.Н.Зубова, г. Москва, e-mail: ogorodov@oceanography.ru)

Влияние изменений климата на интенсивность экзарации дна ледяными торосистыми образованиями

Ogorodov S.A., Arkhipov V.V., Kokin O.V., Tsvetsinskiy A.S.
(Zubov State Oceanographic Institute)

The influence of climate change on the intensity of ice gouging of the bottom by hummocky formations

Ключевые слова: торосы, экзарация, борозды выпаживания, изменения климата

Морские льды как зональный фактор являются важным пассивным и активным рельефообразующим агентом в прибрежно-шельфовой зоне арктических и других замерзающих морей [1–6]. Пассивное воздействие морских льдов на динамику берегов и дна замерзающих морей выражается в защитной роли припая и дрейфующих льдов от воздействия волн и приливов. Блокируя береговую зону в течение большей части года, морской лед регулирует действие активных гидродинамических факторов, сокращая время их проявления и определяя тем самым интенсивность абразии берегов и дна. Прямое или активное воздействие морских льдов проявляется в процессе ледовой экзарации (выпахивании) берегов и дна, транспорте наносов морскими льдами, формировании мерзлых пород в контактной зоне «лед–дно», явлениях локального размыва дна вокруг стамух и под приливными трещинами.

Среди перечисленных выше прямых ледовых воздействий наиболее опасным применительно к подводным трубопроводам, кабелям связи и прочим гидротехническим сооружениям на дне является экзарация – деструктивное механическое воздействие льдов на грунт, связанное с динамикой ледяного покрова, торосением и стамухообразованием под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа прибрежно-шельфовой зоны [3].

Недооценка величин экзарации дна может привести к повреждению инженерных сооружений, в то же время излишнее заглубление объектов сильно удорожает их строительство. Найти оптимальный вариант и, тем самым, снизить риски возникновения чрезвычайных ситуаций – в настоящее время наиболее актуальная задача науки и практики. Задача эта усложняется тем фактом, что нефтегазовое освоение прибрежно-шельфовой зоны замерзающих морей в настоящее время ведется в условиях глобальных климатических изменений.

В Российской Федерации ледово-экзарационные процессы изучены на Приамальском шельфе [7], шельфе Сахалина [8], а также на Северном Кас-

пии [9]. Наиболее детальные исследования проведены вдоль трассы перехода магистральным газопроводом «Бованенково-Ухта» Байдарацкой губы Карского моря [10], где впервые удалось исследовать влияние изменений климата на развитие ледово-экзарационного процесса.

Интенсивность экзарации дна ледяными образованиями (при неизменных литолого-геоморфологических условиях) в значительной степени определяется изменчивостью состояния, площади и мощности ледяного покрова. Последние характеристики могут быть получены на основе данных гидрометеорологических станций и анализа спутниковых изображений [11] с последующим сопоставлением с результатами съемок ледово-экзарационного микрорельефа разных лет.

В результате потепления климата осенью 2007 и осенью 2012 гг. в Северном полушарии достигнут исторический минимум с начала спутниковых наблюдений в 1979 г. площади морских льдов. Изменяется и граница распространения припая. При прочих равных условиях, чем больше сумма отрицательных температур, тем устойчивее и шире припай. Так только за последнее десятилетие площадь припая в Арктике в период его максимального развития сократилась на 15% [11]. Продолжительность безледного периода, в свою очередь, увеличилась.

В условиях потепления климата существенно меняются характер и интенсивность экзарационного воздействия ледяных образований на дно и берега. В результате снижения продолжительности ледового сезона и толщины ледяного покрова активизируется динамика льда, увеличивается его торосистость. В результате на фоне сокращения ширины и устойчивости припая усиливается воздействие морских льдов на берега. Параллельно активизируется динамика ледников: увеличивается сброс айсбергов, повышается вероятность выпавивания ими дна на глубоководных участках, встречи с судами и танкерами.

В последние десятилетия на фоне потепления климата в арктическом бассейне отмечается не только снижение ледовитости в целом, но и перестройка системы циркуляции морских вод и льдов, что приводит к перераспределению областей распространения тонких молодых и мощных многолетних паковых льдов.

Среди однолетних льдов в последнее десятилетие наблюдаются четко выраженные аномалии мощности ледяного покрова. Уменьшение толщины льда не может не сказываться на размере ледяных торосистых образований, осадка которых находится в прямой зависимости от толщины льда. Имеется четкая непосредственная связь между этими показателями. Из литературных источников известно, что при толщине льда 0.5–0.7 м в Каспийском море стамухи образуются до глубины 10–12 м [9], в Печорском море при толщине льда 1.0–1.4 м стамухи образуются до глубины 18 м [12], в Карском море и в море Лаптевых при толщине льда 1.5–2.0 метра стамухи образуются до глубины 26–28 м [12] и до 24 м [13] соответственно, в Восточ-

но-Сибирском море, где толщина однолетнего льда достигает 2 м, а средняя толщина распространенных здесь многолетних паковых льдов достигает 3–4 м, стамухи образуются на глубинах до 35 м [14].

Моделирование параметров торосистых образований в зависимости от толщины льда также показывает четкую физическую зависимость между этими показателями [8]. Таким образом, в условиях потепления климата будет наблюдаться снижение размеров торосов и стамух, сокращение ширины припая, что в итоге приведет к смещению зоны наиболее интенсивного воздействия ледяных образований на дно – в сторону суши, в зону с меньшими глубинами.

Для того, чтобы получить оценку реальной интенсивности ледово-экскарационного воздействия за прошедший ледовый сезон, необходимо проведение повторных съемок микрорельефа дна для выделения ледовых форм, образовавшихся в период между съемками.

Натурные геофизические наблюдения, включая мониторинговые (по одним и тем же профилям), проводились нами в Байдарачкой губе Карского моря и на трассе перехода газопровода «Бованенково-Ухта» в период с 2005 по 2012 гг. [10], синхронный заметному потеплению климата и снижению ледовитости в Карском море.

За последние два десятилетия продолжительность ледового сезона в Байдарачкой губе Карского моря сократилась почти на полтора месяца, образование припая сопровождается его частым отрывом (особенно со стороны Уральского берега), толщина ледяного покрова сократилась минимум на 10–15 см. В мае 2007 г. в полынье со стороны Уральского берега А.М. Камаловым было документально зафиксировано появление небольшого айсберга. Последний раз в указанном районе айсберг был зафиксирован в 1932 г., в период, также характеризовавшийся потеплением и снижением ледовитости. Вероятно, появление айсбергов в данном районе не случайно совпадает с периодами потепления. В условиях потепления происходит активизация ледников севера Новой Земли, количественно увеличивается сброс айсбергов в акваторию Карского моря. Система постоянных течений и протяженные полыньи создают благоприятные условия для проникновения айсбергов в Байдарачку губу.

В условиях засыпанной грунтом траншеи определить молодые борозды, образовавшиеся в период после строительства трубопровода, не представляет труда: свежие борозды оставляют свои следы на отсыпанном грунте траншеи – «как на чистом листе бумаги» (рис. 1). Проведенные исследования подтвердили, что в последние годы наблюдалось сокращение мощности ледяного покрова и размеров ледяных торосистых образований, а также ширины припая. Как результат, область наиболее интенсивного ледово-экскарационного воздействия сместилась на меньшие глубины. Если ранее максимум ледово-экскарационного воздействия (по количеству и глубине ледово-экскарационных борозд) был приурочен к интервалу глубин 17–20 м,

то в настоящее время эта зона сместилась на глубину 12–16 м. В центральной, глубоководной части губы борозды перестали образовываться. За период наблюдений после строительства первой нитки трубопровода лишь одна борозда образовалась на глубине 20 м зимой 2009 г. Возможно, её формирование связано с проникновением обломка айсберга в Байдарацкую губу Карского моря.

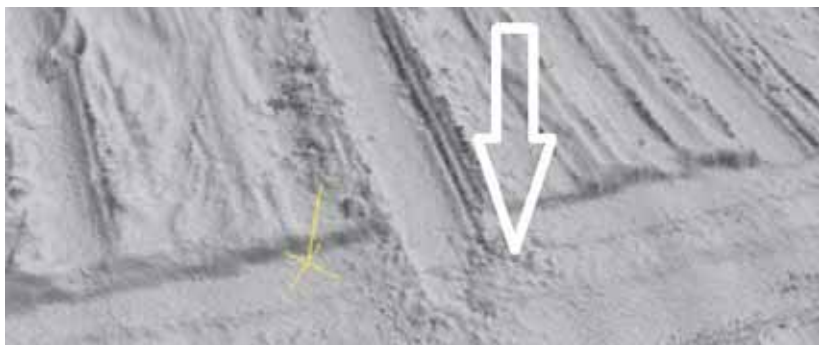


Рисунок 1. Пример формирования «свежей» борозды выпавивания над засыпанной траншеей 1-ой нитки перехода магистрального газопровода «Бованенково-Ухта» через Байдарацкую губу Карского моря

На основе анализа литературных источников, моделирования и результатов натурных исследований установлено, что в условиях потепления климата и снижения ледовитости зона наиболее интенсивного ледово-эрозационного воздействия смещается в сторону суши, на более мелко-водные участки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00408а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арз Ф.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей. Новосибирск: Гео, 2012. 291 с.
2. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике береговой зоны арктических морей // Водные ресурсы. 2003. Т. 30. № 5. С. 555–564.
3. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны, М.: Изд-во Московского университета, 2011. 173 с.
4. Совершаев В.А. Влияние морских льдов на развитие криолитозоны арктического шельфа // Криолитозона арктических морей. Якутск: изд-во Ин-та Мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. С. 70–83.
5. Barnes, P.W., Rawlinson, S.E., Reimnitz E. Coastal geomorphology of Arctic Alaska // Arctic Coastal Proc. and Slope Protection Design, TCCR Practice Rept, ASCE, May, 1988. P. 3–30.

6. Reimnitz E., Barnes P.W. Sea ice as a geologic agent on the Beaufort Sea shelf of Alaska // *The Coast and Shelf of the Beaufort Sea* / Eds.: J.C. Reed, J.E. Sater. Arctic Institute of North America, Arlington, VA. 1974. P. 301–353.
7. Природные условия Байдаратской губы / Под ред. Г.И. Дубикова, В.А. Совершаева, В.С. Тужилкина. М.: ГЕОС, 1997. 432 с.
8. Вершинин С.А., Трусков П.А., Кузмичев К.В. Воздействие льда на сооружения Сахалинского шельфа. М.: "Институт Гипростроймост", 2005. 208 с.
9. Бухарицин П.И. Опасные гидрологические явления на Северном Каспии // *Водные ресурсы*. Т. 21. № 4–5. 1994. С. 444–452.
10. Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O. et al. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // *Geography, Environment, Sustainability*. 2013. V. 6. № 3. P. 32–50.
11. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане в 2007–2014 годах / Под. ред. И.Е. Фролова. ААНИИ, 2008–2015.
12. Ледяные образования морей Западной Арктики / Под ред. Г.К. Зубакина. СПб: ААНИИ, 2006. 272 с.
13. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Беликов С.Е. Многолетние стамухи в арктических морях сибирского шельфа // *Изв. Рус. геогр. о-ва*. 2007. Т. 139. № 8. С. 86–89.
14. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Стамухи моря Лаптевых // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2008. № 2 (79). С. 111–116.
15. Barnes P.W., Rearic D.M., Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes // *The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments* / Eds.: P.W. Barnes et al. Orlando, Florida: Acad. Press Inc., 1984. P. 185–212.

Sea ice as a zonal factor is an important passive and active relief-forming agent in the coastal-shelf zone of the Arctic and other freezing seas. The most dangerous process in relation to the hydrotechnical facilities is ice gouging - destructive mechanical impact of the ice of the ground, connected with the dynamics of the ice cover, formation of hummocks and stamukhas under the influence of hydro-meteorologic factors and of the relief of the coastal-shelf zone. Underestimation of the ice gouging intensity can lead to damage of the engineering facilities, while excessive deepening increases the expenses of the construction. Finding the optimal variant and, by this, decreasing the risks of extreme situations is a relevant task of the science and practice. This task is complicated by the fact that the oil and gas infrastructure within the coastal and shelf areas of the freezing seas is currently being developed in the conditions of global climate change. In the present work, several results of the repeated sounding of bottom ice gouging microrelief within the area of the underwater pipeline crossing of the Baydaratskaya Bay, Kara Sea, are presented. Based on the results of the monitoring, as well as the analysis of literature sources and modeling it has been established that under the conditions of climate warming and sea ice reduction, the zone of the most intensive ice gouging is shifted landwards, on shallower water areas.

**Пискарев А.Л.^{1, 2}, Киреев А.А.^{1, 2}, Савин В.А.¹,
Смирнов О.Е.¹**

(¹ВНИИОкеангеология, г. С.-Петербург, e-mail: apiskarev@gmail.com;

²Санкт-Петербургский государственный университет, г. С.-Петербург)

Природа магнитных аномалий Северо-Баренцевского бассейна

Piskarev A.L.^{1, 2}, Kireev A.A.^{1, 2}, Savin V.A.¹, Smirnov O.E.¹

(¹VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg; ²Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg)

Nature of the magnetic anomalies in the North Barents Basin

Ключевые слова: Северо-Баренцевский бассейн, магнитные аномалии, сейсморазведка МОБ, моделирование.

Отложения Северо-Баренцевского осадочного бассейна вскрыты единственной картировочной скважиной (Лунинской), и возрастная привязка несогласий на разрезах вдоль сейсмических профилей в прогибе остается гипотетической. Неоднозначно интерпретируются и материалы, характеризующие свойства фундамента региона. Как следствие, существует несколько вариантов толкования магнитных аномалий.

Магнитные аномалии Северо-Баренцевского бассейна чаще всего связывают с трапповым комплексом юрско-мелового возраста, широко развитым на архипелаге Земли Франца-Иосифа, где он представлен силлами и дайками долеритов и покровами базальтов [1]. По радиологическим данным пик базальтового магматизма на Земле Франца-Иосифа приходится на ранний мел и соответствует возрасту 123 млн. лет, в то время как начальный импульс активной магматической деятельности соответствует границе юры и мела, около 144 млн. лет [2]. По-видимому, к этому времени относится внедрение и излияние основной массы трапповых тел, так как пепел – предвестник плато-базальтового вулканизма – появляется в разрезах осадочных пород начиная с неокома (144–122 млн. лет) [3–4].

В ряде работ магнитные аномалии Восточно-Баренцевского осадочного бассейна увязывались с магматическими комплексами, образованными в процессе рифтогенеза или океанообразования девонского времени [5]. В то же время сейсмические данные, полученные в ходе работ на геотрансектах, показали присутствие вулканитов в форме пластовых интрузий и штоков трапповой формации в позднепермских и триасовых толщах [6].

Новый этап анализа структурно-тектонического плана Северо-Баренцевского шельфа стал возможным после завершения экспедициями МАГЭ в 2012 г. региональных комплексных геофизических работ, включавших сейсморазведку МОБ ОГТ 2D, надводную гравиметрию и диффе-

рениальную гидромагнитную съемку. В ходе последующей обработки данных были проанализированы и местами откорректированы структурные карты сейсмических горизонтов, скомпилированы и обновлены базы потенциальных полей изучаемой области, рассчитано положение источников аномалий потенциальных полей, рассчитаны и построены 3D модели земной коры (плотностная и магнитная). Стратиграфическая привязка основных отражающих горизонтов осуществлялась передачей корреляции по связующим профилям от расположенных южнее скважин Адмиралтейской, и Лунинской.

Для составления карты магнитных аномалий Северо-Баренцевского шельфа произведено объединение данных разномасштабных аэромагнитных съемок, выполненных в регионе в разные годы и при различной высоте полета самолетов, с гидромагнитными съемками последних лет. Предварительный анализ показал, что для расчетов необходимо использовать данные всех съемок, взаимно дополняющих друг друга. Произведена увязка и уравнивание нормального поля для магнитных съемок, покрывающих исследуемую площадь. После этого файлы исходных данных были использованы для расчета гридированных значений аномалий и для построения карт аномальных полей.

В конечную базу данных вошли данные о магнитных аномалиях, измеренных при проведении разномасштабных гидромагнитных и аэромагнитных (выполненных на высотах от 100 до 1000 м) съемок. В качестве обзорной представлена карта аномалий, пересчитанных на единый (1000 м) уровень наблюдения (рис. 1А). На рис. 1В в увеличенном масштабе приведена карта магнитных аномалий Трубятчинской площади, на которой параметры магнитных аномалий были исследованы детально с применением специальных методик определения положения источников и амплитудно-частотных характеристик аномалий по двумерным спектрам Фурье.

Карта магнитных аномалий демонстрирует четкое пространственное разделение площадей по преобладающему периоду (глубине источников) и по направлению осей и градиентных зон магнитных аномалий. К северу от линии раздела (рис. 1) интенсивные короткопериодные магнитные аномалии протягиваются в северо-западном направлении. Природу этих аномалий объяснить нетрудно, так как по направлению и по амплитуде они тождественны аномалиям архипелага Земля Франца-Иосифа, вызываемым частично обнажающимися на поверхности дайками, силлами и покровами долерито-базальтов трапповой формации преимущественно раннемелового возраста. Очевидно, что в разрезах осадочных пород северной части изучаемого бассейна развиты магматические тела той же формации и того же времени внедрения и излияния, что и на Земле Франца Иосифа.

К югу от линии раздела в Северо-Баренцевской впадине источники магнитных аномалий согласно расчетам находятся, преимущественно, на глубинах от 3 до 10 км. Рис. 2 демонстрирует, что соответствующие этим аномалиям трапповые тела хорошо видны и на сейсмических разрезах.

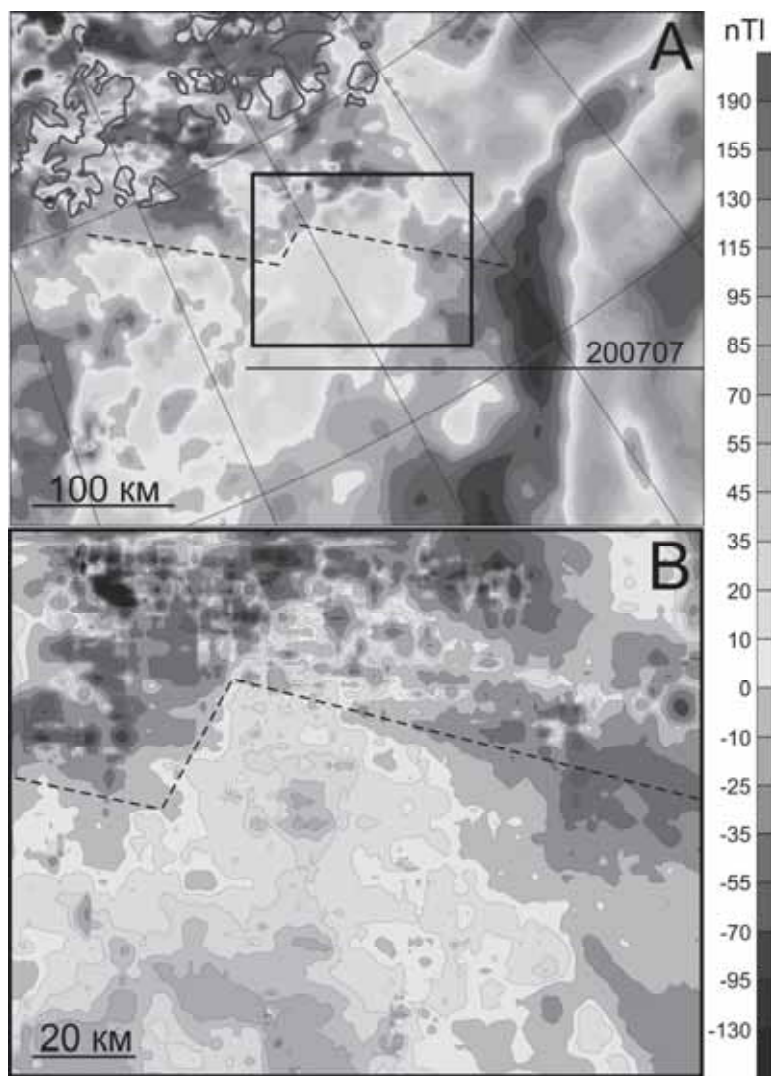


Рисунок 1. А. Карта магнитных аномалий Северо-Баренцевской площади. Показаны: линия сейсмического профиля (рис. 2); границы детальной гидромагнитной съемки на участке Трубятчинского поднятия – см. карту на врезке (В). Пунктир – линия разграничения площадей, на которых оси и градиенты магнитных аномалий имеют различную ориентировку.

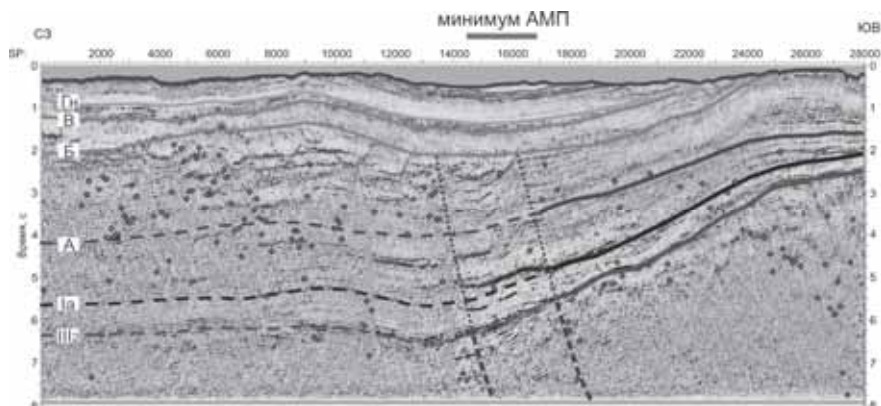


Рисунок 2. Фрагмент временного разреза МОВ ОГТ по профилю 200707. Ромбами показаны расчетные источники магнитных аномалий. Пунктир – положение зоны пониженной намагниченности в фундаменте и ее продолжение в виде зоны потери корреляции сейсмических горизонтов в осадочном чехле.

Из рассмотрения рис. 2 следует, что в Северо-Баренцевской впадине, южнее обозначенной нами линии раздела, источники магнитных аномалий расположены глубже горизонта Б. Здесь же на сейсмической записи отмечаются и характерные признаки появления в разрезе магматических тел. Возрастная привязка сейсмических несогласий, основанная на прослеживании горизонтов от скважин, дает следующий возраст выделенных горизонтов: III₂: PZ₁₊₂-D₃; I_a: C₃-P₁; A: P₃-T₁; Б: T-J; В: J₃; Г_п: K_{1nc}. Таким образом, магматические тела, служащие источником магнитных аномалий в этой области, не могут быть моложе триасового возраста.

Отрицательная магнитная аномалия северо-северо-восточного направления, ширина которой составляет 30–60 км, разделяет площади с различной интенсивностью магнитных аномалий, происхождение которых определяется неоднородностью кристаллического фундамента области. Как это отчетливо видно на рис. 1А, интенсивность аномалий в Предновоземельской области, расположенной восточнее описываемой отрицательной аномалии, заметно выше, чем на площади, расположенной к западу от нее. Различные свойства фундамента по обе стороны от отрицательной магнитной аномалии подтверждены моделированием.

Отмечаемая отрицательной магнитной аномалией шовная зона прослеживается на стыке Северо-Баренцевского мезозойского и Северо-Карского палеозойского осадочных бассейнов. Зона прослеживается на многие сотни километров вдоль западного склона Адмиралтейского поднятия. По данным моделирования, шовная зона в восточном крыле бассейна представля-

ет собой полого наклоненную на восток структуру, при переходе через которую не прослеживается корреляция горизонтов сейсмических несогласий, относящихся ко времени ранее поздне триасового. К востоку от зоны (в пределах Предновоземельской области) несогласия Π_2 , I_a и А проявляются четко, к западу от нее – весьма неуверенно.

Приведенные данные заставляют нас рассматривать шовную зону на востоке Северо-Баренцевского бассейна как надвиг, развивавшийся в триасовое время. Существование такого гигантского надвига предполагалось ранее в работе Н.А.Богданова с соавторами [7]. Вдоль него Новая Земля и Предновоземельская область оказались надвинуты на образовавшуюся к тому времени Северо-Баренцевскую впадину.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шипилов Э. В. Позднемезозойский магматизм и кайнозойские тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины: влияние на распределение углеводородного потенциала // Геотектоника. 2015. № 1. С. 60–85.
2. Døssing A., Jackson H.R., Matzka J. et al. On the origin of the Amerasia Basin and the High Arctic Large Igneous Province—Results of new aeromagnetic data // Earth and Planetary Science Letters. 2013. V. 363. P. 219–230.
3. Шипелькевич Ю.В., Кораго Е.А., Устинов Н.В. Мезозойские трапповые интрузии на Восточно-Баренцевском шельфе и их место в истории геологического развития региона // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск, МАГЭ. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. С. 50–56.
4. Geology of Franz Josef Land / Ed. V.D. Dibner. Norsk Polarinstitut, Oslo, 1998. 190 p.
5. Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 58–76.
6. Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Yu.V. Deep seismic investigation across the Barents–Kara region and Novozemelskiy Fold Belt (Arctic Shelf) // Tectonophysics. 2006. V. 420. P. 123–140.
7. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.

North Barents Basin magnetic anomalies in the northern part of the basin are associated with a Jurassic-Cretaceous trap complex that is observed and studied at Franz Josef Land archipelago, and to the south – with a trap complex Triassic age. Deep negative anomaly in the eastern part of the basin marks the Late Triassic giant thrust.

Попков В.И.¹, Евсюков Ю.Д.², Руднев В.И.²

(¹ФГБОУ ВПО Кубанский государственный университет, г. Краснодар, e-mail: geoskubsu@mail.ru;

²Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Геленджик)

Исследования рельефа дна на детальных полигонах материковой окраины Горного Крыма

Popkov V.I.¹, Yevsyukov Y.D.², Rudnev V.I.²

(¹Kuban State University, Krasnodar; ²Southern Branch of the Institute of Oceanology. P.P. Shirshov, Gelendzhik)

Research on detailed bottom topography ranges the continental margin of the Crimean Mountains

Ключевые слова: шельф, эхолотирование, рельеф, морфоструктуры, Крым

Уже много лет внимание исследователей привлекает проблема строения и развития Черноморской впадины прилегающей к Горному Крыму. Этот участок рассматривался как составная часть всего бассейна, и как самостоятельный район, обладающий специфическими особенностями морфологии полуострова и его подводного продолжения. В этой связи важное значение приобретают исследования рельефа дна на детальных полигонах. В данной работе рассматриваются семь полигонов, расположенных на подводной материковой окраине Горного Крыма.

На полигоне вблизи Гурзуфа эхолотным промером исследованы подводные террасы. На различных участках шельфа их насчитывается от 3–5 до 8. Работы сопровождались отбором проб донных осадков дночерпателями и прямоточными трубками. Однако важно отметить, что на этом полигоне были получены морфометрические показатели по бровке шельфа, которые в свое время не были учтены при обработке первичных материалов.

Эхолотный промер на 3-х полигонах (рис. 1А) выполнялся с целью поиска наиболее крутых участков материкового склона для последующего драгирования. Драгированием на этих площадях подняты образцы андезит-дацитовых туфов нижнемелового (альбского) возраста. Выполнено их сопоставление с аналогичными образцами на участке ближайшего побережья. В районе Форосского выступа выполнены комплексные геолого-геофизические исследования. Полученные материалы и картографические построения, включая и трехмерные блок-диаграммы, раскрывают особенности сочленения Черноморской впадины с орогеном Горного Крыма.

Материалы эхолотного промера на Ялтинском полигоне показали, что этот участок характеризуется резко контрастной расчлененностью рельефа дна, большим разнообразием и неоднородностью морфоэлементов, которые проявляются на всех батиметрических уровнях.

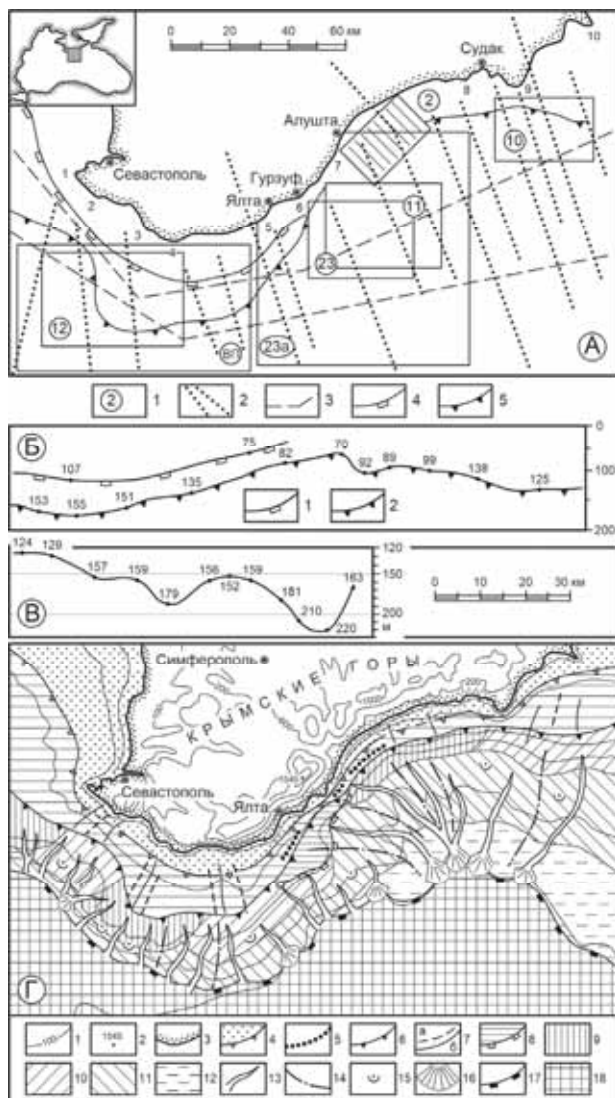


Рисунок. Материковая окраина Горного Крыма:

А – Исследование рельефа дна. 1 – полигоны; 2–3 – региональные профили. Морфоэлементы: 4 – бровка абразионного уступа; 5 – бровка шельфа. Бровка шельфа в проекции на вертикальную плоскость: Б – материковая отмель Горного Крыма; 1 – бровка прибрежной отмели; 2 – бровка шельфа; В – то же Форосского выступа. Г – Геоморфологическая схема. Рельеф Крымского полуострова: 1 – изогипсы; 2 – вершина горы Роман-Кош; 3 – берег полуострова. Морфоэлементы шельфа: 4 – по-

верхность и край прибрежной отмели; 5 – краевой вал; 6 – бровка шельфа; 7 – гряды (а) и ложбины (б) шельфа. Материковый склон: 8 – поверхность и бровка погруженного шельфа. Углы наклона материкового склона: 9 – 15–25°; 10 – 10–15°; 11 – 5–10; 12 – менее 5°. 13 – подводные долины и каньоны; 14 – оси хребтов и крупных гряд; 15 – оползни; 16 – конусы выноса; 17 – подножие материкового склона; 18 – субабиссальная равнина.

На основе анализа полученных материалов составлена геоморфологическая схема материковой окраины Горного Крыма (рис. 1Г), которая дополняет предыдущие построения и вносит новизну в существующие представления о морфологии одного из интересных участков Черноморской впадины.

Формирование данного района связано с определенными этапами тектонического развития, в результате чего здесь сформировался ряд крупных элементов донной поверхности: прибрежная и материковая отмели, материковый склон. Последний сложен разными по высоте уступами, сравнительно узкими ступенями, грядами. Крупные формы рельефа состоят из более мелких, которые образовались в основном под действием экзогенных процессов. Очертания внешней материковой отмели (бровка шельфа) почти повторяет изгибы береговой линии Горного Крыма (рис. 1А, Г). Однако ширина шельфа изменчива. Так, на траверзе м. Фиолент она составляет 23 км. К югу от мысов Айя и Сарыч его ширина увеличивается до 32–35 км, а далее к северо-востоку сужается и вблизи Гурзуфа не превышает 5–7 км. Восточнее м. Меганом шельф расширяется до 27–30 км. В этих пределах протяженность шельфа немногим более 250 км, его средняя ширина около 15 км, а площадь почти 3750 км².

Прибрежная отмель наиболее отчетливо прослеживается в юго-западной части района. Ее ширина здесь составляет 6–7 и 4–5 км соответственно, а к югу от м. Сарыч она увеличивается до 13–15 км. Поверхность отмели почти ровная, с углами наклона 10–15'. Однако местами она осложнена продольными грядами и ложбинами амплитудой не более 2–3 м. Внешняя граница прибрежной отмели совпадает либо с подножием древнего берегового уступа (высота 2–4 м), либо с плавным перегибом рельефа дна, за которым следует увеличение углов наклона до 30–40'. На участке Гурзуф – Алушта ширина прибрежной отмели не превышает 1–1.5 км.

Материковая отмель. Наибольшая ее ширина (19–21 км) отмечена к юго-западу от мысов Айя и Сарыч. К северо-западу она уменьшается до 5–6 км (м. Фиолент). На этом участке отмель имеет расчлененную поверхность амплитудой 2–3 м. Ее внешняя граница выражена краевым валом (высота 5–12 м), который является характерной особенностью морфологии многих участков внешней материковой отмели Черного моря. На глубинах 110–220 м располагается терраса шириной 350–500 м (возможный аналог погруженного шельфа). Предполагается, что ее образование связано с позднечетвертичными колебаниями уровня моря.

В северо-восточном направлении материковая отмель постепенно сужается и на участке Ялта – Гурзуф составляет 4–5 км. Ее внешний край выражен четким перегибом и отмечен глубинами 95–110 м. Отдельные участки увенчаны здесь краевым валом высотой около 8 м. Внешняя зона материковой отмели осложнена уступами высотой 40–45 м, внешние края которых расположены на глубинах 135–138 м. Встречаются также поперечные ложбины глубиной от 10–15 до 50 м.

Наиболее детально шельф исследован на полигоне к юго-востоку от Алушты. На площади 13х24 км эхолотный промер выполнен на восьми галсах (рис. 1А). Поверхность дна в этом районе имеет сложное морфологическое строение. В интервале глубин от 40–50 до 80 м прослеживается крутой (10–13°) уступ. Практически на всем своем протяжении он осложнен ступенями, а у его подножия развиты неглубокая (2–3 м) борозда и небольшой вал. Между уступом и бровкой шельфа рельеф дна неровный, осложнен бороздами, грядами, террасовидными ступенями.

Погруженный шельф является характерной особенностью почти для всех полигонов Прикрымского района. В пределах материковой окраины Горного Крыма он наиболее четко выражен к югу от Ялты. Здесь располагается сравнительно крупный (протяженность 32, ширина 8–12 км) выступ (рис. 1Г). Его вершина представляет собой волнистую поверхность. При этом генеральный наклон и перекося направлены к юго-востоку. На юго-западном и северо-восточном участках бровка погруженного шельфа определена глубинами 170 и 190 м, а в средней по простиранию части она погружена до 350 м. В восточном направлении выступ выклинивается и далее продолжается на гребне крупного хребта, который прослеживается до подножия материкового склона.

Сравнительно детальные эхолотные промеры материкового склона рассматриваемого района выполнены на Форосском выступе и Ялтинском полигоне. Форосский выступ – это крупная (протяженность свыше 75 км) форма рельефа, обладающая чрезвычайно сложным строением. Здесь выделено восемь типов рельефа. Каждый из них занимает определенный батиметрический уровень. По форме это поверхности материкового склона пологонаклонные, наклонные, крутонаклонные, а по генезису – аккумулятивно-эрозионные, структурно-денудационные, гравитационно-аккумулятивные и др.

С запада на восток ширина склона выступа изменчива. Наименьшие ее значения приурочены к траверзам мысов Херсонес и Сарыч, где она составляет, соответственно, 17–19 и 14–16 км. К югу от мысов Фиолент и Айя ширина склона увеличивается до 24–26 км и соизмерима с участком к югу от мыса Айтодор. На этом обширном пространстве (площадь около 1500 км²) наблюдается большое разнообразие как форм рельефа, так и их морфологическая выраженность. По простиранию склон изрезан густой се-

тью мелких подводных долин, заложение которых, по всей вероятности, связано с разломами. Глубина их вреза, не превышает 40–60 м.

По вертикали склон осложнен уступами, ступенями, оползнями, а у его подножия располагаются небольшие по площади конусы выноса. Такое разнообразие морфозлементов склона существенно отражается на его крутизне, которая отмечена значениями от 3–7° до 19–23°. Отдельные его участки представляют собой крутые обрывы. Их высота в пределах первых сотен метров, а крутизна достигает 45–50°.

К юго-западу от м. Сарыч с глубины 1000 м драгированием были подняты образцы андезито-дацитовых туфов. По минералого-петрографическим характеристикам определен их нижнемеловой (альбский) возраст. Обработанные образцы и дополнительные геолого-геофизические данные позволили ориентировочно наметить положение вулканического источника. Предполагается, что он находится в районе пересечения субширотного и субмеридионального разломов, трассируемым к западу от Крымского полуострова.

У подножия Форосского выступа к юго-западу от м. Айя эхолотный промер выполнен на одном из первых детальных полигонов Черного моря. На составленной батиметрической карте отчетливо видно, что сильно расчлененный и крутой (12–17°) материковый склон резко переходит в абсолютную равнину центральной части бассейна. Здесь же на поверхности ложа располагается широтно ориентированная долина, которая не имеет видимой связи с основными элементами рельефа склона. Было высказано предположение, что начиная с новозвксинского времени долина заполняется осадками оползневого происхождения. Оползни могли двигаться как с материкового склона, так и с бортов долины.

Последующими исследованиями было выявлено, что от указанного полигона долина прослеживается на восток до траверза м. Айтодор и намного дальше на западе и северо-западе, где ее верховье врезано в материковую отмель вблизи м. Тарханкут. Вполне вероятно, что столь протяженная (немногим более 200 км) долина является структурной границей между материковой окраиной Крыма и абиссальной равниной Черного моря.

The characteristic echo-sounding materials in landfills and regional profiles of the underwater continental margin of the peninsula of Crimea. Morphostructural describe its features.

Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А.

(Кубанский государственный университет, г. Краснодар; e-mail: geoskubsu@mail.ru)

Роль сейсмогравитационных процессов в формировании рельефа дна Черного моря у западной оконечности Кавказа

Popkov V.I., Krickaya O.Y., Ostapenko A.A.

(Kuban State University, Krasnodar)

Role of seismogravitational processes in the formation of the bottom relief of the Black Sea at the western end of the Caucasus

Ключевые слова: сейсмогравитационные деформации, оползни, рельеф дна, землетрясения, Северо-Западный Кавказ

Рельеф южного склона Северо-Западного Кавказа, а также дна прилегающей к нему акватории Черного моря обусловлен различными факторами, включая особенности геологического строения, тектонических движений, а также колебаний уровня моря. Рельеф дна в целом имеет достаточно простое строение и включает такие общие для всего северо-восточного побережья Черного моря черты как узкий шельф и крутой континентальный склон.

Однако некоторые участки побережья сильно выделяются по своим геолого-геоморфологическим характеристикам, так как на их строение и морфологию оказали воздействие высокоэнергетические сейсмические события недавнего геологического прошлого, сопровождавшиеся образованием крупных сейсмогравитационных структур на южном склоне Северо-Западного Кавказа с выбросом их в прилегающую акваторию. Одним из таких районов является участок Черноморского побережья от г. Анапа до г. Новороссийск.

Высокая геодинамическая активность этого участка обусловлена расположением его в зоне сочленения складчато-орогенных сооружений Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины и продолжающимся продвижением на север-северо-восток тектонических структур последней.

Следствием недавней сейсмической активности в этом районе стало образование ряда сейсмодислокаций и сейсмогравитационных деформаций рельефа, которые охватили как прибрежную часть суши, так и достаточно протяженный участок прилегающего дна (около 25 км береговой линии).

Исследования, представленные в данной работе, проводились авторами в 2014–2015 гг. на участке Черноморского побережья между устьями р.р. Сукко (р-н г. Анапа) и Озерейка (р-н г. Новороссийск), включая м. Утриш и

п-ов Малый Утриш, где южный склон Северо-Западного Кавказа подвергся максимальной сеймотектонической переработке [1].

В ходе проведения авторами полевых и камеральных работ на изучаемом участке побережья были выявлены и закартированы как крупные сейсмогравитационные образования, так и отдельные первичные сейсмодислокации и небольшие блоковые оползни.

Для изучения рельефа дна использовались представленные на сайте Navionics.com батиметрические карты, составленные по данным сонарных наблюдений, что позволило установить его основные морфологические и морфометрические параметры в зоне распространения сейсмогравитационных структур.

Выделяется три наиболее крупных сейсмогравитационных оползня: Большой Утришский, Малый Утришский и заключенный между ними Лагунный.

Размеры Больше-Утришского оползня: длина – 3.3 км, ширина – 3.1 км. Подводная граница расположена в 1.3–1.7 км от берега.

Малый Утришский оползень. Его длина – 5.1 км при максимальной ширине 3,6 км, подводная граница – 2–2.2 км от берега.

Между сейсмогравитационными структурами Малого и Большого Утриша в районе так называемых лагун расположен еще один оползень. Его ширина 3.3 км, длина – 3.5 км. Подводная граница – 1.6–2 км от берега.

Амплитуда высот у всех обвальнo-оползневых структур примерно одинаковая – около 500 м (включая подводную часть).

В пределах суши сейсмогравитационные формы характеризуются типичным для подобных образований бугристым оползневым рельефом с выраженными стенками срыва, цирками, террасами и отдельными сеймотектоническими отторженцами [2].

Изучение прибрежных батиметрических карт показало, что значительная часть оползневых тел продолжается в море, образуя крупные формы рельефа, прослеживающиеся до глубины 50 м. Все они располагаются в пределах шельфа, ширина которого в исследуемом районе изменяется от 11 км в северо-западной части до 5 км в юго-восточной и ограничивается изобатой 100 м.

Наиболее отчетливо выделяются в рельефе дна подводные продолжения сейсмогравитационных образований Большого и Малого Утриша. Они представляют собой веерообразно-мозаичные подводные формы рельефа, состоящие из хаотичного нагромождения глыб сейсмогравитационных отложений. По форме они достаточно симметричны относительно направления движения оползня.

В то же время подводная часть Лагунного оползня более сглажена и слабо расчленена, в отличие от оползней Большого и Малого Утриша. Также здесь наблюдается отчетливая ступень на глубине около 9 м, а затем 19 м. Схемы Лагунного оползня (1) и оползня Малого Утриша (2) показаны на рисунке.

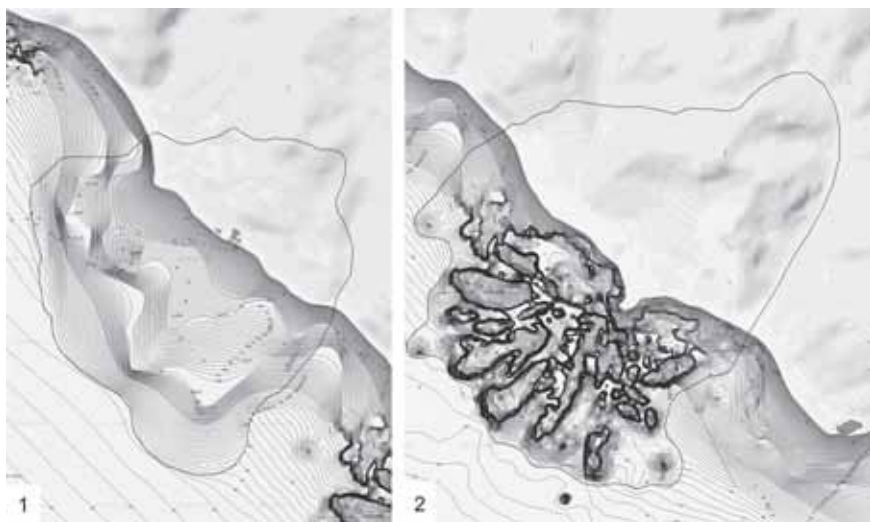


Рисунок. Схема сейсмогравитационных оползней с наземной и подводной частью. Изобаты проведены через 1 м, изогипсы – через 20 м.

Аналогичные черты имеют и подводные продолжения других крупных сейсмогравитационных структур, расположенных к юго-востоку изучаемого участка побережья. Причем часть из них еще более сглажена и переработана морем, несмотря на то, что на суше морфологические признаки этих оползней выражены отчетливо.

Это позволяет предположить разный возраст данных образований, а также многоэтапность их формирования и возможное омоложение в результате позднейших сейсмических событий.

В целом вопрос о точном возрасте данных структур остается открытым, однако изучение некоторых морфологических и морфометрических признаков сейсмогравитационных форм рельефа суши и дна прилегающей акватории, а также литературных данных, в том числе исторических и археологических, позволили авторам сделать некоторые предварительные выводы. Так, можно уверенно утверждать, что в основной массе сейсмодислокации и сейсмодетформации Утришско-Абраусского района намного моложе аналогичных форм на других участках Черноморского побережья. Они отличаются свежестью форм и почти не затронуты новыми процессами рельефообразования, а также нигде не перекрываются отложениями древнее современных пойменных и пляжевых осадков. Верхний предел возраста Утришско-Абраусских дислокаций определяется отсутствием в области их развития голоценовой новочерноморской террасы, а также тем, что бугристо-западинный рельеф современного подводного склона сохранился на-

чиная с глубин 3–4 м, т.е. непосредственно ниже зоны современной волновой абразии. Однако это утверждение справедливо для наиболее молодых сейсмогравитационных структур или их отдельных омоложенных частей, к которым относятся, прежде всего, оползни Большого и Малого Утриша. Их подводные части не несут на себе следов воздействия даже фанагорийской регрессии, максимум которой приходится на середину первого тысячелетия до н.э. В тоже время отчетливые ступени на глубине 9–10 м шириной от 200 до 600 м на подводных продолжениях нескольких оползней, в том числе описанного выше Лагунного, позволяют предположить, что во время фанагорийской регрессии несколько сейсмогравитационных форм могли уже существовать.

Также на отдельных участках более древних сейсмогравитационных деформаций встречаются фрагменты нимфейской террасы.

Таким образом, можно предположить, что сейсмогенная переработка данного участка побережья происходила в течение нескольких этапов. На более раннем этапе образовались практически все основные сейсмогравитационные формы изучаемой территории. Примерно в I–III вв. н.э. часть из них (прежде всего оползни Большого и Малого Утриша) испытали новые подвижки. На других участках, не вовлеченных вновь в сейсмогравитационные процессы, образовалась морская терраса. О возрасте молодых сейсмогравитационных структур можно судить также по данным археологических и палеосейсмических исследований, которые свидетельствуют о ряде сильных землетрясений (не менее 8 баллов), произошедших в конце первого тысячелетия до н.э. и в I–III вв. н.э. [3, 4].

Полученные авторами данные позволяют сделать вывод о том, что подобные явления активной сейсмогравитационной переработки шельфа, отчетливо выраженные в рельефе, являются уникальными для всего Черноморского побережья и больше нигде на всем его протяжении не встречаются. Сложный расчлененный рельеф подводных фронтальных частей сейсмогравитационных оползней создает особые для данного участка побережья экологические условия, влияет на разнообразие и особенности распространения морской биоты.

Кроме того, результаты, полученные в рамках данного исследования, свидетельствуют о неоднократном проявлении сейсмических событий в исследуемом регионе, высокой новейшей и современной геодинамической активности тектонических структур в зоне сочленения Черноморской впадины и Северо-Западного Кавказа, а дальнейшее изучение представленных здесь вопросов позволит внести коррективы в прогнозирование сейсмической активности этой территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А. и др. Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа // Тектоника и геодинами-

- ка континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 44–49.
2. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А. и др. Генезис обвально-оползневых структур п-ова Абрау (Северо-Западный Кавказ) // Геология. Известия наук о Земле и природных ресурсов Академии наук республики Башкортостан. 2015. № 21. С. 28–33.
 3. Винокуров Н.И., Никонов А.А. О следах землетрясений античного времени на западе европейского Боспора // Российская археология. 1998. № 4. С. 98–106.
 4. Рогожин Е.А., Захарова А.И. Землетрясения голоцена и долговременный сейсмический режим Северо-Западного Кавказа // Вестник ОНЗ РАН. 2002. № 1 (20). С. 122–128.

Significant factors which determine the structure of relief at mountain-orogen regions are latest and modern tectonical movements and gravitational slope processes. Those processes are well-spread at the territory and water area of State National Reservation “Utrish” and it determines different features of the relief, include underwater parts of paleoseismotectonical landslides. Underwater relief of this area and its genesis are unique for all Black Sea basin.

Рашидов В.А.¹, Пилипенко О.В.², Петрова В.В.³

(¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петровавловск-Камчатский, e-mail: yshevch@ocean.ru; ²Институт Физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, г. Москва; ³Геологический институт РАН, г. Москва)

Геолого-геофизические исследования подводного вулкана Минами-Хиоси (Марианская островная дуга)

Rashidov V.A.¹, Pilipenko O.V.², Petrova V.V.³

(¹Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk_Kamchatskii; ²Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow; ³Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Geological and geophysical investigations of Minami-Hiyochi submarine volcano (Mariana island Arc)

Ключевые слова: подводный вулкан, Минами-Хиоси, Марианская островная дуга, геолого-геофизические исследования

Подводный вулкан Минами-Хиоси (Южный Минами, Минами-Хиоси-Кайсан) расположен в Марианской островной дуге, имеет четвертичный возраст и его вулканическая активность отмечалась неоднократно, начиная с 25-го августа 1975 г. [1].

Различные геолого-геофизические исследования вулкана проведены в 5-ом, 10-ом и 13-ом рейсах НИС «Вулканолог» Института вулканологии ДВО РАН в 1978, 1981 и 1982 гг. [1, 2], в рейсе ТТ-192 НИС «Томас Г. Томпсон» Университета г. Вашингтон в 1985 г. [3; 4], а также в рейсах на судах геологической и гидрографической служб Японии [5–7].

Подводный вулкан Минами-Хиоси поднимается с глубины 1500 м, где его размер составляет $\sim 20 \times 15$ км. Привершинная часть вулканической постройки, ограниченная изобатой 200 м, имеет размер 1.8×0.6 км. Крутизна склонов составляет в интервале 1500–1000 м – $8-9^\circ$, в интервале 1000–500 м – $5.5-18.5^\circ$, а в интервале 500–100 м – $9-24^\circ$. Объем вулканической постройки по минимальным оценкам составляет $\sim 95 \text{ км}^3$ [1, 2]. На глубине 100–120 м выявлено поднятие с активными фумаролами (рисунок).

Подводный вулкан Минами-Хиоси отчетливо проявляется в потенциальных полях наличием локальных аномалий [1, 2, 5–7]. К вулканической постройке приурочена положительная аномалия редукции свободного воздуха интенсивностью 158 мГал [5]. Интенсивность магнитной аномалии ΔT_a , приуроченной к подводному вулкану Минами-Хиоси, составляет 3000 нТл [1, 2, 6, 7] и она обусловлена лавовой пробкой, имеющей объем 0.17 км^3 , и располагающейся в привершинной части постройки в глубинном интервале 150–600 м [1, 2].

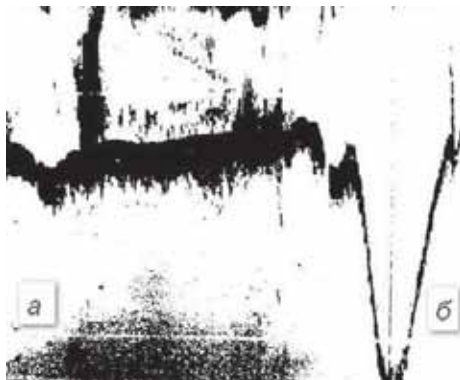


Рисунок. Фрагменты профилей эхолотного промера, иллюстрирующие фумарольную активность подводного вулкана Минами-Хиоси: *а* – в дрейфе; *б* – на ходу НИС «Вулканолог». Эхолот WD-110M (рабочая частота 12.5 кГц).

В рейсе ТТ-192 НИС «Томас Г. Томпсон» было выполнено два драгирования постройки вулкана Минами-Хиоси и подняты плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты и андезибазальты [3, 4].

Драгированные в 5 рейсе НИС «Вулканолог» породы представлены генетически связанной серией тонко-, мелко-, средне- и крупнокристаллических долеритов, их туфов и шлаков. Самые свежие шлаки опробованы на привершинной части вулкана и, скорее всего, они представляют прижерловую фацию. Там же драгированы образцы, подвергшиеся деятельности высокотемпературных фумарол – сильно измененные базальтоиды и обломки самородной серы диаметром 1–2 см. Встречаются обломки серы с примесью пепла.

Авторами были проведены петролого-минералогические и петромагнитные исследования драгированных образцов по апробированной для изучения подводных островодужных вулканов методике [8–12]. Показано, что долериты имеют порфировую структуру. Породы пористые, свободные пространства иногда заполнены органическим веществом, предположительно битумом.

Вкрапленники – главным образом оливин, его отдельные кристаллы или их сростки. В некоторых образцах размер оливина может быть очень большой – до 2 см, при этом размерность основной массы – тонкокристаллическая. В меньшем количестве среди вкрапленников присутствуют клинопироксен (авгит) и плагиоклаз (лабрадор), а также рудные минералы – титаномагнетит и ильменит, но их размеры значительно меньше, чем размер оливина.

Основная масса состоит из перечисленных выше минералов (кроме ортопироксена), находящихся примерно в равных количествах. Большой интерес представляют ксеноморфные слабо двупреломляющие выделения, похожие на остаточный расплав. Они состоят из близкого к постоянному количества Si и Al и переменного количества катионов – Ca, Na, K. При этом количество Ca невелико и, с его учетом, весь состав легко пересчитывается на кристаллохимические формулы K-Na-полевого шпата (санидина) и (или) смеси цеолитов (анальцима, лейцита, вайракита). Вероятно, остаточный субстрат, в данном случае уже имеющий высокую степень упорядоченности, предрасположен к формированию поздних относительно низкотемпературных минералов.

Необычными являются и обособленные выделения кварца, отделенные от основной массы породы каймами тококрystalлического лучистого авгита. При этом кайма между кварцем и авгитом обогащена калием. Можно предположить, что это образование является продуктом ликвации или фракционной кристаллизации остаточного расплава.

Все анализированные породы обогащены K_2O (1.34–3.30 %), Ba – 370–806 ppm, Sr – 204–748 ppm. Отношение K_2O/Na_2O колеблется в пределах от 0.38 до 0.92. Эти значения хорошо совпадают с данными из работ [3, 4].

Проверка химического состава всех породообразующих минералов показала, что они не являются носителями калия. Относительно высокие концентрации калия наблюдаются только в остаточном расплаве (стекле?) и в нераскристаллизованных кремнеалюминиевых каймах в периферийных зонах свободных пространств. Кроме того в единичных случаях в межзерновых пространствах встречен K-Na-полевой шпат – санидин.

Присутствие вкрапленников оливина во всех драгированных образцах позволяет предположить, что все опробованные породы из различных лавовых потоков имеют общий магматический очаг. Однако в дальнейшем лавовые потоки кристаллизовались по-разному. Порфировая структура, при которой вкрапленники оливина, погруженные в тонкокристаллическую основную массу, состоящую из кристаллитов, видимых только при максимальных увеличениях оптического микроскопа, свидетельствует о стремительном подъеме расплава в субповерхностную зону и быстрой его кристаллизации при добавочном давлении перекрывающего водного столба. В противоположность этому, потоки с крупнокристаллической структурой и часто зональным строением вкрапленников достаточно долго проходили кристаллизацию в одном или нескольких промежуточных очагах. В отдельных образцах в основной массе наблюдается некоторая ориентировка микролитов, особенно игольчатых плагиоклазов и ильменитов, что является свидетельством медленного продвижения кристаллизующегося расплава к зоне стабилизации.

Петромагнитные исследования показали, что в основном драгированные образцы имеют относительно высокие значения Jn: ~ 1-6 А/м. Образцы

магнитно изотропны, степень магнитной анизотропии образцов достигала 1.026. В них присутствуют низкокоэрцитивные магнитные минералы. В изученных образцах основными носителями намагниченности являются как гетерофазно измененные зерна титаномагнетита, так и устойчивые к нагревам зерна титаномагнетита или титаномаггемита.

Сравнительный анализ магнитных свойств драгированных пород, слагающих подводный вулкан Минами-Хиоси, показал, что, как и в Идзу-Бонинской, Марианской, Соломоновой и Курильской островных дугах [8–12], они сильно дифференцированы по величинам J_n , k и Q_n . Такая дифференциация связана с присутствием нескольких ферримagnetиков, образовавшихся как в процессе кристаллизации породы, так и после ее изменений в результате вторичных процессов. Установлено, что высокие величины J_n в изученных образцах горных пород, обусловлены PSD структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения k – большой концентрацией ферримagnetных зерен.

Выполненные геолого-геофизические исследования позволили получить сведения о морфологии постройки подводного вулкана Минами-Хиоси, выделить в его превершинной части лавовую пробку, определить химический состав и магнитные свойства драгированных пород, сделать предположение о том, что все драгированные образцы имеют общий магматический очаг. Обогащение пород калием, объясняется повышенным содержанием этого элемента в остаточном расплаве и продуктах его кристаллизации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования подводных вулканов Минами-Хиоси и Фукудзин (Марианская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 55–64.
2. Рашидов В.А. Геофизические поля активных островодужных подводных вулканов: измерения и интерпретация // Уральский геофизический вестник. 2005. № 8. С. 29–35.
3. Bloomer Sh.H., Stern R.J., Smoot N.Ch. Physical volcanology of the submarine Mariana and Volcano Arcs // Bull. Volcanol. 1989. V. 59. № 3. P. 210–224.
4. Bloomer Sh.H., Stern R.J., Fisk E., Geschwind C.H. Shoshonitic Volcanism in the Northern Mariana Arc. 1. Mineralogic and Major and Trace Element Characteristics // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B.4. P. 4469–4496.
5. Ishihara T., Yamasaki T. Gravity anomalies over the Izu-Oga-Sawara (Bonin) and Mariana Arcs // Bull. Geol. Serv. Japan. 1991. V. 42. № 12. P. 687–701.
6. Yamazaki T., Ishihara T., Murakami F. Magnetic anomalies over the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc, Mariana Arc and Mariana Trough // Bull. Geol. Serv. Japan. 1991. V. 42. № 12. P. 655–689.
7. Ishihara T. A new leveling method without the direct use of crossover data and its application in marine magnetic surveys: weighted spatial averaging and temporal filtering // Earth, Planets and Space. 2015. V. 67. Iss. 1. Article 11.

8. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Петрова В.В. Петромагнитные исследования пород подводных вулканов Курильской островной дуги // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». СПб.: СОЛО, 2014. С. 131–140.
9. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Петрова В.В. Петромагнитные исследования пород подводных вулканов Курильской островной дуги // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». СПб.: СОЛО, 2014. С. 131–140.
10. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Ладыгин В.М. Сравнительный анализ магнитных свойств пород пяти действующих подводных вулканов западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 37–52.
11. Пилипенко О.В., Рашидов В.А. Новые данные о петромагнитных свойствах горных пород, слагающих подводные вулканы Курильской островной дуги // Сб. материалов III Школы-конференции «Гординские чтения», 20–21 апреля 2015 г. М.: ИФЗ РАН, 2015. С. 17–21.
12. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и микрозондовые исследования пород подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга, Тихий океан) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 3. С. 36–51.

Geological and geophysical investigations provided new data on morphology of edifice of Minami-Hiyochi submarine volcano, revealed the lava plug in its pre-summit part and defined chemical composition and magnetic properties of dredged rocks. So we can make a conclusion that all dredged samples originated from a single magma chamber. The K enrichment can be explained by high K content in residual liquor and products of its crystallization.

**Рыбалко А.Е.^{1,2}, Росляков А.Г.¹, Токарев М.Ю.¹,
Токарев А.М.¹**

(¹Центр анализа сейсмических данных МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: vshevch@ocean.ru; info@sc-msu.com; ²Институт наук о Земле Санкт-Петербургского Государственного университета г. Санкт-Петербург)

**Современные геодинамические процессы –
важный фактор формирования современной структуры
дна шельфовых морей**

**Rybalko A.E.^{1,2}, Rosljakov A.G.¹, Tokarev M.Ju.¹,
Tokarev A.M.¹**

(¹Seismic Data Analysis Center of Moscow State Lomonosov, Moscow; ²Institute of Earth Sciences of Saint Petersburg State University, St-Petersburg)

Modern geodynamic processes - important factor in the formation of modern structures on the bottom shelf seas

Ключевые слова: геодинамика, инженерно-геологические изыскания, сейсмоакустика, экологическая безопасность, разломы активные, оползни, гравитационные процессы, шельф северо-западных морей России

Вопрос о геодинамических движениях в окраинных и внутренних морях России в последнее время приобрел большое значение, в первую очередь в результате осуществления нескольких крупных трубопроводных проектов, а также проектирования и строительства заводов сжиженного газа на Баренцевом и Японском морях. Критерием является оценка возможности самих движений в пределах морского дна, которые могут представлять угрозу для существующей или проектируемой транспортной инфраструктуры.

Проводимые в 2005–2014 гг. морские работы, связанные с мониторингом опасных геологических процессов, а также инженерно-геологические изыскания как на трассах газопроводов, так и в районах предполагаемого строительства заводов сжиженного газа или нефтяных терминалов показали, что роль геологических опасных процессов для экологической безопасности строящихся объектов инфраструктуры нефтегазовых объектов не всегда правильно оценивается. Так, в результате проведения геоэкологического мониторинга на северо-западных морях России было установлено наличие в них геодинамических процессов как эндогенной, так и экзогенной природы. В частности, в Белом море вдоль южного борта Кандалакшского грабена в зоне сочленения Кандалакшского и Онежского заливов, были выявлены долгоживущие зоны мощных гравитационных процессов, которые привели к накоплению чешуйчатых масс декливиальных отложений мощностью более 100 м. Одновременно, анализ сейсмических данных,

пространственного положения сейсмодислокаций и литературных источников показал, что в данной области Белого моря неоднократно происходили в голоцене сейсмические толчки, которые и являлись причиной для возникновения одновременных гравитационных движений. Детальные сейсмоакустические исследования в проливе Великая Салма показали, что сам пролив имеет тектоническое происхождение, донный рельеф во многом наследует структурный план коренного цоколя, а глубоководная часть пролива (с глубинами по оси до 120м) сложена с обоих бортов гравитационными образованиями, обусловившими ступенчатый рельеф склонов (рис. 1).



Рисунок 1. Ступенчатое строение склонов пролива Великой Салмы, формирующееся за счет многофазных гравитационных процессов.

При этом молодые осадки, покрывающие плоские поверхности морского дна (вершины уступов) возникли за счет осаждения взвешенного материала, возникшего в момент оползания участков склонов, и характеризуются тонким составом и облекающим, вплоть до формирования положительных форм рельефа, характером залегания. Геодинамическая активность склоновых процессов подтверждается разрывно-микроблоковым строением самих склонов, практическим отсутствием слоя современных осадков в осевой части пролива и значительными мощностями надледниковых слоистых отложений на локальных участках. При этом следует понимать, что конкретные внешние источники обломочного материала, как-то твердый сток рек и абразия берегов, в описываемом районе практически отсутствуют.

Одним из надежных признаков наличия геодинамических движений является смещение маркирующих сейсмогоризонтов друг относительно друга. Такие явления были нами установлены в Белом море, Ладожском озере и, (в меньшей мере) в Финском заливе (рис. 2).

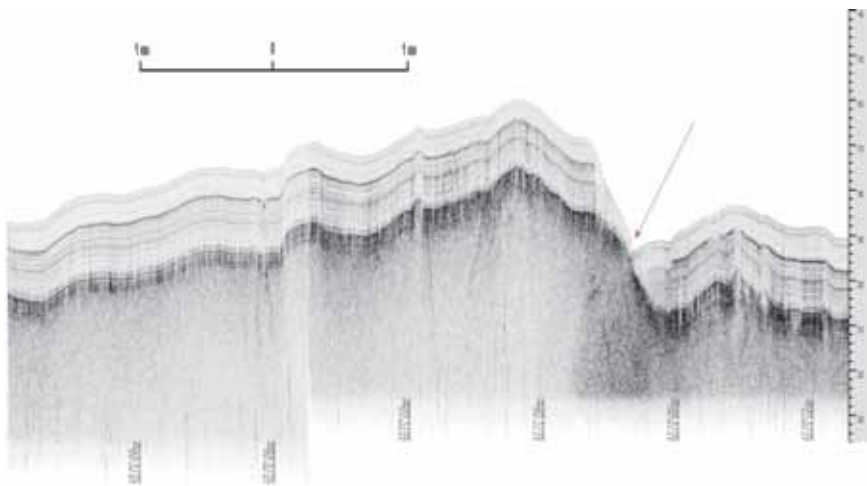


Рисунок 2. Смещение горизонтов ледниково-озерных глин ледниково-озерных глин неоплейстоценового возраста в результате геодинамических движений в голоцене (стрелки).

Особое место занимает изучение процессов инфильтрации подземных вод в придонный горизонт морских и озерных бассейнов. Проведенные в 2005 году совместно с РГГМУ работы, включавшие гидрофизическое зондирование, показали наличие опресненного слоя воды в нижних горизонтах водной толщи. Вначале было высказано предположение о проникновении пластово-трещинных вод в морской бассейн, что затем и подтвердилось. В качестве доказательств использовалось как сравнение химических анализов материковых пластово-трещинных и придонных вод, так и сопоставление сети дизъюнктивных нарушений с аномальными содержаниями тяжелых металлов, а также такими соединениями как ПАУ. Проведенные работы с использованием высокочастотных профилографов позволили выделить зоны активного выделения газифлюидов. Выполненный в течение 2005–2011 гг. мониторинг с гидрофизическим зондированием показал, что инфильтрация подземных пресных вод происходит постоянно, но год от года отличается интенсивностью. Было высказано предположение о связи интенсивности истечения подводных источников по линиям активных тектонических нарушений с процессами активизации геодинамических движений.

Современные геодинамические движения были установлены и на дне других шельфовых морей. В восточной (российской) части Финского залива, при проведении изыскательских работ по поиску трасс подводных газопроводов, были выявлены зоны предполагаемых современных сбросов в парагенетическом сочетании с участками проявления гравитационных процессов, а также современных конседиментационных воздыманий морского дна. Здесь же были установлены участки активного развития пок-марков, трассирующих зоны активизации геодинамических движений. Подобные образования были закартированы к западу от мыса Шепелев (более 180 кратеров различной степени сохранности или развития). Они оказались пространственно связаны с субширотным разломом, ограничивающим уступ вендского возраста. Были зафиксированы повышенные температуры в кратере пок-марков, устойчивые гидрохимические аномалии вокруг конусов.

При поисках железо-марганцевых конкреций в районе острова Мощный была установлена гидрохимическая аномалия в 10-ти метровом уступе, которая маркировала выход гдовских (вендских) подземных вод на дно залива. Геологическое значение таких выходов, кроме факта самой инфильтрации заключается в формировании локальных геохимических барьеров, а также маркировании возможных плоскостей скольжения блоков горных пород.

Изыскательские работы в Черном море в связи с проходкой или проектированием трасс возможных газопроводов показали наличие обширного проявления гравитационных процессов. Материалы боковой локации демонстрируют, что протяженные участки в прибрежной части шельфа буквально проседают вниз по склону, напротив устьев рек возникают локальные каньоны, по которым происходила основная разгрузка обломочного материала. Некоторые оползни обладают столь мощной кинетической энергией, что встречая препятствия в виде старых оползших блоков пород, частично двигаются вверх по склону этих блоков. При этом возникают, конечно, мощные усилия, которые представляют реальную опасность для инженерных объектов, находящихся в зоне проявления этих оползней.

Не менее четкие признаки геодинамических движений были установлены нами и при изысканиях в Японском море в районе строительства завода сжиженного газа. Здесь на сейсмограммах, а также по результатам многолучевого профилирования, отчетливо проявляются относительно крутые уступы, отражающие подвиги пород, слагающих морское дно в зоне контакта палеогеновых и неогеновых пород. На берегу им соответствуют протяженные оползневые тела, в значительной мере, сформированные за счет проявления современных геодинамических движений.

Таким образом, современные геодинамические процессы есть реальный и доказанный факт не только в активных геодинамических районах, но и на морях Северо-Запада. Научная и практическая значимость таких работ существенно возрастает из-за наблюдающегося в последнее время активно-

го развития различных исследований, связанных со строительством инженерных объектов непосредственно на морском дне.

Современные геодинамические движения на дне северо-западных морей приводят к сейсмолучкам или медленным разнонаправленным движениям вдоль границ тектонических блоков. Все разломы имеют древнее заложение, но, вероятно, только часть их активизируется в современный период. Эндогенные геодинамические процессы приводят в свою очередь, к усилению деятельности процессов экзогенеза, в частности, гравитационных. В морской воде для возникновения явления оползания требуются гораздо меньшие уклоны, сами гравититы, кроме классических оползней могут быть представлены зерновыми плотностными потоками. Признаками рассматриваемых явлений являются прямолинейные очертания гидрографических объектов, прежде всего, береговой линии, наличие сейсмодислокаций как на берегах, так и на морском дне, что устанавливается по данным сейсμοакустики. Поэтому тщательный геоморфологический анализ вместе с анализом возможных проявлений геодинамики на основе разночастотных сейсμοакустических исследований может представлять надежную основу для проведения инженерно-геологических изысканий.

The study of modern geodynamic movements acquired greater importance because of the development of underwater engineering facilities. The demonstration of modern moving of the seabed, identification of multi-directional movement of crustal blocks and the resulting gravitational processes analyzed by materials of seismic-acoustic profiling. Careful geomorphological analysis, together with an analysis of the possible manifestations of geodynamics based on different frequency seismic acoustic investigations can be a reliable basis for engineering – geological surveys.

Седышева Т.Е., Мельников М.Е.

(ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: tatsed@mail.ru)

Результаты крупномасштабного (1 : 50 000) картирования рельефа дна многолучевым эхолотом на примере одного из участков гайота Говорова (Магеллановы горы)

Sedysheva T.E., Melnikov M.E.

(SSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia)

Ultimations of large-scale (1 : 50 000) underwater topography survey by multibeam echosounder within one of the Govorov's guyot site (Magellan Seamounts)

Ключевые слова: гайот Говорова, глубина моря, абсолютные отметки, уклоны дна, изобаты, формы и элементы рельефа.

В 2014 г. во время проведения морских работ ГНЦ ФГУГП «Южморгеология» с борта НИС «Геленджик» была выполнена съемка рельефа дна масштаба 1 : 50 000 многолучевым эхолотом Simrad EM-12 S-120 одного из участков гайота Говорова. В результате работ получены карты рельефа дна, распределения уклонов морского дна и амплитуд обратно рассеянного сигнала.

Ранее на всей площади гайота Говорова была проведена съемка масштаба 1 : 200 000. В данной работе выполнен анализ топографии морского дна при разных масштабах съемки.

Площадь участка, на котором выполнена батиметрическая съемка, составила около 400 км², причем вершина и склоновые поверхности оказались покрыты съемкой примерно в равных соотношениях. Минимальная отметка, зафиксированная в пределах участка над пологим куполом в юго-западной части вершинной поверхности, составила 1457 м, максимальная (в нижних частях склонов) – 3550 м.

Вершинная поверхность расположена на глубинах от 1475 до 1850 м. Бровка проходит по отметке 1850 м, лишь на отдельных участках опускается до глубины 2050 м.

Проведенное сопоставление одного и того же фрагмента гайота Говорова при разных масштабах съемки по выделенным в пределах участка прямоугольным блокам показало, что в сравнении с данными, полученными при батиметрической съемке масштаба 1 : 200 000, отмечено именно уточнение глубин и уклонов по блокам без принципиальных изменений. Лишь в отдельных блоках расхождения по средней глубине превысили 200 м. То же касается и уклонов дна – в некоторых блоках средние значения уклонов по материалам съемок 1 : 200 000 и 1 : 50 000 практически одинаковы, в других расхождения имеются, но не более чем на один градус с небольшим

в сторону увеличения или уменьшения, т.е. не систематически. В основном, при более крупномасштабной съемке, уточнение происходит в сторону увеличения уклонов.

При масштабе работ 1 : 200 000 создавалось впечатление, что вершинная поверхность почти полностью горизонтальна или имеет уклоны не более 4°. При проведении детального картирования было выяснено, что субгоризонтальные поверхности с уклонами 0–2° и 2–4° приурочены лишь к областям, расположенным между вулканическими структурами. Такие площади наиболее широко развиты в юго-восточной части участка, свободной от конусов и куполов. В северо-восточной части плато уклоны составляют от 4–7° до 7–10°. Склоны вулканических мезоформ нередко сформированы поверхностями крутизной 25–30°.

Распределение уклонов на склонах носит мозаичный характер. Сразу за бровкой вершинной поверхности уклоны составляют около 30°. В целом преобладают градации 20–25, 25–30 и более 30°, но и широко развиты поверхности с уклонами 10–15°.

Определенные уточнения касаются и структурных линий. Несколько скорректировалось положение бровки вершинного плато, поскольку четче выявилась граница начала крутых поверхностей. Отрог северо-восточного простириания оказался хорошо проявлен при обоих масштабах картирования. Он начинается сразу за бровкой вершинной поверхности и имеет длину в пределах полигона детализации около 9 км, и общую протяженность около 40 км.

Наибольшие отличия при разных масштабах картирования получены по осложняющим мезоформам рельефа дна, широко развитым на поверхностях плато и склонах и представленными как площадными (вулканические купола и конуса, депрессии, террасы) так и линейными (уступы, гребни и ложбины) структурами (рис., табл.) [1, 2].

Наиболее широко распространены вулканические постройки. Их форма чаще всего округлая, иногда вытянутая, высота изменяется от 50 до 250 м, размеры основания от 300 до 3500 м. При масштабе работ 1 : 200 000 таких структур выделено менее трех десятков, при детальных работах – в 4 раза больше. Вулканические сооружения подразделяются на конуса, имеющие коническую вершину, и купола, со сглаженной вершиной. Выделение проведено по соотношению высоты постройки к размеру основания 1 : 10. Высота мелких куполов составляет 25–50 м, конусов – 50–75 м. Высота куполов средних размеров 75–100 м, конусов – 125–200 м.

При масштабе 1 : 200 000 на поверхности плато соотношение куполов и конусов представлялось равным, на склонах куполов отмечено в 2 раза больше. При детальных исследованиях на плато количество куполов оказалось почти в 2 раза больше, чем конусов, а на склонах примерно равное.

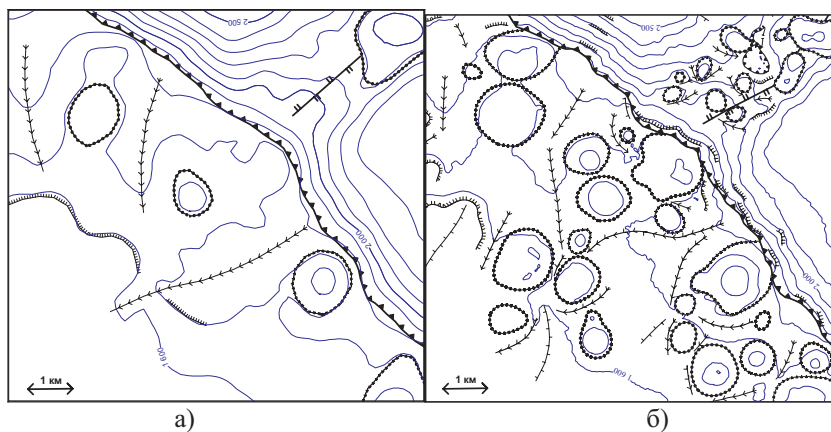


Рисунок. Фрагмент участка гайота Говорова с выделенными мезоформами рельефа дна при разных масштабах: а) 1 : 200 000; б) 1 : 50 000

Таблица. Мезоформы рельефа дна, выделенные на геоморфологических картах на полигоне детализации при разных масштабах работ

Мезоформы	Количество мезоформ, шт					
	На карте масштаба 1 : 200 000			На карте масштаба 1 : 50 000		
	Всего	На пла- то	На склонах	Всего	На пла- то	На склонах
Вулканические конуса	10	8	2	38	15	23
Вулканические купола	14	8	6	59	34	25
Террасы	—	—	—	4	—	4
Депрессии	—	—	—	3	1	2
Отроги	1	—	1	1	—	1
Гребни	1	—	1	57	10	47
Уступы высоко-амплитудные	—	—	—	27	—	27
Уступы низко-амплитудные	4	4	—	45	15	30
Ложбины	10	3	—	91	41	50

Террасы и небольшие локальные компенсационные впадины (депрессии) выявились только при крупномасштабном картировании. *Террасы* отмечены только на склонах: их площадки субгоризонтальны, тыловые швы выражены отчетливо, бровки находятся в диапазоне глубин 2175–3030 м, размеры изменяются от 400 х 400 до 900 х 400 м.

Депрессия на вершинной поверхности имеет близкую к округлой форму, поперечные размеры 0.8 х 0.6 км и глубину около 50 м. Вероятно, она является кальдерой проседания, поскольку расположена в центральной части пологого купола. Две депрессии, локализованные на склоновых поверхностях, имеют неправильные, удлинённые формы. Они приурочены к северо-восточному отрогу, расположены между вулканическими постройками и, вероятно, представляют собой компенсационные впадины. Их поперечные размеры составляют 1.1х0.6 и 0.6х0.5 км и глубины порядка 25 м.

Гребни малой амплитуды (высота около 75 м) при масштабе работ 1 : 200 000 проявлены в единичных случаях длиной в первые сотни метров. На карте 1 : 50 000 масштаба такие структуры резко преобладают на склонах, где, чаще всего, чередуются с ложбинами. Их максимальная протяженность составила 2.4 км, высота не более 75 м. Геоакустическое профилирование комплексом МАК-1М позволило установить, что такие структуры на поверхности плато, в некоторых случаях, являются осадочными. Они представляют собой потоки осадочного материала, который переносился вниз по склону в виде мутьевых потоков, состоящих из тонкого карбонатного материала с включением грубых обломков, и заполняющих отрицательные формы рельефа.

Ложбины, практически не проявленные при 1 : 200 000 масштабе, оказались хорошо видны при детальных исследованиях. На вершинном плато чаще всего они расположены между вулканическими структурами, в основном короткие, от первых сотен метров до 3.3 км. На склонах такие отрицательные формы чередуются с малоамплитудными гребнями. В пределах вершинного плато и склонов развиты примерно в равных количествах.

На карте масштаба 1 : 200 000 единичные мелкие *уступы* в основном приурочены к вершинному плато. Крупные уступы с перепадом глубин около 130 м и максимальной протяженностью 2.4 км особенно хорошо проявлены на склонах в масштабе работ 1 : 50 000. Обычно они приурочены к верхним крутым участкам склона ниже бровки. Мелких уступов, чаще всего распространенных в нижних частях склонов, выделено вдвое больше, чем на плато.

Увеличение количества всех без исключения осложняющих мезоформ рельефа дна при картировании 1 : 50 000 масштаба обусловлено детальностью съемки, когда начинают проявляться более мелкие черты. Так, например, выявились мелкие вулканические структуры или крупные невысокие купола, или крупная структура оказалась состоящей из ряда более мелких.

При работах 1 : 200 000 масштаба на сонарных изображениях склонов были выявлены участки, представляющие собой зоны склоновых осыпей. Такие ареалы широко развиты в центральной и восточной частях полигона. Они имеют неправильно-удлиненную форму, часто сливаясь между собой. Площади их покрытия составляют от первых сотен метров до 8 км².

На карте амплитуд обратно-рассеянного сигнала на вершинной поверхности хорошо выражены зоны развития карбонатных осадков и поверхности, свободные от осадков. Поверхности без осадков приурочены к зонам развития вулканических конусов и куполов, а также к периферической части вершинного плато.

При работах 1 : 50 000 масштаба появилась возможность рассмотреть эти структуры более детально. Было выявлено струйчатое строение таких осыпей и выделены два участка их развития – в центральной, площадью около 4 км² и северо-западной (более 17 км²) части полигона.

Опыт детального картирования позволяет выявить, каким образом происходит уточнение рельефа при разных масштабах съемки. Получение адекватных представлений о топографии морского дна особенно важно при проведении дальнейших геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М., Мельников М.Е. Особенности строения северо-восточного склона гайота Говорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. Геология. 2010. Т. 29. № 4. С. 34–44.
2. Sedysheva T., Melnikov M. Peculiarities of morphological structure of the Govorov guyot and its influence on the character of oxide ferromanganese crusts ores (The Magellan Seamounts, The Pacific Ocean) // Minerals of the Ocean – 4. Future Developments. International Conference Abstracts. 12–15 May, 2008, St. Petersburg, Russia. P. 56–58.

The multibeam survey conducted at a smaller site of the Govorov guyot resulted in obtaining bathymetric maps, sea bottom gradients maps and sonographs (scale 1 : 50 000). Analysis of the bottom relief of the site based on the data at different scales was made. Correction of depths and gradients as per blocks without fundamental changes was made as well. At a scale of 1 : 50 000 a higher number of more complicated mesoforms of the bottom relief were revealed.

Соколов С.Ю., Абрамова А.С.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: sysokolov@yandex.ru)

**Картирование вертикальных амплитуд разломов
в глубоководной части океана по данным высокочастотного
профилографа**

Sokolov S.Y., Abramova A.S.

(Geological Institute RAS, Moscow)

**Mapping of vertical fault amplitudes in deep ocean environment
using data of subbottom profiler**

Ключевые слова: высокочастотный профилограф, осадочный чехол, рифтовая зона хребта Книповича, сброс, взброс

Смещения массивов пород по плоскостям разрывов являются 3-х мерным явлением. Горизонтальная компонента разрывов растяжения в глубоководных частях океана и рифтовой зоне хорошо картируется по данным многолучевого эхолота и сонарным данным [1]. Например, при средней глубине океана 4000 м и эффективном угле по лучу 1° многолучевые эхолоты позволяют формировать матрицу (грид) глубин с шагом 100 м, значения которой являются осредненной глубиной в пределах ячейки грида. Сонарная компонента глубоководного эхолота, имеющая пространственную детальность на порядок превосходящую результат дискретной детекции глубин, позволяет выявить конфигурации зон влияния разломов и построить карту их пространственного распределения по интенсивности рассеивания звука дном. При этом из-за осреднения глубин в ячейках грида информация о вертикальной компоненте смещения по этим разломам сильно сглажена и может быть использована только для существенных перепадов, выраженных несколькими ячейками. Для амплитуд вертикальных смещений в первые метры по разломам на базальтовом акустическом фундаменте, имеющем сильную раздробленность использование эхолота проблематично. Исключение составляет ситуация, когда фундамент покрыт осадочным чехлом с признаками стратификации, разрез которого получен высокочастотным профилографом с вертикальным разрешением 1 м и более. Смещение фаз позволяет выявлять разрывные нарушения с вертикальной амплитудой соизмеримой с аппаратным разрешением. Но в океане очень мало районов, где геодинамически активная рифтовая зона «присыпана» осадками, нарушения которых показывают протекание неотектонических процессов. Одним из таких районов является хребет Книповича, расположенный в зоне лавинной седиментации.

В этом районе в 2006 и 2007 гг. прошли 24-й и 25-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, NPD Norway), в которых была прове-

дена съемка многолучевым эхолотом SeaBat 7150 и высокочастотным профилографом EdgeTech 3300 с шагом между галсами 5 км на площади 160x110 км. По результатам съемки были, в частности, закартированы дизъюнктивные нарушения верхней части слабо консолидированного осадочного чехла сбросового (рис. 1) и взбросового (рис. 2) типов.

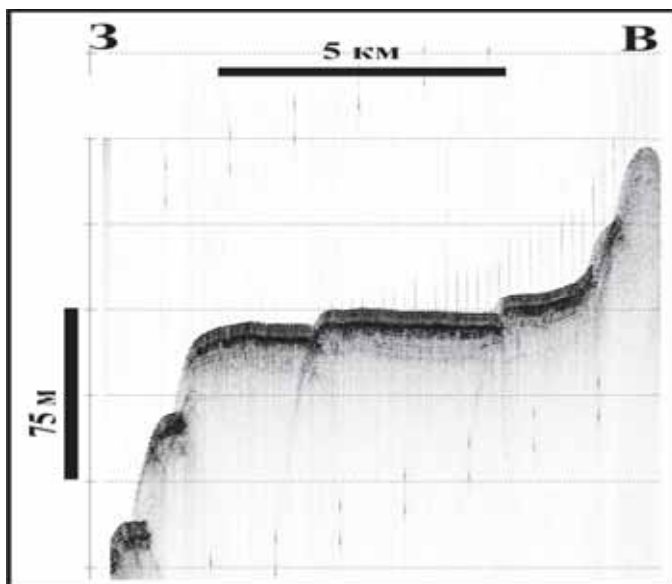


Рисунок 1. Фрагмент профиля S25-P5-08. 25-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2007).

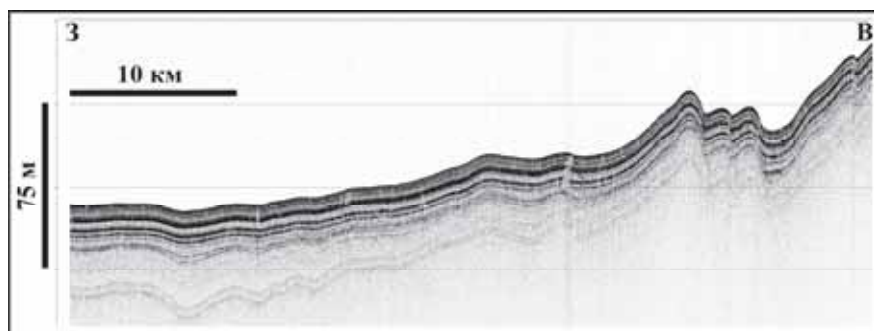


Рисунок 2. Фрагмент профиля S24-P1-06. 24-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2006).

Тип механизма интерпретировался в зависимости от структурного положения смещения фаз. Для определения взбросового механизма (рис. 2) также уделялось внимание наличию складок на поднятом крыле нарушения, показывающем локальное сжатие, формирующее взброс. При «пикировке» положений разломов для каждого из них определялась амплитуда смещения: взбросам присваивался знак плюс, сбросам - минус. Плотность полученной разломной сети приведена в [2]. Таким образом полученное облако точек со значениями амплитуд разрывных нарушений позволяет провести расчет карты этих амплитуд (рис. 3).

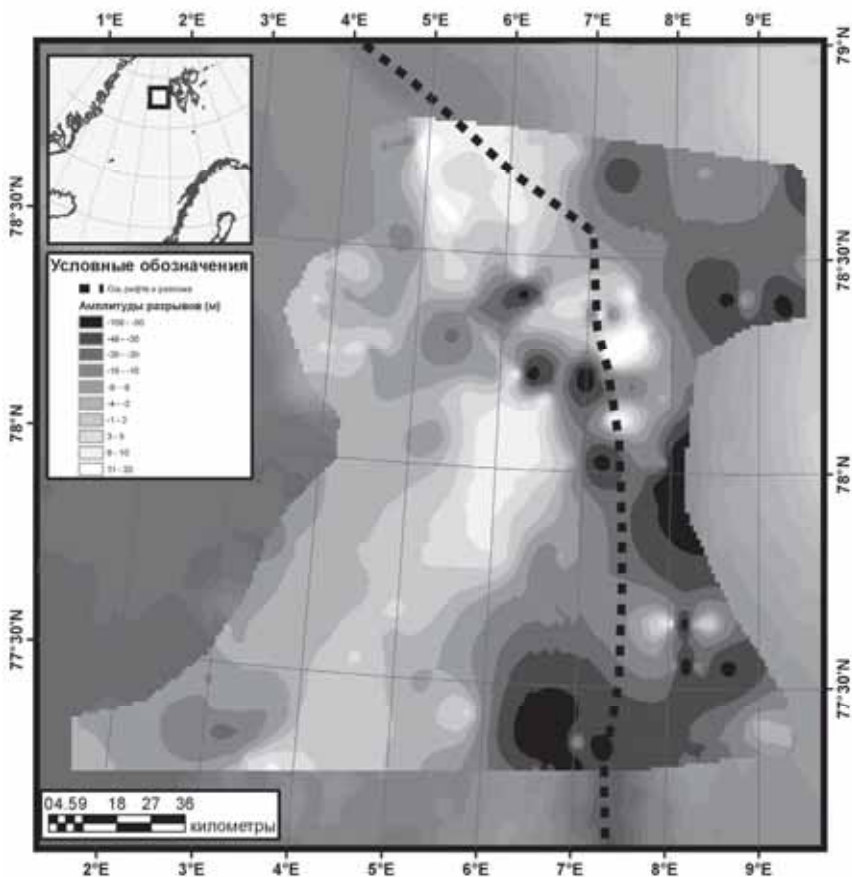


Рисунок 3. Карта амплитуд разрывных нарушений верхней части осадочно-го чехла. Пунктиром показано положение оси рифта хребта Книповича и офсетной части разлома Моллой.

Подобная карта по результатам работ с высокочастотным профилографом в глубоководной части океана на площадной системе наблюдений рассчитана впервые. Пока неясно, можно ли корректно пересчитать амплитуды вертикальной компоненты разрывных нарушений в карту скоростей вертикальных движений дна геодинамически активного района, поскольку разломная сеть проникает на разную глубину и временной диапазон действия разрывов неопределен. Но данная карта дает хорошую иллюстрацию распределения областей сжатия и растяжения на флангах рифтовой системы Книповича. Картина напряжений сформирована сочетанием двух сдвиговых динамопар [2]: вдоль правого сдвига вдоль трансформного разлома Моллой и, главным образом, вдоль правой сдвиговой зоны между разломом Хорнсун и флангами хребта Мона, при которой собственно и формируется современная структура «хребта» Книповича как цепочка дуплексов растяжения в обстановке пулл-апарт.

Работа выполнена в рамках темы «Оценка связи рельефа дна Атлантического и запада Северного Ледовитого океанов, деформаций осадочного чехла, процессов дегазации и опасных геологических явлений с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии», а также при поддержке грантов РФФИ 15-05-05888, 13-05-12076 офи_м, 14-05-00122, программ Президиума РАН I.18П, I.43П, II.3П, и научной школы НШ_5177.2012.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Escartin J. et al. Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N // Journal of Geophysical Research. 1999. V. 104. № B5. P.10421–10437.
2. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А. и др. Современная тектоническая обстановка северной части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. 2014. № 3. С. 16–29. DOI: 10.7868/S0016853X14030060

First detailed map of deep sea fault tectonic vertical amplitudes derived from CHIRP SBP data of 5 km spaced lines at area of 160x110 km is presented for the Northern part of Knipovich ridge. Map shows modern distribution of stress on ridge flanks.

Соловьев В.Д.¹, Корчагин И.Н.¹, Левашов С.П.²

(¹Институт геофизики НАН Украины, E-mail: valera@igph.kiev.ua; ²Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии, Киев, E-mail: korchagin@karbon.com.ua)

О глубинных разделах земной коры и особенностях эволюции структур дна Западной Антарктики

Solovyov V.D.¹, Korchagin I.N.¹, Levashov S.P.²

(¹Institute of Geophysics of National Academy of Science of Ukraine, Kyiv; ²Institute of the applied problems of Ecology, Geophysics and Geochemistry, Kyiv)

On the crust deep sections and evolution features of the West Antarctica bottom structures

Ключевые слова: пролив Дрейка, море Скоша, глубинное строение, тектоника

Во время проведения сезонных украинских антарктических экспедиций (2004, 2006, 2012 гг.) были получены новые данные о глубинном строении земной коры переходной зоны пролива Дрейка и моря Скоша в районе Антарктического полуострова – ключевого объекта при изучении многофакторных тектонических преобразований структур Тихоокеанских континентальных окраин [1–4]. Привлечение новых материалов геоэлектрических съёмок методами СКИП-ВЭРЗ, дополняет возможности комплексного анализа тектоники и геодинамики этого обширного региона [2, 3].



Рисунок 1. Карта рельефа дна (ГЕБКО, 2009 г.) и схема расположения интерпретационных профилей съёмки методом СКИП-ВЭРЗ в проливе Дрейка и западной части моря Скоша (2012 г.). СХС, ЗХС, ЮХС – Северный, Западный и Южный хребты Скоша; ЮШЖ – Южно-Шетландский жёлоб; АП – Антарктический полуостров; ПБ – пролив Брансфилд.

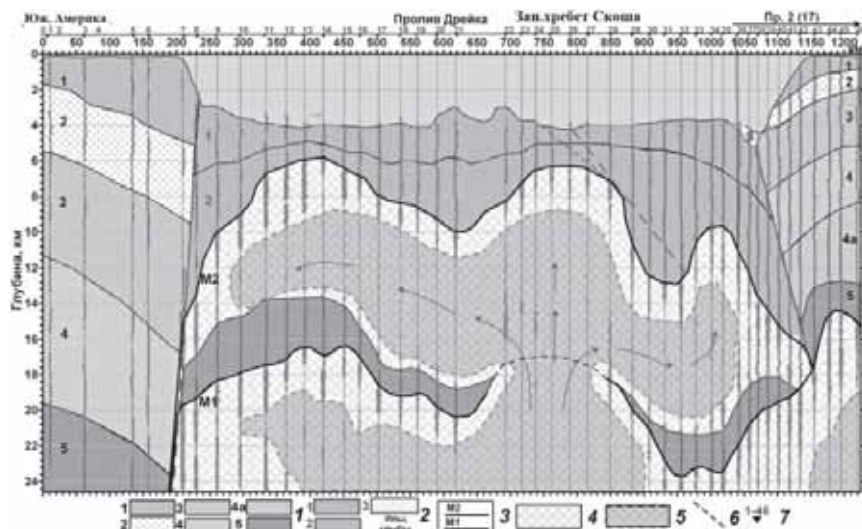


Рисунок 2. Схематизированный разрез земной коры вдоль профиля 1-1а через пролив Дрейка (Ю. Америка – Южно-Шетландские о-ва) по данным ВЭРЗ (2012 г.). 1 – комплексы пород континентальной коры; 2 – комплексы пород океанической коры; 3 – геоэлектрические границы типа «граница Мохо»; 4 – породы верхней мантии; 5 – высокотемпературные зоны пород верхней мантии; 6 – тектонические нарушения; 7 – пункты ВЭРЗ. Положение профиля показано на рис. 1.

Построенные геоэлектрические модели земной коры характеризуют строение центральной части пролива Дрейка на глубину более 24 км (рис. 2), что позволяет определить характерные границы внутри комплексов пород континентальной и океанической коры, показать сложный характер разломных зон вблизи побережья Южной Америки и Антарктического полуострова, а также выделить в разрезе крупные мантийные неоднородности.

Выделение в разрезе нескольких характерных геоэлектрических границ ниже раздела Мохо (М1, М2) а также высокотемпературных зон глубинных пород в изученных разрезах, может свидетельствовать о гетерогенности структур дна пролива, современных процессах тектоно-магматической активности и рифтогенеза [2, 3]. Аналогичные результаты получены и вдоль профиля 2-2а (рис. 1). Наличие в разрезе (профили 1-1а, 2-2а) высокотемпературных зон пород верхней мантии, пространственно приуроченных к зоне сочленения разлома Шеклтона и рифтовой долины Западного хребта Скоша (рис. 2), подтверждает вероятность процессов глубинного прогрева и преобразования земной коры структур в западной части моря Скоша и проливе Дрейка. Следует отметить, что на профиле 2-2а, проходящем восточнее профиля 1-1а, фиксируется две зоны подъёма разогретого мантий-

ного вещества – под Западным хребтом Скоша и зоной разломов Шеклтона. Согласно [1], около 30 млн лет назад из-за внедрения вещества разогретой мантии началось разрушение континентального моста между материками Южной Америки и Антарктиды. Под его воздействием сформировался спрединговый центр хребта Западный Скоша, с активностью которого связаны ключевые этапы формирования и эволюции западной части плиты Скоша. Фиксируемое на профиле 2-2а положение внедрений высокотемпературного мантийного вещества отражает его последующее продвижение на восток, а также возможное его внедрение вдоль ослабленной зоны разломов Шеклтона, имеющего мантийные корни. В центральной части моря Скоша предполагается наличие крупного массива – преобразованного под воздействием мантийных внедрений континентального моста, ранее соединявшего материк Южной Америки и Антарктиды. Можно предположить, что наблюдаемое распределение глубинных разделов земной коры является отражением воздействия астеносферного потока, мигрировавшего из Тихого океана на восток, в сторону Южно-Сандвичевой островной дуги [1].

Профиль Г2(17) в своей юго-восточной части пересекает границу океанической и континентальной коры в районе Южно-Шетландского жёлоба, составляющего, вместе с грядой Южно-Шетландских островов, рифтом пролива Брансфилд и структурами Антарктического полуострова, единую взаимосвязанную тектоническую систему (рис. 1). Желоб является активной структурой материковой окраины Антарктики, с которой связывают процессы субдукции крупной плиты Феникс на Тихоокеанской континентальной окраине, раскрытие пролива Брансфилда и формирование задугового рифтового бассейна с проявлениями современной вулканической деятельности в его центральной части [1, 4–6]. Характерной особенностью глубинных разрезов Центральной котловины Брансфилд, выявленной по данным ВЭРЗ, является углублённое положение раздела Мохо (по сравнению с океанической корой) и сокращённая (на 2–7 км) мощность земной коры под вулканическими постройками.

Ориентация главных осей напряжения и типов смещения по разломам в очагах землетрясений свидетельствует о том, что значительная часть землетрясений здесь связана с тектоническим формированием разломных зон, процессами рифто- и вулканообразования. Представленный разрез (рис. 3) существенно отличается от сейсмического разреза (DSS-17) как в океанической, так и в континентальной части. В океанической части геоэлектрический разрез содержит на глубине 18–20 км дополнительный горизонт мощностью 1–3 км, указывающий на наличие мантийных неоднородностей. При переходе в континентальную часть на геоэлектрическом разрезе отмечается значительное погружение непрерывной границы M2 (аналога Мохо) с 11 км (пролив Дрейка) до 18 км (Южные Шетландские острова). Ниже (на глубине 18–22 км) расположены породы верхней мантии, которые в виде единого горизонта подстилают земную кору всего тектониче-

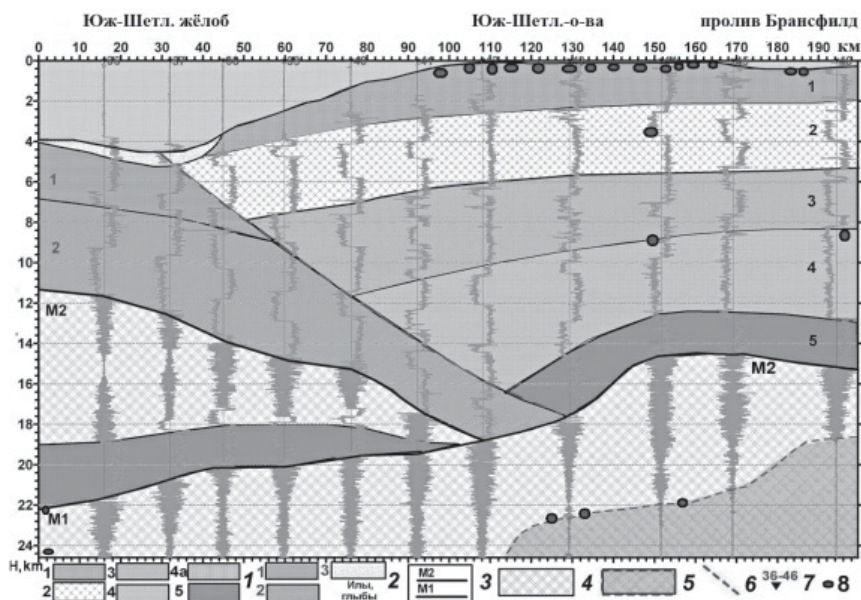


Рисунок 3. Схематизированный разрез земной коры вдоль профиля Pr-2 (DSS-17) через Южно - Шетландский жёлоб по данным ВЭРЗ (2012г.). 1 – комплексы пород континентальной коры; 2 – комплексы пород океанической коры; 3 – геоэлектрические границы типа «граница Мохо»; 4 – породы верхней мантии; 5 – высокотемпературные зоны пород верхней мантии; 6 – тектонические нарушения; 7 – пункты ВЭРЗ; 8 – положение очагов современных землетрясений в районе исследований. Положение профиля показано на рис. 1.

ского пояса от пролива Дрейка до пролива Брансфилд, где в глубинном разрезе дополнительно выделяется высокотемпературная зона пород верхней мантии на глубине 19–24 км (рис. 3). В разрезе отсутствуют признаки активной субдукции, а породы верхней мантии (на глубинах 15–18 км) подстилают земную кору всего тектонического комплекса структур зоны перехода от пролива Дрейка до пролива Брансфилд.

Выводы. Полученные данные ВЭРЗ свидетельствуют о значительной сложности и неоднородности тектонических процессов формирования и эволюции структур Тихоокеанской окраины Антарктиды, не подтверждая наличия в разрезе коры признаков отчетливо выраженной субдукции ложа пролива Дрейка под континентальную окраину Антарктического полуострова. Они указывают на значительную роль вертикальных и надвиговых движений в образовании Южно-Шетландского жёлоба, возникшего в результате процессов расширения и формирования молодого рифта в Центральной котловине пролива Брансфилд. Подобные выводы были сделаны

нами и для других сегментов жёлоба, ранее пересечённых профилями ВЭРЗ. Формирование глубинной структуры коры проходило под воздействием мантийных диапиров, во многом контролирующих процессы локального (рассеянного) рифтогенеза в проливе Дрейка и западной части моря Скоша, а также возможной океанизации участков палео-континентальной коры в море Скоша. Звенья срединного хребта Западный Скоша в проливе Дрейка имеют локальное распространение и не могут быть единственным источником формирования коры океанического типа всей акватории пролива, ширина которого достигает 1000 км. Аномальное распределение геофизических параметров построенных моделей глубинного строения этой крупной тектонической зоны от Южной Америки и Фолклендских островов до Антарктического полуострова может быть результатом длительных процессов дробления, обрушения и последовательного погружения коровых блоков в море Скоша, отражая преобразование фрагментов первичной (континентальной?) коры. Полученные результаты дополняют имеющиеся представления об основных этапах эволюции структуры дна этого обширного региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тетерин Д.Е., Дубинин Е.П., Удинцев Г.Б. и др. Основные тектонические элементы плиты Скоша // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 2. С. 262–271.
2. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова и др. Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики // *Строение и история развития литосферы*. М.: Paulsen, 2010. С. 66–90.
3. Bakhmutov V., Solovyov V., Korchagin I. et al. Drake Passage: crustal structure, tectonic evolution and new prognosis for local HC accumulations along the Antarctic Peninsula margin // *Геофиз. ж.* 2010. Т. 32. № 4. С. 12–15.
4. Barker P.F., Dalziel W.D., Storey B.C. Tectonic development of the Scotia Arc region // *The Geology of Antarctica*. Oxford. 1991. P. 215–248.
5. Grad M., Guterch A., Janik T. Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake Plate under the Antarctic Plate, West Antarctica // *Geophys. J. Int.* 1993. V. 115. P. 568–600.
6. Yegorova T., Bakhmutov V., Janik T., Grad M. Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 184. С. 90–110.

The Ukrainian Antarctic expeditions have acquired new geophysical data along profiles across Drake Passage, the Scotia Sea and the Bransfield Strait. New geophysical interpretation of the crustal structure is made. The anomalous distributing of geophysical parameters and the crustal thickening may be the result of possible deep crustal transformation of these areas.

Data obtained appear that evolution of this region may be determined as a result of a hot upper mantle substance (mantle plume) moving. The local rifting and transformation processes were of particular importance for the evolution processes and forming of Drake Passage and the Bransfield Strait bottom structures.

**Сорокин В.М.¹, Гайнанов В.Г.¹, Росляков А.Г.¹,
Старовойтов А.В.¹, Левченко О.В.²**

(¹Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, e-mail: sorokin@geol.msu.ru; ²Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, г. Москва)

Неотектоника и осадочные процессы на шельфе Черного моря в четвертичное время

**Sorokin V.M.¹, Gainanov V.G.¹, Roslyakov A.G.¹,
Starovoitov A.V.¹, Levchenko O.V.²**

(¹Moscow state university, ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Neotectonics and sedimentary processes on the shelf of the Black sea during the Quaternary

Ключевые слова: Черное море, шельф, неотектоника, осадки, четвертичный, голоцен, трансгрессия, регрессия, уровень моря.

Строение четвертичного осадочного чехла шельфа Черного моря определяется особенностью его формирования в условиях сочетания разнонаправленных, различающихся по интенсивности тектонических движений и многократных изменений уровня бассейна. Анализ сейсмоакустических материалов и данных мелкого бурения и пробоотбора грунтовыми трубками позволяет выделить несколько участков шельфа, различающихся по стратиграфической полноте и мощности четвертичных отложений в зависимости от перечисленных причин.

1. Широкий (до 200 км) северо-западный участок шельфа, расположен в пределах Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. На неотектоническом этапе на большей площади дна он характеризуется малоамплитудными блоковыми вертикальными движениями. Относительная стабильность и значительные миграции береговой линии на разных этапах четвертичного времени, определяемые ледниковыми событиями, привели к многократным размывам четвертичных отложений и частым сменам морских (трансгрессии) и континентальных (регрессии) режимов осадконакопления. В результате на шельфе сформировались маломощные (метры–первые десятки м) разрезы с разновозрастными фрагментами мелководных морских осадков, сочетающихся с аллювиальными, эоловыми и делювиальными отложениями. Они перекрыты тонким слоем морских осадков времени послеледниковой трансгрессии.

2. Участки южно-крымского и болгарского шельфа, расположенные в пределах южного погруженного крыла Крымского мегантиклинория, Камчийского прогиба и Бургасской впадины отличаются нисходящими неотектоническими движениями малой интенсивности. Суммарная мощность чет-

вертикальных отложений достигает 75–100 м и они составляют полные разрезы, в которых представлены преимущественно трансгрессивные слои (чаудинские, древнеевксинские, узунларские, карангатские, черноморские). При этом во внешней зоне шельфа отмечены клиноформы толщиной до 25–35 м, представляющие собой прибрежные фации раннечетвертичного времени. Характерной особенностью отложений является большая мощность голоценовых осадков во внутренних частях участков шельфа, достигающая 30–50 м

3. Участок шельфа в зоне перехода от структур Старо-Планины к Западному Понту представляет собой зону проградации шельфа, определяемую неотектоническим погружением глубоководной впадины. В средней и внешней частях шельфа выявлено до 5 разновозрастных клиноформ, очевидно, дельтовых конусов вынос, расположенных на близких гипсометрических уровнях. Погружающаяся в сторону впадины толща неоген-четвертичных отложений несогласно перекрывается голоценовыми осадками последней трансгрессивной пачки. В ее нижней части отмечены раковины нижнечетвертичных моллюсков, что указывает на их переотложение из чаудинского горизонта.

4. Курченско-Таманский участок шельфа расположен в пределах периклинального погружения складчатых сооружений Г.Крыма и Кавказа (поперечный сегмент Индоло-Кубанского прогиба) и отличается выраженным погружением. Фактически он представляет собой обширный конус выноса Дона и Кубани. Мощность четвертичных отложений на участке внешнего шельфа достигает нескольких сотен м. По оси Керченского пролива располагается глубокий врез, в котором скважинами вскрываются отложения от нижнего плейстоцена до голоцена. Полный стратиграфический разрез с чередованием трансгрессивных и регрессивных слоев предполагается в зоне открытого шельфа.

5. Участок шельфа, расположенный в западной части Рионской впадины, отличается интенсивным погружением. За четвертичное время здесь накопилось максимальная по мощности (до 500–800 м) толща осадков, представленных всеми горизонтами плейстоцена и голоцена. Ее нижние слои предположительно вскрываются в верхней части континентального склона на глубинах до 400 м.

6. Складки шельфа, перекрывающие альпийские складчатые сооружения Кавказа, Понта и Старо-Планины, на неотектоническом этапе испытали интенсивный подъем, обусловленный орогеническим воздыманием смежной суши. Сочетание восходящих движений и неоднократных колебаний уровня моря приводили к площадному размыву морских отложений предшествующих трансгрессивных стадий. По этой причине на шельфе от Анапы до Батуми и далее вдоль побережья Турции четвертичные отложения практически представлены самым верхним, голоценовым, слоем большой мощности – до нескольких десятков м – перекрывающим коренные

породы. Лишь местами могли сохраниться фрагменты более ранних четвертичных горизонтов.

Quaternary sedimentary cover on the continental shelf of the Black Sea was formed in the interaction of neotectonic movements and fluctuations of sea level. As a result, different parts formed by the different thickness and completeness of stratigraphic sections.

Шипилов Э.В.

(Полярный геофизический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, e-mail: shipilov@pgi.ru)

О рифтах Южно-Карского бассейна

Shipilov E.V.

(Polar Geophysical Institute Kola SC RAS, Murmansk)

On rifts of the South Kara basin

Ключевые слова: грабен, рифт, сейсмостратиграфические комплексы, фундамент

Рифтовая система Западной Сибири транслируется в южную часть шельфа Карского моря, где замыкается в Южно-Карском бассейне [1–11 и др.]. Как современная геоструктура бассейн выделяется в контуре распространения мезозойско-кайнозойского осадочного чехла (рис. 1).

По результатам интерпретации сейсмических данных основные отражающие горизонты подразделяют разрез Южно-Карского бассейна на сейсмостратиграфические комплексы [7–9], соответствующие дорифтовым образованиям карбона-перми, синрифтовым образованиям перми-триаса, и плитным отложениям мезозоя-кайнозоя (юрско-нижеберриасский и меловой-неогеновый).

По уровню залегания, морфоструктурным особенностям рельефа домезозойского основания и геофизическим характеристикам земной коры в бассейне выделяются две главные структурные области: внешняя и внутренняя. Первая образует пояс тектонических ступеней, сопряженных со складчатыми системами обрамления и частично сохраняющих с ними структурные взаимосвязи. Блоки внешней тектонической области по геофизическим свойствам и общей мощности земной коры скорее всего являются древними массивами (микроконтинентами или фрагментами пассивных окраин кратонов) с дислоцированными палеозойскими чехлами. В совокупности эти элементы можно рассматривать как коллаж блоков, спаянных герцинским и раннекеммерийским тектогенезом. Внутренняя область охватывает центральную депрессионную часть бассейна (синеклизы) с перекрестной системой пермско-триасовых рифтов в основании. Эти блоки по параметрам земной коры резко обособляются от ступеней внешнего тектонического пояса. Переход к внутренней области выражен сбросами со значительной амплитудой. Эта область с резко дифференцированной структурой поверхности домезозойского фундамента рассматривается нами как рифтогенная впадина, образованная в результате растяжения континентальной коры.

Складчатый домезозойский фундамент, выступающий на поверхность на Пай-Хое, постепенно погружается в пределах Припайхойско-Приновоземельской моноклизы и Западно-Карской ступени до 4 и 7 км соответственно.



Рисунок 1. Схема тектонической позиции рифтовых структур.
На врезке – положение разрывов (рис. 2).

Дислоцированные комплексы домезозойского основания моноклиналей, судя по геологическому строению прилегающего восточного побережья архипелага, могут включать образования от нижнего до среднего палеозоя. Следует заметить, что каменноугольно-пермские отложения не создают сплошного покрова, а локализуются в пологих синклиналях между гребневидными складками, ядра которых сложены породами ордовика–девона.

Структуру внутренней области Южно-Карского бассейна (синеклизы) формирует система сопряженных грабенообразных прогибов и поднятий. Пухучанская впадина и Белоостровский прогиб образуют восточную систему прогибов Южно-Карского бассейна. Западная (Ноябрьская) и восточная (Пухучанско-Белоостровская) зоны прогибов разделены обширной областью межрифтовых поднятий, которая получила название Русановско-Скуратовской [6].

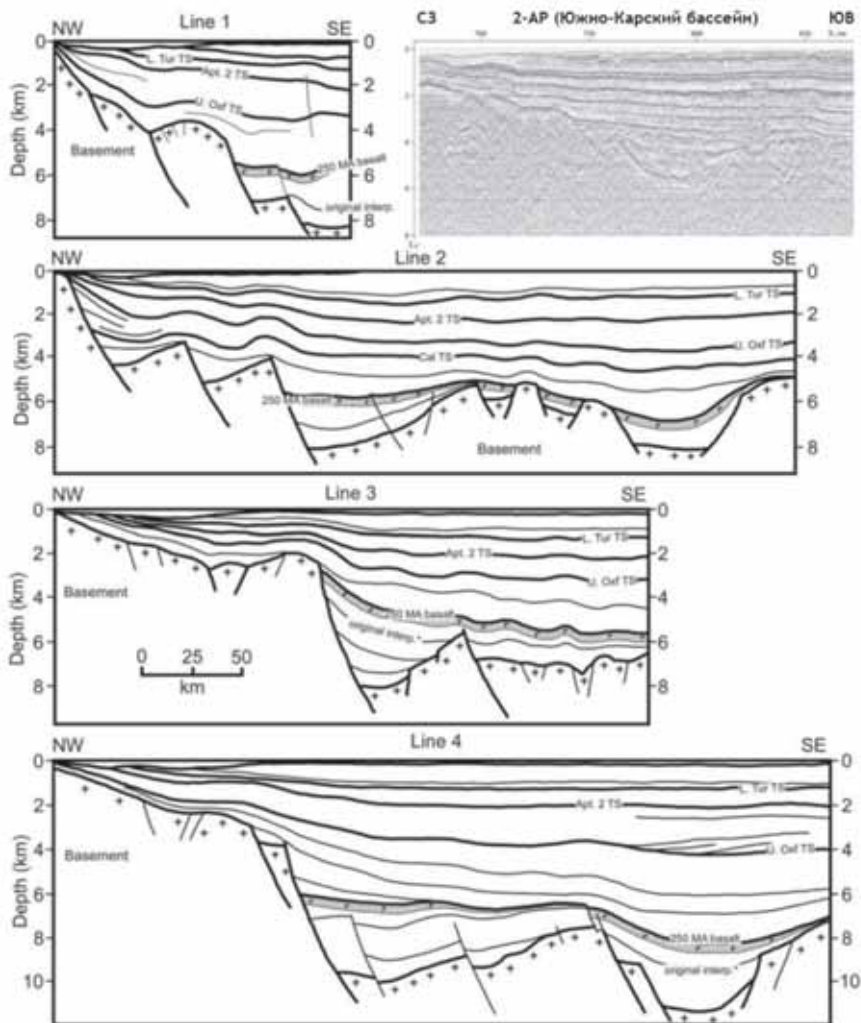


Рисунок 2. Интерпретация сейсмических разрезов, иллюстрирующих строение осадочного чехла и докембрийского основания [6], с дополнениями по [11]. Положение на врезке рис. 1.

Пермско-триасовый комплекс, как показывают геолого-геофизические данные, развит преимущественно во впадинах внутренней области Южно-Карской синеклизы (рис. 2). В кровле комплекс ограничен отражающим горизонтом Ia. Этот региональный опорный горизонт прослеживается в

кровле тампейской серии среднего-верхнего триаса на его границе с лейасом. Внутри комплекса прослеживаются горизонты Ib и Iv. По сопоставлению с данными бурения СГ-6 и 7 региональному отражающему горизонту Ib соответствует кровля вулканогенных образований нижнего триаса отделяющего его от среднего триаса. Пермско-нижнетриасовые синрифтовые отложения заполняют грабенообразные прогибы в рельефе складчатого основания. Их кровля - горизонт Ib - представляет поверхность регионального перерыва со значительной величиной денудационного среза, возможно свидетельствующих о начале тектогенеза в Пайхойско-Новоземельском поясе. В нижней части этих отложений в прогибах (Ноябрьском, Благополучия) отмечаются интенсивные оси синфазности. Интервальные скорости в этой части разреза повышены (4,7—4,9 км/с), что позволяет связать эти отражения с магматическими образованиями основного состава. Локализация пермско-нижнетриасовых отложений в замкнутых бассейнах в совокупности с характерными особенностями сейсмической записи свидетельствует о преобладании континентальных обстановок их формирования.

В Пухучанской впадине, судя по данным бурения СГ-6 и 7, синрифтовый комплекс также представлен в нижней части (ниже горизонта Ib) вулканогенно-осадочными преимущественно континентальными образованиями, аналогами туринской серии. В верхней части комплекс сложен лагунными, озерными, аллювиальными, дельтовыми, прибрежно-морскими терригенными глинисто-алеврито-песчаными формациями – аналогами тампейской серии, характеризующими стадию заполнения рифтовых впадин. Его мощность превышает 4 км. Заметим, что средне-верхнетриасовые толщи распространены шире по площади и, в связи с этим, их можно рассматривать как переходный от рифтового к плитному комплекс. Что касается юрских отложений, то они в депрессионной части синеклизы залегают на верхнетриасовых конформно, без видимого углового несогласия. Этот факт свидетельствует о том, что внутренняя область Южно-Карской синеклизы практически не была затронута ранне-киммерийскими дислокациями.

Таким образом, особенности структуры рельефа поверхности фундамента и осадочного чехла, характера геофизических полей и глубинного строения региона свидетельствуют о формировании тектонических элементов внутренней области Южно-Карского бассейна в результате поздне-пермско-триасового этапа растяжения и деструкции уже сложившегося к этому времени аккреционного комплекса континентальной коры Западно-Сибирской плиты. Консолидированный герцинским тектогенезом мегаблок домезозойского основания рассматриваемого бассейна, по-видимому, объединил как массивы внутренней области, так и блоки внешнего пояса, спаяв фрагменты жестких древних блоков и замкнувшихся палеозойских бассейнов. Ослабленные шовные зоны между блоками внешних тектонических ступеней и внутренней области определили заложение структур позд-

непермско-раннетриасовой рифтовой системы, лежащей в основании Южно-Карского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А., Радчикова А.М. Грабен-рифтовая система и размещение зон нефтегазонакопления на севере Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2008. № 4.
2. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН. 1997. Т. 357, № 4. С. 511–515.
3. Иванова Н.И., Беляев И.В., Дружинина Е.А. и др. Геофизические исследования на мелководье Обской и Тазовской губ // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 30–34.
4. Каленич А.П., Морозов А.Ф., Орго В.В. и др. Магматизм и тектоника Вайгач - Новоземельского орогена // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 20–25.
5. Шипилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е. Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: GEOS, 2000. С. 605–608.
6. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
7. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразийско-Арктической континентальной окраины. Том. I. Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 266 с.
8. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Новые данные о структуре комплексов основания Южно-Карского бассейна // ДАН. 2011. Т. 438. № 1. С. 95–100.
9. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Строение рифтовой системы Южно-Карского бассейна // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всероссийского симпозиума, посвященного памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. Т. 2. С. 192–196.
10. Шипилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П. Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 13–19.
11. Vyssotski A.V., Vyssotski V.N., Nezhdanov A.A. Evolution of the West Siberian Basin // Marine and Petroleum Geology. 2006. M. 23. P. 93–126.

According to the analysis of geological-geophysical data is considered the structure of the sedimentary cover and pre-Mesozoic basement of the South Kara basin. Demonstrates sections illustrating the development of rift structures.

***СИМПОЗИУМ
ИМ. Л.П. ЗОНЕНШАЙНА
“ТЕКТОНИКА
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ”***

***L.P. ZONENSHAIN
MEMORIAL SYMPOSIUM
“LITHOSPHERE
PLATE TECTONICS”***

Артамонов А.В.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: anvlad970@mail.ru)

Особенности строения и магматизма гайотов системы поднятий Маркус-Неккер (Тихий океан)

Artamonov A.V.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Structural features and magmatism of Marcus-Necker Rise guyots (Pacific Ocean)

Ключевые слова: гайоты, вулканизм, горячие точки, разломы, флюиды

Гайоты представляет собой своеобразный морфологический тип внутриплитных океанических поднятий. Это вулканы, вершины которых достигали дневной поверхности, были подвержены абразии, и на созданной ровной поверхности был сформирован коралловый риф. В Тихом океане насчитывается десятки тысяч подводных гор и гайотов, но распространены они неравномерно и наиболее характерны для западной и северо-западной его частей. Одной из обширных западно-тихоокеанских провинций внутриплитного магматизма, в пределах которой сосредоточено множество подводных гор и гайотов, является система поднятий Маркус-Неккер, протягивающаяся широкой полосой примерно вдоль 20° с.ш. на расстояние около 5000 км. Она включает в себя группы подводных гор Маркус-Уэйк, Срединно-Тихоокеанские и хребет Неккер (рис.).

Этот район Тихого океана необычен по своему строению, истории развития, а также составу широко развитого здесь внутриплитного вулканизма. Широтное простираание системы поднятий Маркус-Неккер диссонирует с азимутами простираания большинства из многочисленных цепей внутриплитных поднятий западной части Тихого океана. Ее формирование происходило за счет внутриплитного вулканизма в течение значительного интервала времени, порядка 40–50 млн. лет. Закономерного изменения возраста вулканизма вдоль простираания структуры не наблюдается [1]. Вулканизм мелового возраста, сформировавший большое количество гайотов развивался на наиболее древней океанической коре позднеюрского – раннемелового возраста. В этом районе наблюдается очень сложная картина полосовых магнитных аномалий, а на обширной площади океанического дна магнитные аномалии вообще не фиксируются (рис.). Общие петролого-геохимические характеристики этого района показывают особую щелочную специфику, сильно отличающую его от других провинций Мирового океана [2]. Геологическое строение гайотов и глубины их вершинных поверхностей указывают на очень значительное неравномерное погружение (свыше 2 км) всего региона в течение длительного времени.

В ходе 143-го и 144-го рейсов ODP были пробурены скважины на гайотах Аллисон, Резолюшн и МИТ, которые находятся на разных краях системы поднятий Маркус-Неккер. Результаты изучения коллекции образцов, отобранной сотрудниками Геологического института РАН из керна этих скважин [3], лежат в основе предлагаемого обсуждения особенностей геохимии вулканизма рассматриваемого района. Гайоты Аллисон (скв. 865А) и Резолюшн (скв. 866А) расположены в пределах Срединно-Тихоокеанских гор. Гайот МИТ (скв. 878А) – это отдельное поднятие у северо-западного края группы подводных гор Маркус-Уэйк (рис.). Данные о геологическом строении и вулканизме ряда гайотов этой группы приводятся в работах [2, 4].

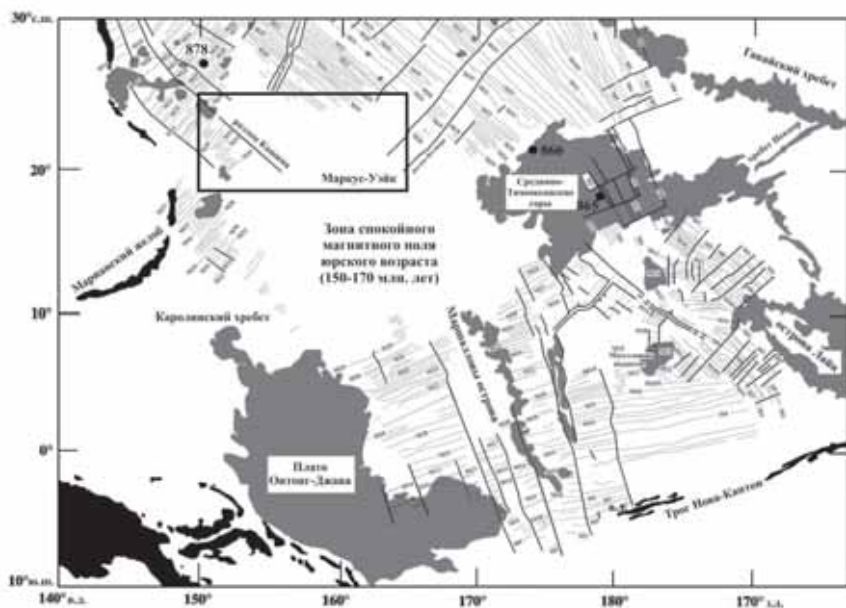


Рисунок. Карта магнитных аномалий западной части Тихого океана, по [5]. Цифрами отмечены рассматриваемые скважины ODP. Рамкой ограничена область распространения группы подводных гор Маркус-Уэйк.

Возрастные датировки базальтов из скв. 865А на гайоте Аллисон (111–85 млн. лет) указывают на то, что вулканизм в этом районе имел место в течение длительного интервала времени ~ 25 млн. лет. Формирование вулканической толщину гайоте Резолюшн, вскрытой скв. 866А, происходило в интервале 120–128 млн. лет назад. Скважина 878А на гайоте МИТ вскрыла магматический фундамент, лавовые потоки которого представляют три отдельных этапа вулканизма, разделенных в скважине горизонтами измененных обломочных и глинистых пород. Возраст этих этапов 129,9, 121,7 и

119,6 млн. лет [6, 7]. Имеющиеся данные абсолютного возраста вулканитов, формирующих фундаменты гайотов поднятия Маркус-Уэйк, располагаются в интервале 119,9–81,6 млн. лет. Отчетливой закономерности в распределении в пространстве разновозрастных гайотов не наблюдается, хотя попытки выявить некоторые линейные зависимости этих параметров в пределах данной провинции предпринимаются [1].

Вулканиты, вскрытые скважинами глубоководного бурения и драгированные в пределах системы внутриплитных поднятий Маркус-Неккер, относятся к щелочным сериям. Описан широкий спектр пород: щелочные оливиновые базальты, гавайиты, океаниты, анкармиты, базаниты, трахибазальты, фонолиты, тристаниты. Щелочные породы занимают в этом районе абсолютно доминирующее положение, что отличает его от других провинций внутриплитного магматизма, где основной объем вулканизма представлен лавами толеитового состава, а щелочные породы появляются на завершающей стадии, часто после значительного перерыва во времени, как на вулканах Гавайского хребта. В ряде случаев вулканические породы рассматриваемого района при высоких значениях $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ характеризуются низкими значениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. При этом в целом для них характерна обратная зависимость между значениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Широкий диапазон значений SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, коэффициента магнезиальности, свойственный исследованным породам, указывает на протекавшие процессы дифференциации сформировавших их магматических расплавов.

Сопоставление особенностей вулканизма, формирующего подводные горы в разных частях системы поднятий Маркус-Неккер, показало, что значительные геохимические отличия наблюдаются у вулканических пород гайотов Аллисон (скв. 865А) и Резолюшн (скв. 866А), относящихся к группе Срединно-Тихоокеанских гор. При этом породы фундамента гайота МИТ (скв. 878А), который расположен к западу от них на очень значительном расстоянии, обладают рядом близких геохимических характеристик как с вулканитами гайота Аллисон, так и гайота Резолюшн. Однако в целом вулканизм гайота МИТ обладает отчетливыми геохимическими особенностями. Это хорошо проявляется при сопоставлении отношений ряда некогерентных элементов (La_n/Yb_n , Ti/Zr , Zr/Nb), способных отражать исходные составы первичных расплавов и наименее подверженных изменениям в процессах вторичного преобразования пород. Широкими интервалами значений этих параметров характеризуются образцы, драгированные на гайотах поднятия Маркус-Уэйк.

Вскрытые скважинами глубоководного бурения вулканические породы из гайотов Аллисон, Резолюшн и МИТ, расположенных в разных частях системы поднятий Маркус-Неккер, обладают рядом геохимических характеристик, отличающих их друг от друга. Значения отношений некогерентных элементов и данные изотопной геохимии указывают на различные составы первичных расплавов для пород этих и ряда других драгированных

гайотов. Более того, геохимические характеристики вулканизма некоторых отдельных гайотов указывают на участие в их формировании расплавов из различных по составу мантийных источников. Отчетливых закономерностей между составом вулканических пород того или иного гайота, временем его формирования и (или) географическим положением в пределах структуры не наблюдается.

Проведенное сравнение особенностей геохимии вулканизма гайотов, расположенных в различных частях протяженной системы внутриплитных поднятий Маркус-Неккер, указывает на сложную картину латеральной и (или) вертикальной мантийной неоднородности в этом регионе. В целом, для всей провинции характерна щелочная специфика внутриплитного вулканизма, отличающая ее от большинства других внутриплитных поднятий Мирового океана. В частности, в данном случае не наблюдается излияний лав толеитового состава, как основной фазы вулканизма. В отдельных случаях у магматических серий проявлен калиевый уклон в содержании щелочей, в целом, не свойственный вулканическим породам океанского дна.

Сложная картина полосовых магнитных аномалий, незакономерное расположение разновозрастных подводных гор в пределах структуры создают значительные трудности при применении модели горячих точек для объяснения образования этой обширной провинции внутриплитного магматизма. Однако, признаки определенного геохимического сходства рассматриваемой системы поднятий и провинции внутриплитного магматизма, объединяющей несколько групп подводных гор (в частности, цепи вулканов Французской Полинезии), а также расчет движения Тихоокеанской плиты за последние 120 млн. лет, позволил многим исследователям предполагать образование меловых подводных гор Западной Пацифики в области развития современной т.н. «Южно-Тихоокеанской Изотопной и Температурной Аномалии». Формирование обеих провинций связывают с действием глубинного суперплюма. При этом согласно приводимым реконструкциям длительное движение плиты происходило по достаточно прихотливой траектории [8]. Необходимо отметить, что если в целом наблюдается сходство в некоторых геолого-геохимических характеристиках между этими провинциями, то эволюция отдельных горячих точек и связь с ними конкретных гайотов выглядит гораздо более сложной и неоднозначной [1, 8].

В то же время, наблюдаемые особенности строения системы поднятий Маркус-Неккер, отдельных ее частей и даже конкретных гайотов позволяет предполагать значительное влияние тектонического фактора на их формирование. Положение подводных гор в структуре системы поднятий и самой этой системы в структуре дна Тихого океана, в целом, не противоречит схеме образования закономерной сети разломных зон [9], способных инициировать плавление латерально и (или) вертикально геохимически неоднородного верхнемантийного субстрата и приводить в итоге к формированию внутриплитных поднятий. Способствовать масштабному плавлению

вещества могут предполагаемые глубинные флюидные потоки, локализованные в этих разломных зонах. Возможность их существования и влияния на магматические процессы в верхних оболочках Земли представляется важной проблемой, требующей пристального внимания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism? // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. V. 4. № 10. P. 1–49. doi: 10.1029/2003GC000533
2. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пушин И.К. и др. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
3. Kurnosov V.B., Zolotarev B.P., Artamonov A.V. et al. Technical Note: Alteration effects in the upperoceanic crust – data and comments. Moscow: GEOS, 2008. 1046 p. (Transact. GIN, V. 581) [CD-ROM].
4. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
5. Janney P.E., Castillo P.R. Basalts from the Central Pacific Basin: Evidence for the origin of Cretaceous igneous complex in the Jurassic western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. N B2. P. 2875–2893.
6. Winterer E.L., Sager W.W., Firth J.V., Sinton J.M. (eds.) // *Proc. ODP. Sci. Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1995. V. 143.
7. Haggerty J.A., Premoli Silva I., Rack F., McNutt M.K. (eds.) // *Proc. ODP. Sci. Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 1995. V. 144.
8. Janney P.E., Castillo P.R. Isotope geochemistry of the Darwin Rise seamounts and nature of long-term mantle dynamics beneath the south central pacific // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № B5. P. 10571–10589.
9. Smoot N.C. Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific ocean basin: a case study of the Mid-Pacific mountains // *Geomorphology*. 1999. № 30. P. 323–356.

Geochemical characteristics of volcanism observed from Marcus-Necker Rise guyots indicate lateral and (or) vertical mantle heterogeneity in this region. Volcanic rocks in this province have alkaline intraplate composition. Irregular age distribution of guyots along the rise, together with a complex pattern of magnetic anomalies question the hotspot hypothesis as an explanation for guyot formation in Marcus-Necker Rise. Formation of the fault system on the ocean floor and melting of the heterogeneous upper mantle may be better explanation of structural and geochemical characteristics of Marcus-Necker Rise guyots.

Астафьев Д.А.

(Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий – Газпром ВНИИГАЗ, Московская область, Ленинский р-н, п. Развилка, e-mail: D_Astafiev@gazprom.vniigaz.ru)

Особенности планетарной геодинамики океанических коромантийных секторов Земли

Astafiev D.A.

(Research Institute of natural gases and gas technologies – Gazprom VNIIGAZ, Moscow region, Leninskiy R-n)

Features of planetary geodynamics of oceanic crust-mantle sectors of the Earth

Ключевые слова: геодинамика, коромантийные сектора, конвекция, апвеллинг, рифты, субдукция, магмофлюидодинамическая система

Обобщение данных сейсмотомографии, глубинного сейсмического зондирования, сверхглубокого бурения, спутниковой геодезии, регионального и глобального картирования поверхности Земли в совокупности с современными знаниями о геологическом строении земной коры океанов и континентов, включая составляющие их тектонические элементы (рифты, осадочные бассейны, орогены, пояса апвеллинга, субдукции и др.), позволило установить следующие особенности планетарной геодинамики океанических коромантийных секторов.

По материалам сейсмической томографии под тектонически активными областями и поясами Земли, под континентами и особенно под субдуцирующими слэбами океанической литосферы на фоне оболочечной структуры устанавливается устойчивая вертикальная (субвертикальная, радиальная, столбчатая) структура коромантийной оболочки. На поверхности Земли с такими структурами связаны рифтовые системы, осадочные бассейны, области и пояса орогенеза, а на окраинах континентов и океанов области и пояса субдукции. Субрадиальные структуры в мантии и литосфере под всеми океанами и континентами не разрушены в процессе предполагаемой мантийной конвекции и дрейфа плит, считающихся в концепции тектоники литосферных плит литосферными. На самом деле они являются коромантийными и движутся по разделу ядро-мантия Земли. Вероятно, на разных глубинах они испытали только пластическую деформацию за счет тектонических течений и тектонических срывов-проскальзываний, так как мантия по сейсмологическим данным твердофазна.

В глобальной и планетарной геодинамике Земли принимают участие не отдельные литосферные плиты, а целые группировки (ансамбли) коромантийных плит-секторов. После распада Пангеи Вегенера на Земле существ-

вуют три группировки коромантийных секторов (рис. 1): Африкано-Евразийско-Австрало-Западнотихоокеанская, Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая [1]. Существование группировок коромантийных секторов, каждая из которых образует конвективную ячейку Бенара g-типа, обусловлено дайвинг-деструктивными поясами и областями (современных субдукции и орогенеза), стягивающими континентальные и океанические коромантийные сектора, при этом океанические пояса апвеллинга-спрединга являются следствием движения коромантийных секторов в направлениях к поясам и областям дайвинга-субдукции (рис. 2). Это обусловлено мощной деструкцией в основных краевых частях океанических коромантийных секторов.

В поясах и областях дайвинга-субдукции дискретно во времени и по простиранию происходит гравитационное погружение и радиальная деструкция погружающихся краевых частей преимущественно океанических коромантийных секторов, а в поясах апвеллинга, напротив, происходит наращивание противоположных краевых частей этих же коромантийных секторов на всю их толщину от слоя D'' в нижней мантии до поверхности. Пояса и области субдукции являются главным элементом планетарной магмофлюидодинамической системы Земли, включающей слой D'' с внешними слоями жидкого ядра, а также субрадиальные магматические каналы поясов и областей апвеллинга-спрединга [3]. В геодинамическом механизме Земли первичны дайвинг-субдукционные структуры, следствием которых являются области апвеллинга-спрединга под океаническими рифтами. Об этом свидетельствуют участки поясов субдукции, где дайвинг-субдукционный процесс разрушает и поглощает участки апвеллинга-спрединга, например, в районе микроплиты Хуан-де-Фука, Калифорнии, Андийской окраины.

Дайвинг-субдукционные структуры формируют и удерживают вокруг себя группировки коромантийных плит (секторов), обеспечивают внутри группировок глобальную, а между группировками – общепланетарную геодинамику Земли, формирование и распад суперконтинентов (Пангей) [2], формирование рифтовых систем, осадочных бассейнов и орогенов. Так мощные дайвинг-деструктивные процессы на противоположных окраинах Пангеи Вегенера в позднеюрское время вызвали разрыв и распад этого суперконтинента с существенным сокращением площади Палеотихого океана и раскрытием новых Атлантического, Индийского и в палеоген-четвертичное время Северного Ледовитого океанов [3]. Этот процесс в виде разворота в объеме планеты – Африкано-Евразийско-Австралийской группировки коромантийных секторов с одной стороны и Американо-Гренландской группировки с другой стороны при обособлении Антарктического коромантийного сектора (рис. 1) в перспективе 200–300 млн лет приведет к образованию нового суперконтинента (очередной Пангеи) и единого суперокеана (Панталасса).

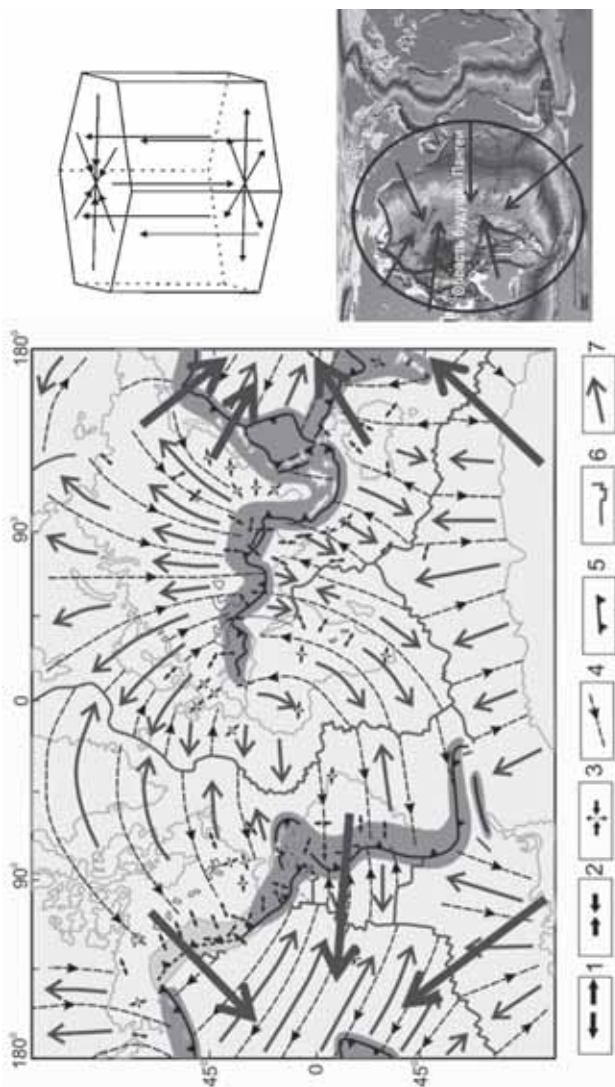


Рисунок 1. Схема глобальной геодинамики Земли

1 – растяжение, образование сбросов; 2 – сжатие с образованием взбросов и надвигов; 3 – сжатие с образованием диагональных сдвигов; 4 – траектории абсолютного движения литосферных плит с учетом международной программы «Литосфера» и модели Минстера – Джордана (направления указаны стрелками); 5 – пояса интенсивного дайвинга; 6 – пояса интенсивного апвеллинга; 7 – направления движения вещества в слое D// и в верхних слоях жидкого ядра

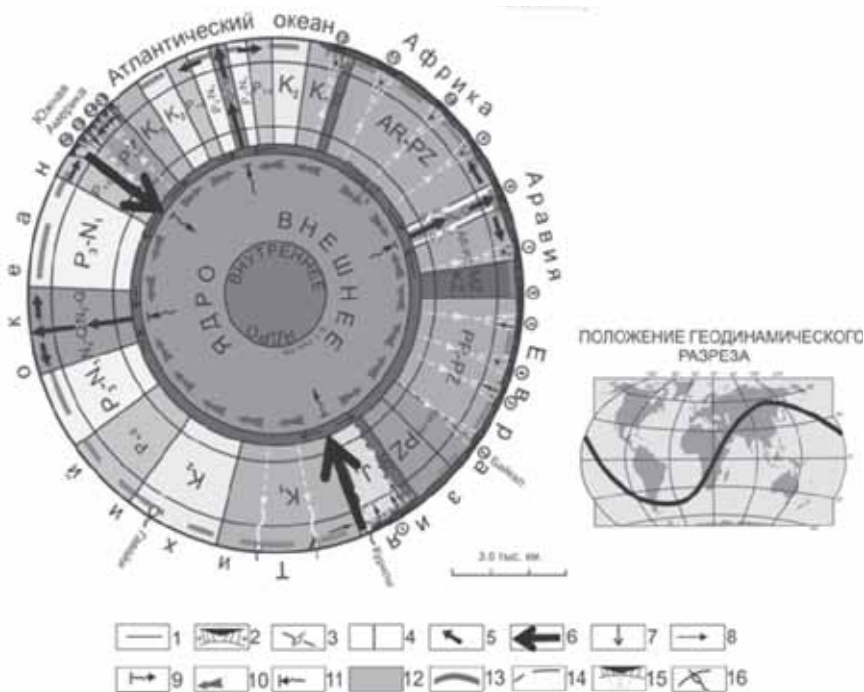


Рисунок 2. Геодинамический разрез Земли.

1 – земная кора океанического типа; 2 – земная кора континентального типа с осадочными бассейнами; 3 – островные вулканические дуги над зонами субдукции океанической коры; 4 – субвертикальные возрастные границы в коре и мантии; 5–8 – направления движения мантийного вещества: 5 – в зонах активного апвеллинга и спрединга, 6 – в зонах активного даунвеллинга, 7 – в слое D'' , 8 – под осадочными бассейнами на континентах; 9 – зоны активного поступления вещества во внешнее ядро в процессе химико-плотностной дифференциации; 10 – движение вещества в верхних слоях жидкого ядра; 11 – зоны активной отдачи вещества в мантию из внешнего ядра; 12–16 – элементы глобальной дегазационной системы Земли: 12 – внешнее (жидкое) ядро; 13 – квазизжидкий слой D'' и потоки восходящей магмы в зонах апвеллинга; 14 – астеносферный дискретный слой; 15 – дискретный, восходящий к поверхности магматизм под осадочными бассейнами; 16 – магматические очаги и каналы под зонами вулканизма. *Осадочные бассейны нефтегазонасыщенные (НГБ) и возможно нефтегазонасыщенные (ВНГБ):* 1 – Охотоморский НГБ, 2 – Лено-Тунгусский НГБ, 3 – Зайсанский НГБ, 4 – Чу-Сарысуйский НГБ, 5 – Амударьинский НГБ, 6 – Тирпульский ВНГБ, 7 – Персидского залива НГБ, 8 – Красноморский НГБ, 9 – Верхненильский НГБ, 10 – Танганьикский ВНГБ, 11 – Окаванго ВНГБ, 12 – Намибийский НГБ, 13 – Пелотас ВНГБ, 14 – Рио-Салато ВНГБ, 15 – Мендоса НГБ, 16 – Лебу-Арауко НГБ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев Д.А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С.31–35.
2. Астафьев Д.А. Экстремальные состояния геодинамики Земли // Материалы XL Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 36–39.
3. Астафьев Д.А. Роль планетарной магмофлюидодинамической системы Земли в тектогенезе, бассейно- и нефтьдиогенезе // Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения П.Н.Кропоткина. Москва. ГЕОС. 2010. С. 39–43.

Features of geodynamics of oceanic coronatine sectors in the zones and areas of subduction, upwelling and spreading into a single planetary geodynamics of the Earth are justified. The possibility of the transformation of the concept of plate tectonics in a more perfect concept of geodynamics of crust-mantle sectors is shown.

Булычев А.А.¹, Гилод Д.А.¹, Дубинин Е.П.²

(Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г. Москва:

¹Геологический факультет, e-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru,

gilod_dolores@mail.ru; ²Музей земледования, e-mail: edubinin08@rambler.ru)

Литосфера Восточного Индийского хребта по результатам анализа потенциальных полей

Bulychev A.A.¹, Gilod D.A.¹, Dubinin E.P.²

(Lomonosov Moscow State University: ¹Faculty of Geology; ²Museum of Earth Science)

The lithosphere East Indian Ridge on the results analysis of potential fields

Ключевые слова: тектоносфера, литосфера, потенциальные поля, Восточный Индийский хребет.

Восточный Индийский хребет (ВИХ) протягивается в северной части Индийского океана примерно в меридиональном направлении вдоль 90° в.д. от 25° ю.ш. до 10° с.ш. и делит северную акваторию Индийского океана на две области бассейнов с типичной океанической корой, имеющей возраст более 40 млн. лет. Западная область представлена Центральной Индийской котловиной, а восточная область имеет более сложное строение и включает несколько океанических котловин с разной историей развития, зачастую разделенных более мощной океанической корой крупных хребтов и фрагментами континентальной коры в виде поднятий и плато. Хребет обладает характерной блоковой морфологией и по простиранию делится на несколько сегментов, разделенных разломами и грабенами. На склонах хребта наблюдается большое количество сбросовых уступов.

Хребет 90 гр. является главным следом горячей точки в Индийском океане и был создан в позднемеловое и ранне-третичное время горячей точкой Кергелен. Отклонение ВИХ от характера разломных зон Индийского бассейна и затухший эоценовый спрединговый центр в бассейне Вартон [1] предполагают, что северная часть хребта создана внутриплитным вулканизмом, в то время как средняя и южная части образовались вдоль трансформной плитной границы, разделяющей хребет и поднятие Брокен [2]. Такое положение дает уникальную возможность изучить период времени между экстрезивным вулканизмом и процессами образования обломочных осадков, образующими сооружение хребта и заполненные обломочными породами впадины, и интрузивным магматизмом у подошвы коры, образующим подкоровое плутоническое ядро, или тело наращивания коры.

Результаты прямого сейсмического моделирования показывают, что коро-мантийная граница, образованная до горячей точки, прогибается под хребтом, указывая на изостатический отклик донной нагрузки. Ранее обра-

зованная кора подстилается породами с сейсмическими скоростями 7.0–7.5 км/с, образующими слой мощностью до 7 км, увеличивающий мощность коры до 24 км.

Хребет хорошо выражен в аномальном магнитном и гравитационном полях и их компонентах, что позволило построить схему районирования исследуемого региона на базе структурного анализа потенциальных полей. На рис.1 показаны отражение хребта в рельефе дна, аномальном магнитном поле и в аномалиях Буге и его сегментация вдоль простирания.

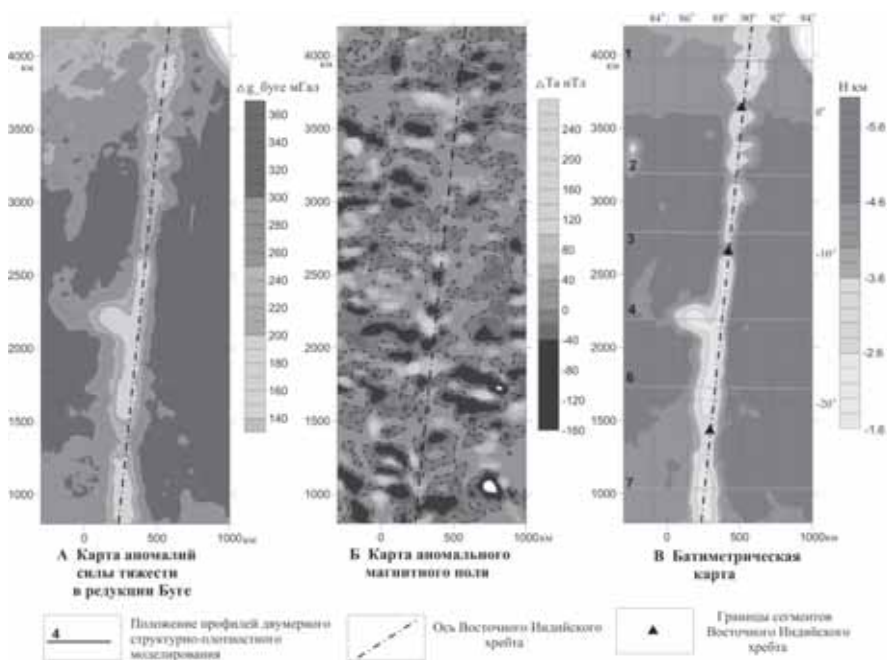


Рисунок 1. Карты аномалий силы тяжести в редукции Буге, аномального магнитного поля и батиметрии

Для изучения строения литосферы под Восточным Индийским хребтом и прилегающими к нему на флангах котловинами на базе ранее проведенного структурного анализа потенциальных полей [3] выполнено двумерное структурно-плотностное моделирование строения литосферы по профилям, секущим хребет в широтном направлении (рис. 1). Для построения исходной модели были использованы результаты структурного анализа потенциальных полей и наработанный опыт интерпретации гравитационного поля с применением различных трансформант гравитационного поля и в том числе метода полного нормированного градиента силы тяжести (ПНГ) [4]. На

начальном этапе структурно-плотностного моделирования использовались результаты детальных сейсмических исследований [5], проведенных на площадях вблизи 16° ю.ш. (V58-1) и 9° ю.ш. (V58-II). На эти участки приходится два наших профиля под номерами 6 и 3 (рис.1). Результаты совместного сейсмоплотностного моделирования по этим профилям были обобщены и использованы для построения моделей по другим профилям, где сейсмические данные отсутствовали.

Двумерное структурно-плотностное моделирование охватывает разрез литосферы до глубины 80—100 км и включает 7 слоев тектоносферы: 1) водный слой с плотностью 1.03 г/см³, 2) осадочный чехол с плотностью 2.2 г/см³; 3) верхний слой коры с переменными плотностями; 4) базальтовый слой с плотностью 2.90 г/см³, 5) слой андеплейтинга с плотностью 3.0-3.05 г/см³; 6) слой подкоровой литосферной мантии; 7) астеносферный слой.

Сопоставление разрезов литосферы непосредственно для хребта ВИХ приведено в таблице, а графики изменения параметров слоев литосферы вдоль ВИХ на рис. 2.

Профиль	Δg св в ампл. (мГ/гал)	Δg Буге ампл. (мГ/гал)	V_{222} ампл. (°)	Глубина дна (км)	Амплитуда поднятия (км)	Мощность коры (км)	Плотность коры (г/см ³)	Мощность подк. лит. мантии (км)	Плотность подк. лит. мантии (г/см ³)
1	60	100	1	2.16	-1.7	13.5 (0.5+9.8+1.5+1.7)	2.77-2.80	58 (71.5)	3.29
2	30	100	1(?)	3.5	1.4	16.7 (0.3+10.6+2.8+3.0)	2.63-2.72	51.3 (68)	3.28
3	30	100	1.5	3.1	-2	17 (0.5+7.3+3.2+5.9)	2.62-2.65	50 (67)	3.28
4	50 (70)	90 (130)	1.5 (2.5)	2.1 (2.0)	1.9 (2.7)	19 (19.4) (0.8+13.3+2.6+2.2)	2.60-2.67	43.39 (61.6)	3.28
6	70	120	-2	1.9	3	19.2 (0.6+12.8+2.4+3.4)	2.63-2.73	41.7 (61)	3.28
7	75	150	2	1.75	2.5	20 (0.4+14+2.6+2.9)	2.60-2.80	35.0 (54.2)	3.28

Двумерное структурно-плотностное моделирование показало разный характер строения литосферы под участками котловин, прилегающими с запада и востока к ВИХ.

Возраст литосферы участка Центральной Индийской котловины на границе с ВИХ от профиля 2 к профилю 6 в направлении на юг становится моложе соответственно от 65 млн лет до 45 млн лет. В этом направлении меняется мощность подкоровой литосферной мантии, уменьшаясь от 60 км на профиле 2 до 50 км на профиле 6.

Под котловиной Вартон картина обратная. Возраст литосферы на фланговом участке котловины на границе с ВИХ в южном направлении возрастает.

тает от 50 млн лет на профиле 2 до 70 млн лет на профиле 6. Мощность океанической литосферы в южном направлении увеличивается в среднем от 55 км на профиле 2 до ~ 65 км на профиле 6.

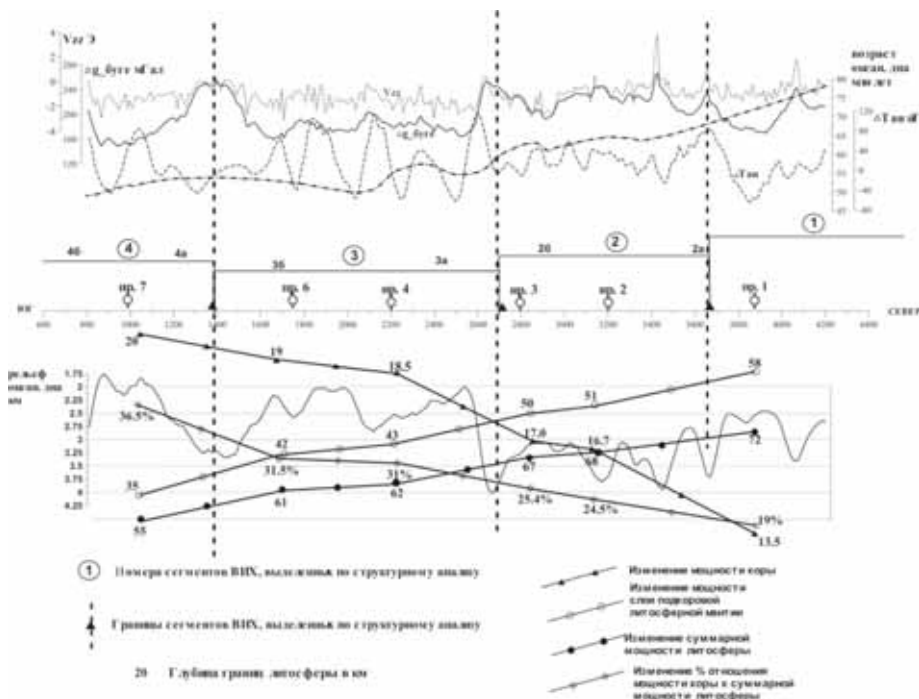


Рисунок 2. Графики изменения параметров слоев литосферы вдоль ВИХ

В обеих котловинах кора типично океаническая и мощность ее в целом не превосходит 7–8 км. Колебания значений плотности в коре приблизительно одинаковые и в среднем составляют от 2.65 до 2.73 г/см³, с отдельными минимумами до 2.60 г/см³ и 2.80 г/см³ в разломных зонах.

Результаты проведенных исследований показали, что структурный анализ потенциальных полей и последующее структурно-плотностное моделирование дают важную дополнительную информацию о строении литосферы. Гетерогенность строения литосферы, выявленная вдоль простирания ВИХ по результатам проведенных исследований, служит подтверждением особенности формирования Восточного Индийского хребта. Северная часть хр. 90 гр. создана внутриплитным вулканизмом, в то время как средняя и южная части образовались вдоль трансформной плитной границы, разделяющей хр. 90 гр. и Броккен [Grevemeyer et al., 2001].

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Satish C., Singh L. Extremely thin crust in the Indian Ocean possibly resulting from Plume Ridge Interaction // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 184. P. 29–42.
2. Grevemeyer I., Flueh E.R., Reichert C. et al. Crustal architecture and deep structure of Ninetyeast Ridge hotspot trail from active-source ocean bottom seismology // *Geophys. J.* 2001. V. 144. P. 414–431.
3. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Гетерогенное строение литосферы восточной части Индийского океана по результатам анализа гравитационного и аномального магнитного полей // *Вестник Краунц. Науки о Земле.* 2014. № 2. Вып. 24.
4. Булычев А.А., Гилод Д.А. Двумерное плотностное моделирование тектоносферы структур юго-западного сектора акватории Индийского океана. // *Геофизика.* 2013. № 1. С. 55–66.
5. Krishna K.S., Neprochnov Y.P., Gopala Rao D., Grinko B.N. Crustal structure and tectonics of Ninetyeast Ridge from seismic and gravity studies // *Tectonics.* 2001. V. 20. № 3. P. 416–433.

Based on the analysis of existing seismic data, anomalous gravity and magnetic fields, and the bottom topography revealed the basic laws of the structure of the East Indian Ridge. Structural density models constructed on profiles crossing the ridges showed that the ridge has a heterogeneous structure, reflected in its segmentation.

Булычев А.А.¹, Гилод Д.А.¹, Дубинин Е.П.²

(Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г. Москва:

¹Геологический факультет, e-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru,

gilod_dolores@mail.ru; ²Музей земледоведения, e-mail: edubinin08@rambler.ru)

Литосфера северо-восточной части Индийского океана по результатам анализа потенциальных полей

Bulychev A.A.¹, Gilod D.A.¹, Dubinin E.P.²

(Lomonosov Moscow State University: ¹Faculty of Geology; ²Museum of Earth Science)

The lithosphere of the northeastern part Indian Ocean on the results analysis of potential fields

Ключевые слова: тектоносфера, литосфера, потенциальные поля.

Исследуемая область занимает северо-восточную часть Индийского океана, прилегающую к западной части Австралийской окраины.

Формирование, строение и эволюция литосферы этого региона в последние годы привлекает немало. Однако до сих пор остается много нерешенных вопросов, связанных с доколлизийным распространением северной границы Индии, а отсюда и с представлением о возрасте, строении и типе коры в котловинах, на плато и поднятиях, расположенных в пределах акватории, прилегающей к Западной Австралии. Исследуемая область содержит большое разнообразие структур – отмершие спрединговые хребты, псевдоразломы, океанические плато, сложенные континентальной корой, подводные хребты и вулканические горы. Все эти структуры фиксируются в аномальных гравитационном и магнитном полях.

По результатам анализа гравитационного и аномального магнитного полей нами было проведено районирование тектоносферы и построена структурная схема Восточной части Индийского океана [1]. На этой схеме четко выделяется примыкающий к западной окраине Австралии район, характеризующийся сложным строением литосферы. Он включает гетерогенные разновозрастные блоки, ограниченные структурами разной морфологической и геофизической выраженности и разного происхождения. Для выявления особенностей строения тектонических структур разных генетических типов было проведено структурно-плотностное моделирование литосферы.

Наш подход к интерпретации гравитационного поля в условиях резкой недостаточности априорной информации в континентальных и морских регионах показывает эффективность применения различных трансформант гравитационного поля и в том числе метода полного нормированного градиента силы тяжести (ПНГ) [2]. Характер распределения плотностей в каждом слое тектоносферы задавался исходя из общепринятого представления

о возможном диапазоне изменения плотностей в каждом из слоёв и на основании анализа аномального характера полей ПНГ с разными частотными характеристиками. Совместный анализ результатов плотностного моделирования с пространственно-временной эволюцией структур позволяет с одной стороны выявить особенности строения их коры и литосферы, а с другой стороны – установить индикаторы, позволяющие судить об их генезисе (рис. 1).

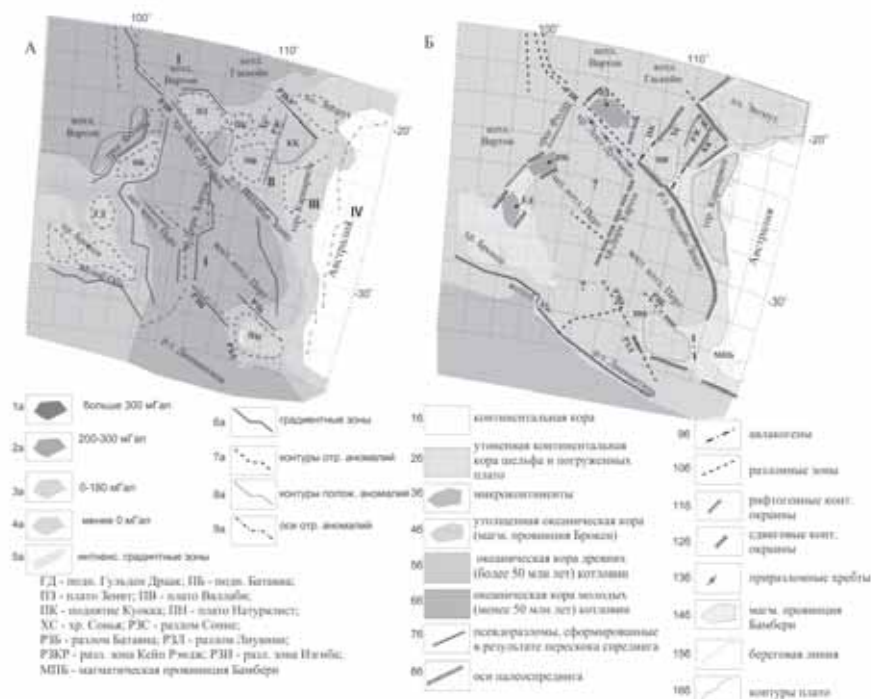


Рисунок 1. Структурная схема гравитационного поля (А) и тектоническая схема (Б) северо-восточной части Индийского океана.

Глубоководные котловины Западной Австралии, сформированы в следующей последовательности: Арго (от 155 млн. лет, Перт от 136 млн. лет, Гаскойн от 135 млн. лет и Кювье – от 135 млн. лет [3–5], Австрало-Антарктическая котловина – от 44 млн. лет. Этот возрастной фактор лежит в основе формирования плотностной структуры литосферы, отражаясь в аномальном гравитационном поле. В аномалиях в свободном воздухе значения поля варьируют около нуля, свидетельствуя об изостатическом равновесии литосферы. В аномалиях Буге значения, как правило, превышают

300 мГал, и их вариации отражают увеличение мощности литосферы, связанное с увеличением ее возраста.

Погруженные континентальные плато в области переходных зон. Абиссальные котловины со стороны Австралийского материка переходят в континентальные окраины, осложненные погруженными континентальными плато. Такими структурами в рассматриваемом регионе являются плато Эксмут и Натуралистов и терраса Карнарвон. Эти погруженные плато ограничиваются с юга крупными зонами разломов Кейп Рэндж, Валлаби-Зенит, Натуралист и Лиувинн, отделяющими их от соответствующих абиссальных котловин. Аномалии в свободном воздухе в зонах перехода к океанической коре резко изменяются по амплитуде. Значения аномалий Буге для погруженных континентальных плато меняются от 0 мГал (плато Эксмут) до 170 мГал (плато Натуралистов), свидетельствуя о мощной коре континентального типа. Вопрос о том, что привело к такому регулярному расположению погруженных континентальных плато вдоль окраины Западной Австралии и почему все они приурочены к крупным разломным зонам, непосредственно касается эволюции этого региона и геометрических особенностей продвижения рифтовой трещины с севера на юг в гетерогенной среде в процессе отделения Австралии от Индии.

Подводные поднятия. Значительный разброс в гравиметрических характеристиках подводных поднятий в этом регионе свидетельствует о гетерогенности их глубинной структуры и разном генезисе. Погруженные микроблоки с континентальной корой (Валлаби, Зенит, Гульден Драк и Батавия), установленной по данным драгирования [5], характеризуются небольшими положительными аномалиями в свободном воздухе (до 50 мГал) и значительным разбросом в значениях аномалий Буге от относительно низких значений для банок Гульден Драак и Батавия – 125 мГал и 175 мГал, соответственно до высоких для континентальной коры значений: от 180–200 мГал для плато Валлаби и до 220 мГал для плато Зенит. Еще одной особенностью микроконтинентов является предполагаемая повышенная толщина литосферы, по сравнению с океаническими котловинами.

Хребет Броккен, имеющий иное происхождение, связанное с магматической деятельностью мантийного плюма Кергелен, имеет сходные гравиметрические характеристики с микроконтинентальными блоками Гульден Драак и Батавия. Толщина коры, достигающая под хр. Броккен 23–25 км, видимо, связана в данном случае с андеплейтингом, т.е. наращиванием коры снизу за счет аномальной магматической деятельности горячей точки Кергелен.

Однозначный ответ на вопрос о том, какой тип коры слагает подводные поднятия (утоненная континентальная кора за счет растяжения при рифтогенезе, или утолщенная за счет повышенного магмоснабжения и андеплейтинга), по гравиметрическим данным дать трудно. Существуют примеры воздействия на строение и мощность коры обоих факторов одновременно:

рифтогенного растяжения и утонения коры и проявление повышенного магматизма. Такая ситуация может иметь место на поднятии Гульден Драк, отделенном от хребта Броккен небольшой котловиной с мощностью коры 15 км, что заведомо больше мощности океанической коры. Это можно объяснить влиянием мантийного плюма Кергелен, стимулирующего повышенное магмоснабжение и увеличение толщины коры за счет андеплейтинга вплоть до уже существовавшего поднятия Гульден Драк.

Линейные структуры: разломные зоны, псевдоразломы, асейсмичные хребты. Линейные структуры, широко распространенные в исследуемом районе, имеют различное отражение в аномальном гравитационном поле, что свидетельствует об их генетическом разнообразии.

Проведенный совместный анализ результатов плотностного моделирования с пространственно-временной эволюцией структур позволил выявить особенности строения коры и литосферы и определить индикаторы, позволяющие судить об их генезисе.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 13-05-00143а, № 15-05-03486.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Гетерогенное строение литосферы восточной части Индийского океана по результатам анализа гравитационного и аномального магнитного полей // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24.
2. Булычев А.А., Гилод Д.А. Двумерное плотностное моделирование тектоносфер структур юго-западного сектора акватории Индийского океана. // Геофизика. 2013. № 1. С. 55–66.
3. Gibbons, A.D., Barckhausen U., van den Bogaard P. et al. Constraining the Jurassic extent of Greater India: Tectonic evolution of the West Australian margin // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. V.13. № 102. Q05W13, doi:10.1029/2011GC003919
4. Royer J-Y., Sandwell D.T., Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: Constraints from GEOSAT altimetry // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 13755–13782.
5. Williams S.E., Whittaker J.M., Grano R., Müller D.R. Early India-Australia spreading history revealed by newly detected Mesozoic magnetic anomalies in the Perth Abyssal Plain // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2013. V.118. P. 3275–3284, doi:10.1002/jgrb.50239.

Basing on structural analysis of potential fields and interpretation of the gravitational field structural density modeling have been performed along profiles, intersecting the main structures of the region. The scheme of tectonic development of the north-eastern Indian Ocean has been built.

Ерошенко Д.В., Чернышева Е.А., Харин Г.С.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова
РАН, Калининград, e-mail: eroshenko@atlas.baltnet.ru)

Сравнение вулканизма Китового хребта с вулканизмом «горячих точек» Тристан и Камерун

Eroshenko D.V., Chernysheva E.A., Kharin G.S.

(Atlantic Branch of P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

A comparison of Whale ridge volcanism with “hot spots” volcanism of Tristan and Cameroon

Ключевые слова: Китовый хребет, вулканизм, вулканокластика

Происхождение Китового хребта до сих пор остается предметом дискуссий. Причинами являются: 1) неоднородность строения его фундамента (наличие крупных вулканических массивов на востоке хребта и отдельно стоящих подводных гор – на западе; 2) различие мощности коры у корня хребта и в его центральной и западной частях; 3) гетерогенность предполагаемых магматических источников вулканических пород хребта, отличие состава вулканитов от составов океанических базальтов MORB. Формирование хребта объясняется рядом гипотез: от действий «горячих точек» Тристан, Гофф (В.Д.Морган, Д.К.Роде), вертикальных перемещений базифицированных и эклогитизированных пород континентальных окраин (В.В.Белоусов), до вертикальных движений на линии косого скола под действием сил сжатия (Г.Б.Удинцев) и гипотезы «горячих линий», как результата декомпрессионного плавления мантии в зонах периодических релаксаций напряжений движущейся африканской плиты (А.А.Пейве).

Цель нашей работы – рассмотреть правомочность гипотезы «горячих точек» для Китового хребта, более конкретно оценить влияние плюма Тристан на его формирование. Для этого были проанализированы данные по химическому составу фундамента хребта, включая отчеты DSDP (тома 39, 73, 74) [1–7]. Всего было проанализировано 200 результатов анализов.

По геохимическим данным базальты хребта отличаются от MORB несколько большей степенью обогащенности несовместимыми микроэлементами, но при этом отличаются от вулканитов о-вов Тристан-да-Кунья и Гофф, которые обогащены несовместимыми микроэлементами в гораздо большей степени (рис. 1). Работы [3, 5, 7] указывают как минимум на два источника вулканических пород хребта: деплетированную и обогащенную (ЕМІ) мантию. Выделяют также возможность участия в плавлении либо древнего осадочного материала, субконтинентальной метасоматизированной литосферы, либо нижней континентальной коры [7].

Центральная часть Китового хребта сложена близкими к примитивным и дифференцированными субщелочными базальтами скв. 525, 527, 528. Их

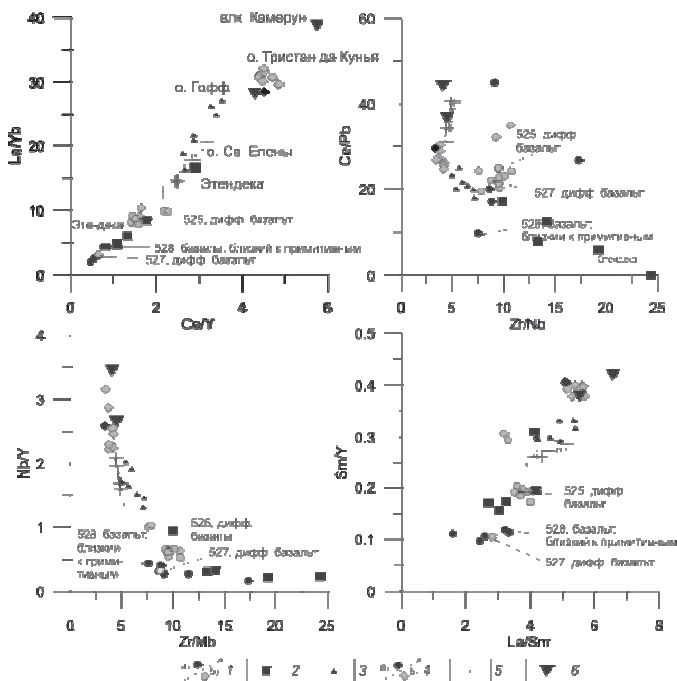


Рисунок 1. Состав базальтов Китового хребта. 1 – базальты Китового хребта: а – близкие к примитивным ($MgO > 6\%$, $Na_2O + K_2O < 5\%$), скв. 527, 528; б – дифференцированный состав базальтов ($MgO < 6\%$, $LOI (3.09-7.98\%)$), скв. 525; 2 – примитивные базальты провинции Этендека ($MgO > 6\%$, $Cr > 200 \text{ ppm}$); 3 – примитивные базальты о. Гофф; 4 – вулканиты о. Тристан-да-Кунья: а – измененный базальт, б – базаниты; 5 – примитивные базальты, базаниты и пикробазальты о. Св. Елены; 6 – примитивные базальты влк. Камерун.

сравнение с базальтоидами о-ов Тристан-да-Кунья и Гофф [8], поднятия Риу-Гранде [9], континентальных провинций Этендека [10] и Парана [11], о-ов Камерунской линии [12], включая вулкан Камерун [13], позволяет сделать ряд выводов.

1. По величине отношения Ce/Pb породы Китового хребта занимают пограничное положение между базальтоидами Камерунской горячей линии [13], Тристаном-да-Кунья, о. Гофф – с одной стороны, и континентальными плато-базальтами провинции Этендеки – с другой. Примитивные базальты скв. 527 и 528 ($MgO > 6\%$, $Na_2O + K_2O < 5\%$), где отношение Ce/Pb меньше 25, близки к полю аналогичных базальтов Этендеки. Дифференцированные базальты скв. 525 по этому показателю ближе к породам океанических островов.

2. Глубина выплавления базальтов Китового хр. и траппов Этендеки несколько меньше, чем у базальтов о-вов Тристан-да-Кунья (Ce/Y от 1.08 до

4.73) и Камерунской линии (Ce/Y от 3.3 в базальтах о. Пагалу [13] до 4.3–5.76 в породах вулкана Камерун). Такое же различие в глубинности магматизма обоих хребтов показывает сопоставление соотношений La/Sm–Sm/Y, характеризующих состав материнского мантийного субстрата В Камерунском хребте эти соотношения таковы: в Пагалу La/Sm около 3.5; Sm/Y 0.48; в базальтах и базанитах вулкана Камерун La/Sm от 5.52 до 6.58, Sm/Y – от 0.38 до 0.42, что означает присутствие около 1% граната в источнике выплавления лав. Подобные повышенные соотношения наблюдается и для базальтов Тристан-да-Кунья. Диапазон отношений 1.62–4.05 для La/Sm и около 0.1–0.31 для Sm/Y говорят об отсутствии граната в источнике выплавления базальтов Китового хребта, т.е. базальты формировались на меньших глубинах.

3. В соответствии с глубинами выплавления базальтов варьирует и величина степени плавления субстрата (Zr/Nb). В более глубинных расплавах Камерунского хребта величина этого отношения наиболее постоянна 4.08–4.49; в Китовом хребте величина Zr/Nb варьируется в широких пределах – от 7.58 до 17.24, в базальтах плато Этендека от 9.9 до 19.22.

4. По степени обогащенности (La/Yb) базальты Китового хребта также ближе к базальтам Этендеки (5–8), нежели к вулканитам Камерунской линии (28–39). В базальтах СОХ величина отношения La/Yb не более 1–3.

Подобная картина распределения микроэлементов указывает на формирование базальтов центральной части Китового хребта и провинции Этендека в малоглубинных дифференцированных по составу очагах. Базальты «горячих точек» о-вов Тристан-да-Кунья и Гофф формировались в других условиях.

Из рис. 2а видно, что щелочные базальты центральной части хребта (скв. 528) могут быть результатом процессов дифференциации состава в магматической камере (пары проб 1 и 2): пик содержания U в группе 1; носительные максимумы Ba, Pb, Zr и минимумы U и Sr в группе 2. Распределение микроэлементов в ряде проб трахибазальтов в скв. 528 и примитивных базальтов 527 характеризуется минимумами Sr, U, что может указывать на участие в плавлении MORB-источника. Среди проб выделяются примитивные базальты скв. 528 с четким пиком Pb и Sr. Подобное распределение микроэлементов может указывать на присутствие в магматическом очаге примеси корового материала. При сравнении с базальтами континентальных обстановок (рис. 2б, в) видно, что минимум Nb-Ta, максимум Pb в базальтах скв. 525 может иллюстрировать процесс вовлечения в плавление корового материала и формирование условий отличных от океанических, включая источник обогащенной мантии. Базальты Риу-Гранде, гребня хребта (скв. 525) также обладают сходством в распределении микроэлементов с континентальными вулканитами. Это дает возможность предположить, что Риу-Гранде и базальты центра Китового хребта имели близкие по составу источники.

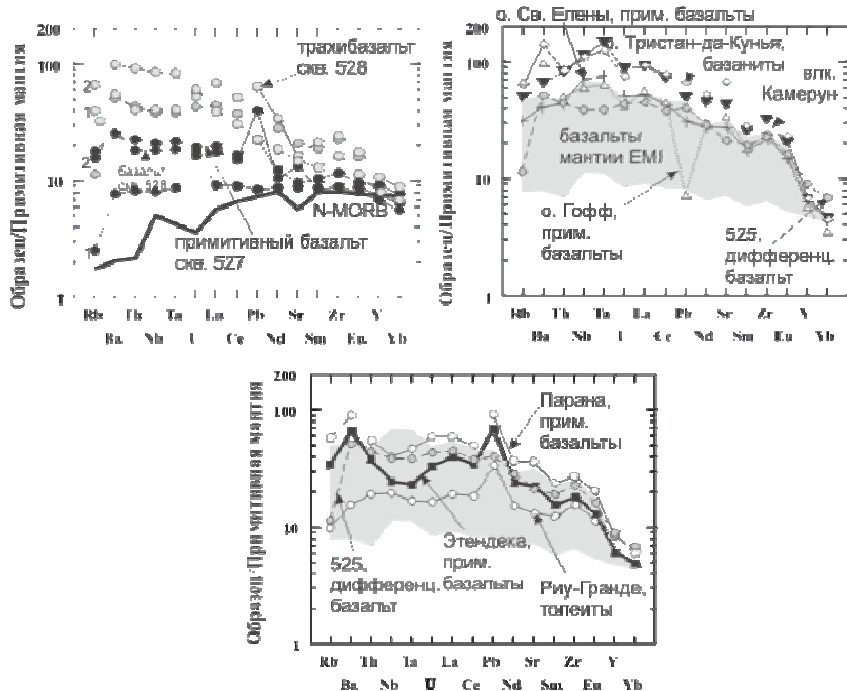


Рисунок 2. Распределение микроэлементов в базальтах и базанитах Китового хребта. Условные обозначения см. рис. 1.

Таким образом, под Китовым хребтом в мелу-палеогене и в неоген-настоящее время формировались отличающиеся друг от друга очаги плавления. При этом, в мелу и в палеогене магматический очаг был ближе к поверхности и включал в себя как материал деплетированной, так и обогащенной мантии. Вполне возможны процессы контаминации коровым материалом. Вулканисты центральной части хребта сформировались в мел-палеоценовое время за счет малоглубинных обогащенных очагов и не были связаны с действием океанических плюмов Тристан и Гофф.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Moore T.C., Rabinowitz P.D. et al. History of the Walvis Ridge // Init. Rep. DSDP. 1984. V. 74. P. 873–894.
2. Maillot H., Robert C. Significance of clay mineralogical and geochemical data, Walvis Ridge, Southeast Atlantic, Leg 75, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1984. V. 75. P. 845–856.

3. Richardson S.H., Erlank A.J. et al. Major and trace elements and Nd and Sr isotope geochemistry of basalts from the DSDP Leg 74 Walvis Ridge transect // *Init. Rep. DSDP*. 1984. V. 74. P. 739–754.
4. Fodor R.V., Keil K. et al. Petrology and K-Ar age of volcanic tuff and ash from the Walvis Seamount Province, DSDP Site 359, Leg 39 // *Init. Rep. DSDP*. 1977. V. 39. P. 525–536.
5. Thompson G., Humphris S.E. Petrology and geochemistry of rocks from the Walvis Ridge: DSDP Leg 74, Sites 525, 527, and 528 // *Init. Rep. DSDP*. 1984. V. 74. P. 755–764.
6. Liu Y.-G., Schmitt R.A. Chemical profiles in sediment and basalt samples from Deep Sea Drilling Project Leg 74, Hole 525a, Walvis Ridge // *Init. Rep. DSDP*. 1984. V. 74. P. 713–730.
7. Salters J.M.V., Sachi-Kocher A. An ancient metasomatic source for the Walvis Ridge basalts // *Chemical Geology*. 2010. № 273. P. 151–167.
8. Willbold M., Stracke A. Trace element composition of mantle end-members: implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2006. V. 7. № 4 (4). P. 1–30. Q04004. 10.1029/2005GC001005.
9. Пейве А.А. Щелочной вулканизм поднятия Риу-Гранде (Южная Атлантика) // *ДАН*. 2005. Т. 401. № 6. С. 794–798.
10. Marsh J.S., Eward A. et al. The Etendeka igneous Province magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Patana-Etendeka flood basalt province // *Bull. Volcanol.* 2001. V. 62. P. 464–486. DOI 10.1007/s004450000115/
11. Peate D.W., Hawkesworth C.J. et al. Petrogenesis and Stratigraphy of the High-Ti/Y Urubici Magma Type in the Parana' Flood Basalt Province and Implications for the Nature of 'Dupal'-Type Mantle in the South Atlantic Region // *Jour. of Petrology*. 1999. V. 40. № 3. P. 451–473.
12. Tsafack J.-P.F., Wandji P. et al. The Mount Cameroon stratovolcano (Cameroon Volcanic Line, Central Africa): Petrology, geochemistry, isotope and age data // *Geochemistry, mineralogy and Petrology*. 2009. № 47. P. 65–78.
13. Fitton J.G., Dunlop H.M. The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkaline basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 72. P. 23–38.

A comparison of the basalts composition of Walvis Ridge with the volcanics of oceanic islands, continental traps and of rifting Cameroon line structure, shows that they have the lowest enrichment on incompatible trace elements and were formed at shallow depth and therefore were not associated with the action of oceanic plumes Tristan and Goff.

Леднева Г.В.¹, Базылев Б.А.²

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: gledneva@gmail.com; Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: bazylev@geokhi.ru)

Дуниты, троктолиты и габброиды офиолитов Ганкуваямской пластины Куюльского террейна (Корякское нагорье): геохимия и петрология корового плутонического комплекса задугового бассейна

Ledneva G.V.¹, Bazylev B.A.²

(Geological Institute RAS, Moscow, e-mail: gledneva@gmail.com; V.I. Vernadsky Institute of RAS, Moscow, e-mail: bazylev@geokhi.ru)

Dunites, troctolites and gabbros of the Gankuvayam ophiolite of the Kuyul terrane (the Koryak Highlands): Geochemistry and petrology of back-arc crustal plutonic complex

Ключевые слова: дуниты, троктолиты, габброиды, супрасубдукционные офиолиты, задуговый спрединг

Геохимия и составы минералов коровых плутонических пород окраинных морей (драгированный материал) изучены на ограниченном числе объектов: задуговый бассейн Паресе Вела Филиппинского моря [1–3], Марианский трог [4], преддуговая область дуги Тонга [5]. В связи с этим важное значение имеет характеристика коровых плутонических пород офиолитов с хорошо обоснованной геодинамической обстановкой. Один из таких объектов известен в Куюльском террейне Корякского нагорья.

Куюльский террейн включает серию тектонических пластин серпентинитового меланжа с блоками ультрабазитов, базитов, метаморфических пород и пелагических осадков разного состава, возраста и геодинамической принадлежности [6, 7]. Среди них особое место занимает дезинтегрированная последовательность (общей мощностью ~1,5 км) мантийных шпинелевых перидотитов, дунитов, расслоенных ультрабазитов-базитов, массивных габбро, плагиогранитов, пород параллельных даек и подушечных лав Ганкуваямской пластины [6], которую рассматривали и как фрагмент разреза океанической литосферы, сформированной в центре быстрого спрединга [6], и как супрасубдукционные офиолиты [7] на основании данных работ [7–9].

Предложенные геодинамические интерпретации не являются взаимоисключающими. Геологические наблюдения указывают на сходство строения офиолитов Ганкуваямской пластины со строением литосферы под океаническими центрами быстрого и ультрабыстрого спрединга [10]. Наши прецизионные данные по геохимии даек и подушечных лав указывают на их

принадлежность к породам островодужной толеитовой серии, описанным как собственно в вулканических дугах, так и в центрах задугового спрединга. Среди блоков меланжа установлены базальты N-MORB в ассоциации с кремнями позднего триаса - раннего титона [6, 8, а также оригинальные данные авторов], излияния которых установлены не только в центрах океанического, но и задугового спрединга. Принимая во внимание близость возрастов толщи подушечных лав, роговообманковых габбро (157 ± 4 млн. лет, U-PbSHRIMP датировки цирконов) и плагиогранитов (146 ± 4 млн. лет) [8, 11], геохимическое сходство этих пород, мы полагаем, что коровые плутонические породы Ганкуваямской пластины несут информацию о процессах эволюции магм в центрах задугового спрединга.

Коровые плутонические ультрабазиты и базиты Ганкуваямской пластины представлены клинопироксен-плагиоклазовыми (Срх-Pl) дунитами, троктолитами, плагиоклазовыми (Pl) лерцолитами, оливиновыми (Ol) габбро и габбро-норитами, роговообманковыми (Hbl) габбро и габбро-норитами. Породы находятся в тонком переслаивании, кроме того, широко распространены массивные габброиды.

Оливин – преобладающий минерал Срх-Pl дунитов и троктолитов, модальное содержание которого в этих породах составляет 84.5% и более. В Pl лерцолите модальное содержание оливина понижается до 54%, в Ol габбро и габбро-норитах – до 39–14%. Содержание форстеритовой компоненты в оливинах составляет 91–88 в Срх-Pl дунитах и троктолитах, 87 – в Pl лерцолите и 86–77 в Ol габбро и габбро-норитах. Содержания NiO в оливинах составляют 0.32–0.27 мас. % и 0.20–0.21 мас. % в Срх-Pl дунитах и троктолитах, 0.23–0.22 мас. % в Pl лерцолите и 0.24–0.15 мас. % в Ol габбро и габбро-норитах и обнаруживают хорошую корреляцию с содержаниями форстерита в оливинах.

Клинопироксен установлен во всех разновидностях пород; его модальное содержание варьирует от 0.1–4.5% в Срх-Pl дунитах и троктолитах, составляет 6–41% в Ol габбро и габбро-норитах, 24% в Pl лерцолите и 23–12% в Hbl габбро и габбро-норите. Для клинопироксенов характерна высокая магнезиальность, составляющая 92–90 в Срх-Pl дунитах и троктолитах, 92–89 в Pl лерцолитах, 89–86 в Ol габбро и габбро-норитах и 86–73 в Hbl габбро и габбро-норитах. Клинопироксены с высокой магнезиальностью обнаруживают высокие концентрации Cr_2O_3 до 1.3 мас. %, которые снижаются в Ol и Hbl габбро и габбро-норитах до 0.1 мас. %. Породы обнаруживают низкие содержания Al_2O_3 , в среднем составляющие 2–3 мас. %, низкие концентрации TiO_2 , варьирующие в диапазоне 0.1–0.4 мас. % в Срх-Pl дунитах и троктолитах, 0.2–0.5 мас. % в Ol габбро и габбро-норитах и 0.3–0.5 мас. % в Hbl габбро и габбро-норитах, и умеренно низкие содержания Na_2O , составляющие 0.2–0.4 мас. %.

Ортопироксен присутствует в породах в подчиненном количестве. Его модальное содержание не превышает 2% в Ol габбро, составляет 8–12% в

Ol габбро-норитах и достигает 19% в Pl лерцолитах. Составы ортопироксенов имеют высокую магнезиальность 87–85 и характеризуются низкими концентрациями TiO_2 (0.1–0.2 мас. %) и Al_2O_3 (1.4–2.0 мас. %).

Первичная роговая обманка появляется в троктолитах, установлена в небольших количествах (0.1–5%) в Ol габбро и габбро-норитах и становится главным породообразующим минералом в Hbl габбро и габбро-норитах, где модальное содержание этого минерала достигает 22–46%. Роговая обманка имеет магнезиальность 87 в троктолите, 86–81 в Ol габбро и габбро-норитах и 85–55 в Hbl габбро и габбро-норите; содержания Al_2O_3 умеренно высокие – 11–12 мас. %. Минерал обнаруживает низкие концентрации TiO_2 , возрастающие с уменьшением магнезиальности от 0.2 до 1.5 мас. %, и низкие концентрации K_2O , не превышающие 0.2 мас. %.

Плаггиоклаз в Сrx-Pl дунитах и троктолитах полностью псевдоморфно замещен агрегатом граната и хлорита. Плаггиоклазы Ol габбро и габбро-норитов обнаруживают высокие содержания анортитовой компоненты, варьирующие в диапазоне 91–79. Содержание анортитовой компоненты в плаггиоклазах Hbl габбро изменяется в интервале от 89 до 42.

Хромшпинель – типичный аксессуарный минерал Сrx-Pl дунитов, троктолитов, Ol габбро и габбро-норитов, максимальное модальное содержание которого в изученных породах не превышает 1.5%. Хромшпинели характеризуются умеренной магнезиальностью, составляющей 0.4–0.6 в Сrx-Pl дунитах и троктолитах и 0.3–0.5 в Ol габбро и габбро-норитах, при практически постоянной хромистости, составляющей 0.4–0.5 во всех изученных образцах. Содержание TiO_2 в хромшпинелях растет по мере падения магнезиальности от 0.2 до 0.8 мас. % в Сrx-Pl дунитах и троктолитах и от 0.4 до 1.0 мас. % в Ol габбро и габбро-норитах. Для хромшпинелей установлены умеренные содержания ZnO (0.1–0.5 мас. %) и V_2O_5 (0.1–0.4 мас. %). Hbl габбро и габбро-нориты в качестве аксессуарных минералов содержат магнетит и сульфиды.

Валовые составы пород охватывают диапазон, типичный для кумулятивных плаггиоклазовых перидотитов и габброидов центров океанического и задугового спрединга, а также офиолитов. В изученных породах большинство главных элементов обнаруживает закономерные вариации в зависимости от магнезиальности. При этом Hbl габбро имеют состав, близкий к составу даек и лав Ганкуваямской пластины. Ol габбро и габбро-нориты по сравнению с базальтами и андезибазальтами имеют более высокие концентрации CaO и Al_2O_3 . Составы Сrx-Pl дунитов и троктолитов смещены в область пород более высокой магнезиальности.

Все изученные плутонические породы Ганкуваямской пластины от Сrx-Pl дунитов до Hbl габбро в целом обнаруживают однотипные распределения редких и рассеянных элементов. Для них характерно обеднение легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых, положительные аномалии Sr-Eu и отрицательные Zr-Hf, Rb-Ba, комплементарные аномалии

ям в андезитах и дацитах даек и лав. В Ol и Hbl габбро и габбро-норитах отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb-Ta.

Приведенные данные позволяют сделать следующие заключения.

1. Сrx-P1 дуниты, троктолиты, Ol и Hbl габбро и габбро-нориты – генетически однотипные породы, вероятно, представляющие собой смесь кумулятивных минералов и интерстициального расплава.

2. Породы образовались в результате фракционирования островодужного толеитового расплава при кристаллизации из него оливина, пироксенов, роговой обманки, хромшпинели, плагиоклаза и магнетита (на наиболее поздних стадиях). Кристаллизация пород происходила при низком давлении, что подтверждают оценки давления. Среднее расчетное давление для ассоциации Ol-Orx-Сrx-P1 в оливиновых габбро по нашим оценкам составляет $4.3 \pm 0,6$ кбар; давление, рассчитанное по содержанию алюминия в первичной роговой обманке, – $4.3\text{--}5.3$ кбар [12] и 2.2 ± 0.3 кбар [13].

3. Кристаллизация пород происходила из расплава, богатого водой, о чем свидетельствуют высокие содержания анортитовой компоненты Сrx-P1 дунитов, троктолитов и Ol габброидов, а также кристаллизация роговой обманки на ранних стадиях (в троктолитах). Содержание воды, по-видимому, возрастало по мере фракционирования расплава, что привело к интенсивной кристаллизации роговой обманки на поздних стадиях кристаллизации расплава.

4. Фракционирование расплава происходило при высокой фугитивности кислорода, соответствующей QFM +1.8–3.0, которая существенно превышает таковую в Ol габбро и габбро-норитах центров океанического спрединга.

5. Для валовой геохимии изученных плутонических ультрабазитов и базитов типичны черты, присущие магмам надсубдукционных обстановок в целом и базальтам и андезибазальтам даек и лав Ганкуваямской пластины в частности. Это обогащение наиболее высоконекогерентными элементами (Rb, Ba) и деплетирование Nb-Ta относительно Th и La.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 14-05-00413).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ohara Y., Fujioka K., Ishii T., Yurimoto H. Peridotites and gabbros from the Parece Vela backarc basin: unique tectonic window in an extinct backarc spreading ridge // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 4. doi:10.1029/2002GC000469.
2. Sanfillippo A., Dick H.J., Ohara Y. Melt-rock reaction in the mantle: Mantle troctolites from the Parece Vela ancient back-arc spreading center // *J. Petrol.* 2013. V. 54. P. 861–885.
3. Shcheka S.A., Vysotsky S.V., S'edin V.T., Tararin I.A. Igneous rocks of the main geological structures of the Philippine Sea floor // *Geology and geophysics of the Philippine Sea* / Tokuyama H., Shcheka S.A., Isezaki et al. (Eds). Terra Scientific Publishing company, 1995. P. 251–278.

4. Johnson J.A. A geochemical study of crustal plutonic rocks from the southern Mariana Trench forearc: relationship to volcanic rocks erupted during subduction formation. FIU Electronic Thesis and Dissertations. Paper 1249, 2014.
5. Meffre S., Falloon T., Crawford T.J. et al. Basalts erupted along the Tongan forearc during subduction initiation: Evidence from geochronology of dredged rocks from the Tonga forearc and trench // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2012. V. 13. № 12. Q12003. doi: 10.1029/2012GC004335.
6. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В. и др. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВОАН СССР, 1990. 108с.
7. Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A. et al. Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Russia; age, composition, and geodynamic diversity // *Ophiolites in Earth history* / Dilek Y., Robinson P.T. (Eds.). Geological Society, London. Special Publication. 2003. V. 218. P. 619–664.
8. Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А. и др. Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // *Геотектоника*. 1995. № 3. С. 59–69.
9. Luchitskaya M.V. Plagiogranites of the Kuyul ophiolite massif, Northeastern Russia // *Ophiolites*. 1996. V. 21. P. 131–138.
10. Dick H.J.B., Natland J.Y., Ildefonse B. Past and future impact of Deep Drilling in the oceanic crust and mantle // *Oceanography*. 2006. V. 19. № 4. P. 72–80.
11. Леднева Г.В., Матуков Д.И. Время кристаллизации плутонических пород Куюльского офиолитового террейна (Корякское нагорье): результаты U-Pb и цирконов методом SHRIMP // *ДАН*. 2009. Т. 424. № 1. С. 71–75.
12. Johnson M.E., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) // *Geology*. 1989. V. 17. P. 837–841.
13. Ridolfi F., Runzelli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Min. Petrol.* 2009. V. 160. P. 45–66.

The composition of minerals and bulk geochemistry of the crustal plutonic rocks of the Gankuvayam nappe of the Kuyul terrane (Koryak Highlands) are considered. The peculiar features of Cpx-Pl dunites, troctolines, Ol gabbro, Ol gabbroic norites, Hbl gabbros and Hbl gabbroic norites are shown to characterize a back-arc spreading magmatism.

Ломакин И.Э.

(Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины,
г. Киев, e-mail: igorlomakin@gmail.com)

Линеаменты и происхождение океана

Lomakin I.E.

(Department of Marine Geology and Sedimentary Ore Formation,
National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv)

The Lineaments and Origin of Ocean

Ключевые слова: линеаменты, террасы, подводные исследования, разломно-блоковая тектоника

Поток новых геологических данных постепенно устраняет саму идеологическую основу радикальных разногласий тектонических школ. В современной морской геологии намечается определенный баланс уже не столь альтернативных, но все же различных, часто взаимодополняющих воззрений на природу океанской литосферы. Представляется целесообразным выделить систему научных фактов, лежащую вне теоретических споров и позволяющую установить возможные пути образования и развития тектоносферы океана

Существует мнение, что глубоководные океанические осадки появились только в конце мезозоя [1]. До этого во всех геологических разрезах наблюдались фации мелкого и среднеглубинного моря. Следовательно, Океан в современном понимании образовался не ранее Мезозоя. К этому же выводу подталкивает изучение трапповых серий Планеты тесно связанные с процессами океанообразования.

Действительно, верхние горизонты фундамента всех крупных впадин (в том числе и современных океанов) сложены продуктами трещинного базальтового вулканизма в переслаивании с мелководно-морскими, туфогенными и грубообломочными отложениями (аналоги серии Кару). При этом практически плоское дно соседних котловин (Капская, Ангольская) и даже различных частей одной котловины (Нейрс, Гаттерас, Сом Североамериканской котловины) лежит на заметно разных глубинах и имеет существенно различную мощность осадка.

Скважины глубокого морского бурения показали, что практически повсеместно, и в центрах впадин и на их периферии, разрез осадочного чехла начинается с верхнеюрских и меловых мелководных и озерно-болотных осадков, местами перекрытых лавовыми покровами (Блюман Б.А., 2010). Это говорит о том, что к моменту начала накопления мезозойского осадка субстрат (гетерогенный фундамент), безусловно, уже существовал. При этом большой разницы в возрасте наиболее древних осадков котловин по линии срединный хребет – континент не отмечено. Значит, в погружение

вступают достаточно крупные фрагменты коры, а не узкие новообразованные полосы.

К середине мезозоя земная кора приобрела уже достаточную жесткость и обособленность, что является необходимым условием ее дальнейшего развития. Рифты, глубинные разломы, как и среднемасштабная трещиноватость, могут зарождаться только на жестком субстрате. Мезозой стал эрой начала формирования современного глобального лика Земли. Главенствующую роль уже начинают играть процессы деструкции, обусловившие разламывание и взаимное перемещение отдельных участков, фрагментов и блоков этой коры. Собственно говоря, это и есть время начала образования впадин современных океанов.

Вероятно, к этому времени трансформация и дифференциация внутрипланетного вещества достигла такого уровня, когда стали возможны (скорее всего, не первый раз в геологической истории) проявления плюмовых процессов на фоне активизации горячих поясов [2]. Однако уже создались иные глобальные геологические условия: щиты и платформы еще обособлены, но земная кора уже приобрела повсеместно относительную жесткость. Геодинамические нагрузки начинают реализовываться в вертикальных движениях. Необходимо принять во внимание, что во всех впадинах океана (часто и континентов) наиболее древние осадки лежат на достаточно ровной, но не абразионно выровненной, поверхности основных излившихся пород трещинных масштабных излияний. Между отдельными лавовыми покровами по материалам глубоководного бурения выявлены слои осадочных пород, в том числе мелководно-морских (с фауной) и озерно-болотных (лигниты, черные глины). Это говорит о том, что океанские впадины образовались на жестком основании, вступившем в стадию опускания (погружения) достаточно крупными жесткими массивами. Многочисленные несогласия в разрезах океанских осадков, равно как и локальное выклинивания отдельных слоев, подтверждают неодинаковый режим погружения различных участков дна. Никаких объемных новообразований коры с этого времени не выявлено, но разный темп погружений отдельных блоков вполне определен. Мощные проявления мелового и кайнозойского вулканизма формировали, прежде всего, обширные покровы. С верхнего мела для всей земной коры интенсивная складчатость не присуща, даже в зонах активной тектонической деятельности (Тетис). В противовес этому блоковые движения повсеместно заметно активизируются и тектоническая активность проявляется в реализации блоковых реконструкций.

Границы блоков линейны и закономерно ориентированы согласно древней глобальной трещиноватости. Линеаментная сеть всех континентов ориентирована азимутально практически одинаково в весьма ограниченном числе направлений и закономерно находит свое продолжение в океанах [3]. По элементам этой единой сети заложены все структуры дна океанов, как блоковые, так и рифтовые. Сами рифты и трансформные разломы в своем

заложении и развитии следуют элементам тектоно-линеamentной сети древнего заложения. Это хорошо видно на примере Индийского океана. Ось Западно-Индийского хребта (ЗИХ) ориентирована так же, как трансформные разломы Центрально-Индийского (ЦИХ) и Аравийско-Индийского (АИХ) хребтов. Трансформные разломы ЗИХ параллельны осям молодых рифтов Африки, осям ЦИХ и крупнейших линейных блоковых хребтов – Восточно-Индийского и Чагос-Лаккадивского [4].

Необходимо отметить, что исторически сложившееся понятие «трансформный разлом» в нашем понимании это поперечные разломные дислокации СОХ, зоны растяжения, закономерно секущие рифтовые хребты, разделяющие их на отдельные блоки. Никаких существенных латеральных сдвиговых дислокаций в этих структурах, по совокупности современных данных не предполагается.

Древние рифтовые системы (рифт моря Баффина, продолжение ЗИХ в котловину Кокос и Бартон, Трансафриканский древний рифт северо-восточного простирания [5]), как и современные, несут в себе явные черты наложенных структур. Они заложены на границах зон влияния крупных жестких блоков земной коры, там, где они тектонически и геодинамически предопределены, где условия растяжения и плюмовые инициации пробуждают их к жизни.

Изложенные факты и материалы системно указывают на то, что современные океаны образовались на достаточно жесткой гетерогенной земной коре, в которой в процессе ее формирования была заложена и развивалась древняя унаследованная, закономерно ориентированная в пространстве регматическая тектонолинеamentная сеть.

Следы рифовых построек на большинстве крупных положительных структурах океана, как глыбово-блоковых, так и рифтогенных – это бесспорное подтверждение закономерного блокового опускания фрагментов океанического дна. Системные наблюдения автора с борта ПА подтверждают наличие рифогенных образований и фрагментов настоящего рифа на подводных горах САХ между 33° и 53° с.ш., Углового и Южно-Азорского поднятий в интервалах глубин до 1400 м [6], на горах Гаусс на глубине 2000 м, на хребтах Экватор и ЗИХ, Императорских горах, многих других поднятиях дна океана [7]. «Протрузии ультраосновных пород близ разломов Вима, Сан-Пауло, Романш несут на себе покровы эоценовых и миоцен-плиоценовых рифовых известняков (с детритом кварца, микроклина и ортоклаза, с фауной толстостенных моллюсков), сформированных в условиях мелководья и близости к континентальному берегу. Представляется весьма вероятным существование в этой части океана еще в эоцене, или даже в миоцен-плейстоцене, сухопутного островного или континентального моста, служившего барьером между глубокими впадинами Южной и Северной Атлантики, где еще в позднем мелу существовали анаэробные условия и накапливались так называемые черные сланцы» [8].

Начиная со второй половины мезозоя вертикальные тектонические движения становятся решающим фактором формирования земной коры океанов и континентов. Контролируя контуры и ориентировку морфоструктур разломы, ограничивающие отдельные блоки становятся основными каналами поставки магматического материала крупных трещинных излияний, формирующих протяженные лавовые покровы. По определению М. Хосино [9] начинается базальтовая эпоха, реальное начало которой иллюстрируется проявлениями траппового вулканизма с нижней юры (и даже ранее). Значительные амплитуды погружения отдельных блоков зафиксированы в положении абразионных террас и плоских вершин подводных гор, находящихся сегодня на значительных (и различных для разных районов) глубинах [7].

Выводы:

1) впадины современных океанов были заложены в мезозое на уже сформированной жесткой гетерогенной земной коре, согласно закономерной ориентированной разломной сети древнего заложения, которая и стала своеобразной канвой развития морфоструктур дна океанов.

3) многие протяженные разломы и тектонолинеаменты дна современных океанов являются прямым продолжением структур континентов. Крупнейшие из них представляют собой сквозные трансрегиональные структуры, пересекающие и континенты и океаны без видимого изменения направления [3]. Геологическое строение континентов оказывает значительное влияние на развитие тектоносферы окружающих океанов.

4) тектонолинеаментные сети континентов и океанов имеют одинаковую азимутальную ориентировку и являются естественным продолжением друг друга. Наличие трансрегиональных и глобальных сквозных структур, одной линией пересекающих континенты и океаны указывает на тектоническое единство земной коры Планеты в целом. Фактически на Земле, и на континентах и в океанах развита единая закономерно ориентированная тектонолинеаментная сеть древнего заложения, образованная на ранних этапах формирования жесткой земной коры под влиянием космических, ротационных факторов.

Приведенные положения, выстраиваясь в логическую цепь, намечают общую картину истории развития Океана, в которой важная роль отведена разломам и блоковым, преимущественно вертикальным, тектоническим движениям. Процессы формирования земной коры дна океанов исчерпывающе объясняются с позиций основных положений концепции разломно-блокового строения тектоносферы Земли [10].

Рассмотренные данные служат существенными аргументами в поддержку позиции многих известных геологов (от классиков до современных), отрицающих принципиальные различия в строении океанической и континентальной земной коры Планеты [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2000. 606 с.
2. Оровецкий Ю.П., Коболев В.П. Горячие пояса земли. Киев: Наук. думка, 2006. 311 с.
3. Ломакин И.Э., Иванов В.Е., Кочелаб В.В. Линеаменты дна океанов и сквозные структуры // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 4. С. 30–46.
4. Ломакин И.Э. Линеаменты дна Индийского океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 5–14.
5. Видяпин Ю.П. Камерун-Египетская зона геодинамической активности как продолжение Аграхан-Тбилиско-Левантийской зоны дислокаций // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 107–111.
6. Иванов В.Е., Ломакин И.Э., Морозенко В.Р. Геоморфология подводных гор Угловое Поднятия (Северная Атлантика) // Геоморфология. 1989. № 3. С. 60–64.
7. Ломакин И.Э. Террасы подводных гор и тектоника дна Мирового океана. Saarbrücken: Lambert Academic Publishing, 2014. 104 с.
8. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
9. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.
10. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наук. думка, 1977. 83 с.
11. Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. 720 с.

The linear structures of the ocean floor are oriented in a limited number of directions according to the spatial position of a global tektonolineaments network. The Transverse Structures are crossing the continents and oceans without changing of direction and show the unity of lineament systems of Earth. Today's varied and sometimes considerable depth of abrasion terraces of different areas and morphostructures of the Ocean argues the significant scale of vertical tectonic movements and their decisive role in the formation of oceanic lithosphere. All the basic processes of formation of the ocean floor crust are exhaustively explained in terms of the theory of the fault-block structure of the Earth Crust.

Макушкина А.И.¹, Дубинин Е.П.², Грохольский А.Л.²

(¹Университет Копенгагена, г. Копенгаген, e-mail: anya.makushkina@gmail.com;

²Музей Землеведения, МГУ им. Ломоносова, г. Москва)

Особенности формирования микроконтинента Ян-Майен и плато Воринг в процессе раскрытия Северной Атлантики (физическое моделирование)

Makushkina A.I.¹, Dubinin E.P.², Grokholsky A.L.²

(¹Copenhagen University, KU, Copenhagen, ²Earth Science Museum, LMSU, Moscow)

Peculiarities of the Jan-Mayen microcontinent and the Voring Plateau formation during the opening of the North Atlantic region (analogue modelling)

Ключевые слова: аналоговое моделирование, физическое моделирование микроконтинент, Северная Атлантика, хребет Ян-Майен, плато Воринг

В структуре современных океанов нередко встречаются изолированные блоки с континентальной корой (микроконтиненты) со всех сторон окруженные океанической корой. Такие блоки могут возвышаться над уровнем моря в виде островов или формировать подводные плато и поднятия, например, поднятия Элан, Батавия, хребет Лакшми, хребет Ян Майен, поднятие Ховгард и др. Кроме того, имеется немало примеров, когда погруженные окраинные плато или островные блоки с континентальной корой не полностью отделены от материка и располагаются в пределах континентальных окраин («неудавшиеся микроконтиненты»). Примерами таких погруженных плато являются плато Эксмут, Валлаби, Натуралистов в восточной части Индийского океана вблизи западной окраины Австралии, а также плато Воринг, Роккол, Ермак в Северной Атлантике.

В работе на основании физического моделирования рассматриваются условия формирования микроконтинентов и погруженных континентальных плато на примере хребта Ян-Майен и плато Воринг.

Хребет Ян-Майен является изолированным микроконтинентом, отделенным от континентальных окраин океанической корой, сформированной на спрединговом хребте Эгир (с востока) и Кольбенсей (с запада), активными в разное время. Плато Воринг, не смотря на большое количество рифтогенных структур, является не отторженной частью континента – окраинным плато. Формирование хребта Ян-Майен связывают с активностью горячей точки, движущейся со стороны Гренландской окраины и около 30 млн. лет назад [1] вызвавшей отделение хребта Ян-Майен от Гренландской окраины и окончательное отмирание хребта Эгир (хребет Кольбенсей начал действовать около 54 млн. лет назад, в период 54–30 млн. лет назад в этом регионе спрединг шел на двух хребтах одновременно).

ко. Как правило, формируются окраинные плато не полностью отделенные от материнской плиты. В процессе формирования происходит вращение блоков, как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. На рис. 2 представлены фотографии и схема дешифрирования эксперимента 1292. В этом эксперименте произошло формирование так называемого окраинного плато. Изначально сформированный перекрытием встречно продвигающихся трещин блок остался в составе правой плиты в результате отмирания правой ветви «спрединга» на стадии f (рис. 2 f).

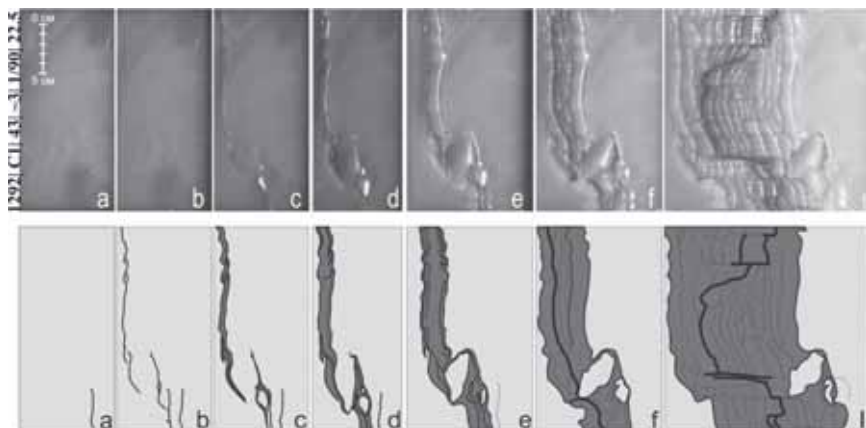


Рисунок 2. Эксперимент 1292. Овальное перекрытие трещин смещено в нижнюю часть плиты

Параметры: $V = 1,67 \cdot 10^{-5}$ м/с, $H_f = 3 \cdot 10^{-3}$ м, плита 20×12 (l×w) см, $L1 = 4 \cdot 10^{-2}$ м, $L2 = 4 \cdot 10^{-2}$ м, $x = 3,5 \cdot 10^{-2}$ м.

Во второй серии экспериментов с «горячей точкой» была показана возможность перескока оси растяжения под влиянием термической аномалии и последующего отделения микроконтинента (рис.3). Эксперименты показали, чтобы отклонить ось растяжения горячая точка должна располагаться на ослабленной литосфере малой мощности или остановка растяжения должна производиться на более длительный период.

Экспериментальные исследования показали, что для полного отделения микроблока от материнской плиты в процессе перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу, необходимо наличие термо-механических, реологических, или структурно-вещественных неоднородностей в литосфере, которые приводят к изменению геометрии (перескоку) рифтовых осей. В случае хребта Ян-Майен такая термо-механическая аномалия видимо была связана с действием Исландской горячей точки.

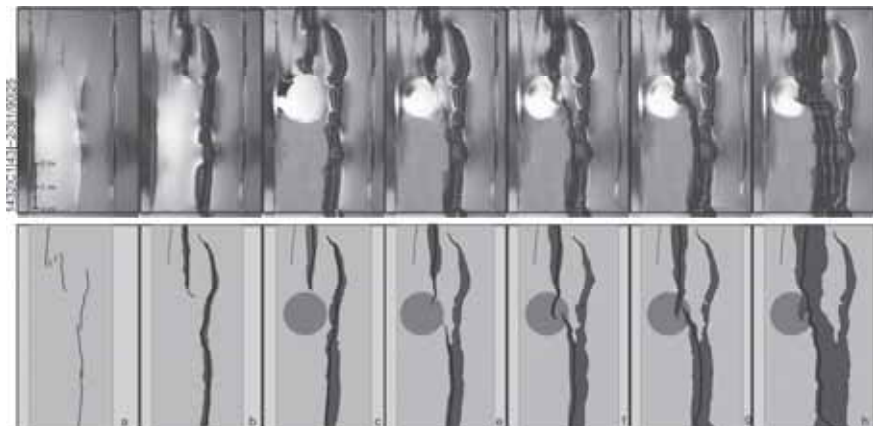


Рисунок 3. Эксперимент 1432. Эксперимент с горячей точкой (внесена на стадии 3). Изменение формы микроблока за счет влияния горячей точки.

Параметры: $V = 1,67 \cdot 10^{-5}$ м/с, $Hl = 3 \times 10^{-3}$ м, плита 21×16 см.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 15-05-03486).

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Lundin E.R., Torsvik T.H., Olesen O., Roest W.R. The Norwegian Sea, A Meeting Place For Opposed And Overlapping Arctic And Atlantic Rifts; Implications For Magmatism// AAPG Hedberg Conference. Stavanger. Norway. 2002.
2. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. №1. С. 76–94.

Here we present our analogue modelling study of microcontinent and marginal plateau ('failed microcontinents') formation in the North Atlantic region. As the example, we use the Jan-Mayen ridge in the middle of North Atlantic and Vøring Plateau at the Norwegian margin. Based on our analogue modelling results we can suggest that Iceland plume was the main force caused in ridge jumping and the Jan-Mayen ridge formation.

Малиновский А.И.

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

Литология и палеогеодинамические обстановки формирования отложений Западно-Сахалинского террейна

Malinovsky A.I.

(Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Lithology and paleogeodynamic settings of the West Sakhalin terrane deposits

Ключевые слова: Западно-Сахалинского террейна, песчаные породы, вещественный состав, геодинамические обстановки

При составлении геодинамических реконструкций разного масштаба до недавнего времени выделялись, главным образом, конвергентные и дивергентные границы плит, для распознавания которых существовал набор структурных и вещественных признаков. Обстановке скольжения плит друг относительно друга по латерали уделялось мало внимания, хотя, как выяснилось, с этим режимом на Дальнем Востоке России пространственно и генетически связан ряд турбидитовых седиментационных бассейнов [1, 2]. Примером фрагмента бассейна такого типа является мел-кайнозойский Западно-Сахалинский террейн.

Западно-Сахалинский террейн протягивается полосой шириной до 70 км вдоль побережья Татарского пролива на 650 км. Границами его являются Западно-Сахалинская и Тымь-Поронайская системы разломов (рис.). Террейн образован толщами морских и континентальных, в различной степени дислоцированные, отложения общей мощностью до 17000 м, причем кайнозойские породы повсеместно залегают на меловых, хотя и с размывом, но без углового несогласия. Меловые отложения террейна, мощность которых на севере террейна достигает 9000 м, представлены пачками турбидитов, а также горизонтами алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Следует отметить минимальное влияние на процессы осадконакопления синхронного андезито-базальтового вулканизма, который фиксируется на сеноманском и маастрихтском уровнях разреза. Кайнозойские отложения, мощность которых на юге террейна превышает 12000 м, представлены прибрежно-морскими и континентальными часто угленосными терригенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами: алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, туфами, туффитами, тефроидами, базальтами, углями. Можно предполагать, что позднемеловые и кайнозойские образования террейна накапливались в пределах одного палеобассейна, вытянутого в меридиональном направлении на рас-

стояние (с учетом продолжений на о. Хоккайдо) не менее чем на 1100 км при ширине до 100 км.

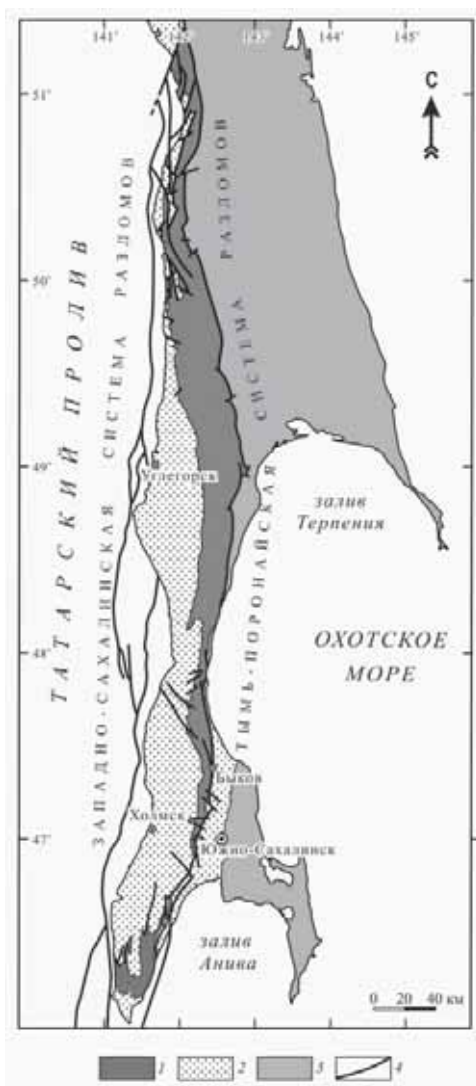


Рисунок. Схематическая геологическая карта Западно-Сахалинского террейна: 1 – меловые терригенные образования; 2 – палеоцен-плиоценовые терригенные и вулканогенные образования; 3 – террейны и перекрывающие комплексы Восточного Сахалина; 4 – разломы.

Палеотектонические обстановки формирования отложений террейна прежде интерпретировались по-разному. Террейн рассматривался как фрагмент краевой части Охотоморской плиты [3], как аналог глубоководного желоба [4], а также как фрагмент преддугового прогиба для Монероно-Самаргинский островной дуги [5, 6]. В.В. Голозубовым [2], на основании анализа характера динамо-кинематических взаимоотношений континентальной и океанической плит, было высказано предположение о формировании отложений террейна на участке окраины, где субдукция сменилась скольжением океанической плиты относительно края континента.

Для определения состава и положения основных областей питания осадочных бассейнов террейна, а также выяснения палеогеодинамических обстановок их формирования изучался вещественный состав песчаных и глинисто-алевритовых пород. Песчаники террейна по составу породообразующих компонентов относятся к кварц-полевошпатовым, и, реже к полевошпатово-кварцевым грауваккам. Кварца в породах не более 40%, полевых шпатов до 60%, а среди обломков пород преобладают кремнистые, терригенные и эффузивные породы, редко встречаются кварциты и слюдитые сланцы. Палеогеологическая интерпретация состава породообразующих компонентов свидетельствует, что осадконакопление происходило на активной континентальной окраине в бассейне, связанном с крупными сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Область же питания совмещала в себе сиалическую сушу и зрелую глубоко эродированную энсиалическую островную дугу, в которой эрозия достигла полнокристаллических батолитов, подстилающих вулканиты.

Все тяжелые обломочные минералы песчаников Западно-Сахалинского террейна разделяются на две ассоциации. В преобладающую сиалическую (в отдельных пробах свыше 80% всех минералов), входят типичные гранитно-метаморфические минералы – циркон (до 91%), гранат (до 70%), турмалин (до 40%), апатит (до 46%), сфен (до 4%). В фемическую ассоциацию, находящуюся в подчиненном количестве (до 36%), входят минералы вулканокластики: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит. Анализ соотношения ассоциаций тяжелых минералов песчаников террейна указывает на их накоплении в бассейне, связанном с обстановкой трансформного скольжения плит, при этом источником фемической ассоциации были размывавшиеся вулканиты энсиалической островной дуги, а сиалической – гранитно-метаморфические породы фундамента этой дуги и (или) зрелой континентальной окраины.

Тип вулканических источников питания определяется по микрохимическому составу некоторых обломочных минералов. Клинопироксены из песчаников террейна по составу соответствуют базальтам островных вулканических дуг и, частично, базальтам океанического дна, входящим в состав основания разреза террейна (рождественская толща). Хромиты по содержанию титана разделяются на два типа: низкотитанистые ($\text{TiO}_2 < 1\%$), ис-

точником которых могли быть магматические породы офиолитов, и высокотитанистые ($\text{TiO}_2 > 1.5\%$), происходившие, вероятно, из щелочных внутриплитных базальтов, соответствующим базальтам рождественской толщи. Гранаты, в свою очередь, соответствуют в основном гранатам метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также кислых интрузивных пород. Вероятно, их источником была зрелая континентальная земная кора, в строении которой участвовали достаточно глубоко метаморфизованные породы и гранитоиды.

Для выяснения возраста сиалических источников питания из песчаных пород мела террейна были выделены и методом лазерной абляции ((LA-ICP-MS) датированы обломочные цирконы. Большинство цирконов имеет возраст и интервале 100–130 млн лет. Источником их могли быть гранитоиды, слагавшие сиалический фундамент Монероно-Самаргинской островной дуги. Источником всех более древних цирконов были гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной коры: цирконы с возрастом до 420 млн лет вероятно происходили из позднемезозойских гранитоидов Сихотэ-Алиня и палеозойских гранитно-метаморфических комплексов Ханкайского массива, а присутствующие в небольшом количестве цирконы с возрастным диапазоном 793–2420 млн лет могли поступать с размывавшегося Сибирского кратона, либо Сино-Корейского щита.

По химическому составу западно-сахалинские песчаники довольно однородны и относятся к грауваккам. Глинисто-алевритовые породы по химии близки песчаникам, отличаясь лишь большим содержанием Al_2O_3 , TiO_2 и K_2O , но меньшим SiO_2 и Na_2O . Палеотектоническая интерпретация химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород, проведенная на основании известных методик [7, 8], свидетельствует, что они наиболее соответствуют обстановкам бассейнов активных континентальных окраин, в том числе осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, а также бассейнов, сопряженных с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре.

Таким образом, строение и вещественный состав терригенных пород свидетельствует, что в палеоседиментационном бассейне Западно-Сахалинского террейна осадконакопление происходило вдоль границы континент-океан на фоне крупномасштабных левосторонних трансформных скольжений плиты Изааги относительно Евразийского континента при малой роли вулканизма. Область питания этого бассейна сочетала в себе сиалическую сушу, сложенную гранитно-метаморфическими и осадочными породами, а также энсиалическую островную дугу, которой могла быть Монероно-Самаргинская дуга, аккрецированная к краю континента к моменту заложения этого бассейна. Кроме того, в состав питающей провинции видимо входили и фрагменты широко распространенных в Сихотэ-Алине юрских аккреционных призм, в строении которых участвовали офиолиты и кремни. Такой «смешанный» состав кластики, вероятно, явля-

ется главным и характерным признаком седиментации в бассейнах, связанных с обстановкой скольжения литосферных плит, когда в область размыва попадают как краевые части континентов, так и ранее аккретированные к ним фрагменты активных окраин.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 12-05-00119-а и № 15-05-00857-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Тютрин И.И., Дуничев В.М. Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса. М.: Недра, 1985. 174 с.
4. Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины // Тр. ГИН. М.: Наука. 1988. Вып. 434. 216 с.
5. Зябрев С.В. Глубоководная терригенная седиментация в Западно-сахалинском прогибе // ДАН. 1987. Т. 292. № 1. С. 168–171.
6. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозонд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
7. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
8. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins / Leggett J.K. (Ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1982. Part 2. P. 551–610.

The paper considers the matter composition and paleogeodynamic settings of the Cretaceous-Cenozoic deposits of the West Sakhalin terrane. Sedimentation occurred along the continent-ocean boundary against the background of transform slidings of the oceanic plate relative to the continental margin.

Малиновский А.И.¹, Рашидов В.А.²

(¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: malinovsky@fegi.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский)

Осадочные и вулканогенно-осадочные породы островов шельфа Вьетнама

Malinovsky A.I.¹, Rashidov V.A.²

(¹Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok;

²Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

Sedimentary and volcanogenic-sedimentary rocks of the Vietnam Shelf islands

Ключевые слова: острова шельфа Вьетнама, осадочные, вулканогенно-осадочные породы, вещественный состав, геодинамические обстановки

В 13-м рейсе НИС «Вулканолог» (1982 г.) сотрудниками Института вулканологии ДВО АН СССР, совместно с коллегами из Дальневосточного геологического и Тихоокеанского океанологического институтов ДВО АН СССР, Геологического института АН СССР и Института Наук о Земле Национального Центра научных исследований СРВ на шельфе Вьетнама (Южно-Китайское море) был изучена зона проявления ареальной вулканической деятельности Фу-Куй – Катуйк (рис.). Работы включали и наземные маршрутные обследования нескольких расположенных здесь вулканических островов. В данной публикации приведены результаты изучения вещественного состава осадочных и вулканогенно-осадочных пород этих островов.

Изученная вулканическая зона расположена в юго-западной части Южно-Китайского моря, протягиваясь в субмеридиональном направлении на 80-90 км при ширине 10–25 км [1]. Зона является частью кайнозойской континентальной вулканической провинции Юго-Восточной Азии и представлена небольшими моногенными, одноактными верхнеплейстоцено-голоценовыми наземными и подводными вулканами, располагающимися на вулканогенно-осадочном фундаменте мезозойско-кайнозойского возраста [2, 3]. Вулканическая деятельность связана с существующими здесь обстановками растяжения и приурочена к субмеридиональным нарушениям [4, 5]. Последним достоверным извержением в пределах изученной зоны было извержение подводного вулкана Иль-де-Сандр, произошедшее в 1923 г. [6].

В состав группы о-вов Фу-Куй – Катуйк входят собственно остров Фу-Куй (рис.), размером 7.5×4 км, и несколько мелких островов (Большой и Малый Катуйк, Сапате, Чань) длиной до 700 м и высотой до 111 м. Остро-

ва имеют вулканическую природу и сложены пачками переслаивания основных туфов, размерностью от алевритовых до среднеспелитовых. Мощности пачек не более 100 м. По всему объему пород рассеяны многочисленные бомбы и обломки базальтов. Помимо этого, в строении о-вов Фу-Куй и Большой Катуик участвуют маломощные потоки афировых базальтов. Возраст вулканогенных образований острова по К-Аг датировкам базальтов моложе 0.6 млн лет [3]. Кроме того, большая часть вулканических образований о. Фу-Куй с несогласием перекрыта пологозалегающим «плащом» красновато-бурых рыхлых либо слабо литифицированных разнотерристых песчаных пород мощностью не более 2–3 м.

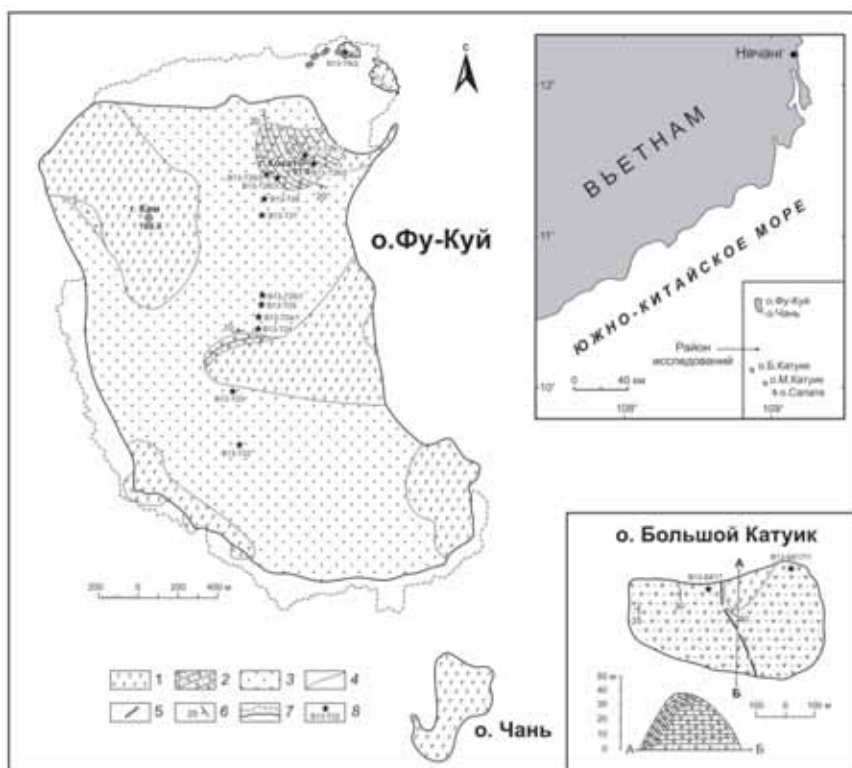


Рисунок. Расположение ареальной вулканической зоны Фу-Куй – Катуик на шельфе Южно-Китайского моря и схематические геологические карты островов Фу-Куй, Чань и Большой Катуик: 1 – базальты; 2 – туфы и пачки их переслаивания; 3 – песчаные породы; 4 – условные геологические границы; 5 – линия углового несогласия; 6 – элементы залегания; 7 – береговая линия и линия распространения коралловых рифов; 8 – места отбора проб и их номера.

Песчаные породы о. Фу-Куй от мелко- до крупнозернистых, хорошо сортированы и окатаны. По пороодообразующим компонентам относятся к аркозам (кварца 58–65%, полевых шпатов 20–26%, обломков кислых интрузивных и метаморфических пород до 18%). В тяжелой фракции главными являются минералы сиалической ассоциации (до 95%): циркон, турмалин, гранат, сфен, рутил, ильменит, лейкоксен, апатит, дистен, анатаз, силлиманит, ставролит, андалузит и брукит. Типоморфные особенности цирконов, высокие содержания ильменита и лейкоксена, анализ соотношений ассоциаций тяжелых минералов, а также микрохимические особенности обломочных гранатов свидетельствуют, что основным источником обломочного вещества была размывавшаяся пассивная континентальная окраина, сложенная кислыми изверженными и метаморфическими породами амфиболитовой и даже эклогитовой фаций метаморфизма. Влияние вулканических источников на седиментацию было крайне незначительным. По литохимическим особенностям песчаники близки к изверженным породам риолит-гранитного ряда и относятся к субаркозам. Они характеризуются высокой химической зрелостью, значительной степенью гидродинамической сортировки, а также преобладающей ролью в их составе сиалической кластики. Генетическая интерпретация химического состава свидетельствует, что основными источниками кластики были кислые интрузивные и метаморфические породы зрелой континентальной земной коры, а обстановки седиментации в областях питания соответствуют пассивным континентальным окраинам. По содержанию РЗЭ песчаные породы характеризуются умеренно фракционированными спектрами распределения с невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ($[La/Yb]_n = 7.3-8.7$), а также отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.60-0.73$). По сравнению с PAAS они обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (от 2 до 5 раз). Анализ уровней концентраций и характера распределения редки элементов и их соотношений в песчаных породах подтверждает вывод об их формировании за счет разрушения кислых изверженных пород, слагавших зрелую континентальную кору, а обстановки в областях питания соответствуют пассивным континентальным окраинам.

Туфы всех изученных островов от крупноалевритовых до среднеспефитовых. Обломки обычно угловатые и угловато-окатанные. По составу преобладают литокластические и витрокластические разности, реже встречаются кристаллокластические. Обломки представлены базальтами и туфами. Стекло обычно желтоватое, иногда бурое, пузыристое либо волокнистое. Среди минералов пороодообразующими являются плагиоклазы, оливин и пироксены. В туфах о. Фу-Куй довольно часто встречаются угловатые и угловато-окатанные зерна кварца. Плохая сортированность и окатанность пирокластики, обычная градационная слоистость отложений, а также присутствие трещин усыхания на плоскостях напластования, свидетельствует о

накоплении пород в субаэральных условиях вблизи от вулканического источника. В туфах среди тяжелых минералов господствует оливин (до 99%), гораздо меньше пироксенов, магнетита, амфиболов, хромита и эпидота. Оливины по составу отвечают форстериту и гортонолиту и идентичны минералам из базальтов о. Фу-Куй и подводного вулкана Иль-де-Сандр [3]. По химическому составу туфы о. Фу-Куй и островов Катуик имеют как сходство, так и различия. Для всех них характерны примерно равные и невысокие содержание TiO_2 , Al_2O_3 , FeO и K_2O . Вместе с тем, в туфах о. Фу-Куй значительно больше SiO_2 , меньше Fe_2O_3 , MgO и Na_2O . Кроме того, в них заметны различия в значениях большинства модулей. Различия связаны с присутствием в породах о. Фу-Куй примеси ксеногенного кварца, а также воздушной дифференциацией пирокластики при переносе, что приводит к возрастанию в конечном продукте доли стекла, содержания MgO и суммы щелочей и уменьшению содержания SiO_2 [7]. При сопоставлении составов туфов и вулканитов Вьетнама [8] выявляется их близость к разв�тым в этой зоне базальтам трахибазальт-трахитовой и щелочно-базальтовой серий. Содержания редких и редкоземельных элементов в туфах близки. Они характеризуются однотипными фракционированными спектрами распределения с довольно высоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ($[\text{La/Yb}]_n=12.83-16.0$), а также слабо выраженной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^*=0.77-0.98$). Такой тип распределения весьма сходен с характером распределения РЗЭ в базальтах острова Фу-Куй и подводного вулкана Иль-де-Сандр, которые имеют внутриплитные характеристики и связаны с существующими здесь обстановками растяжения [8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колосков А.В., Рашидов В.А., Гатинский Ю.Г. и др. Исследования вулканизма шельфовой зоны Вьетнама морскими, наземными и спутниковыми методами // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: Изд-во фонда «Наука для Камчатки», 2003. С. 9–15.
2. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Новые сведения об особенностях проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Южно-Китайского моря по данным гидромагнитной съемки // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 80–85.
3. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
4. Бондаренко В.И., Надежный А.М. Основные черты строения и морфологии вулканической зоны и отдельных подводных вулканов в районе островов Катуик – Фу-Куй на шельфе Вьетнама по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 34–43.
5. Беммелен Р.В. Геология Индонезии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1957. 394 с.
6. Patte E. Description de l'île des Cendres, volcan apparu au large de la cote d'Annam (1923) // Bull. Volcanol. Napoli. 1925. V. 2. P. 162–172.

7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
8. Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм Юго-Востока Азии // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 389–420.

The authors analyzed the elemental composition of sedimentary and volcano-genic-sedimentary rocks of the volcanic zone on Vietnam Shelf. Based on data, the authors conclude with composition of source area, conditions and settings of sediment formation.

**Мирлин Е.Г.¹, Миронов Ю.В.¹, Родкин М.В.²,
Чесалова Е.И.¹**

(¹Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: egmmir@gmail.com; ²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, e-mail: rodkin@mitp.ru)

Разноранговые внутриплитные подводные горы северо-западной части Тихого океана: параметры, пространственное распределение, геохимия вулканитов, возможная природа вулканизма

Mirlin E.G.¹, Mironov Yu.V.¹, Rodkin M.V.², Chesalova E.I.¹

(¹Vernadsky state geological museum RAS, Moscow; ²Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Moscow)

The multi-scale intraplate seamounts in the north-western Pacific Ocean: the parameters, spatial distribution, geochemistry of volcanics, possible nature of volcanism

Ключевые слова: подводные горы, кластерный анализ, вулканизм, изотопная гетерогенность, неравновесная геофизическая среда

1. Составлена база данных по подводным горам северо-западной части Тихого океана, включающая в себя параметры 1995 гор: относительная высота, площадь и периметр основания, объем, степень изометрии, возраст горных пород, слагающих гору (если имеется). На основе этой базы определены статистические характеристики подводных гор: функции распределения числа подводных гор в зависимости от их радиуса и объема, составлены схемы распределения числа гор и суммарного объема подводных гор по площади, а также другие количественные параметры их пространственного распределения.

2. На основе проведенного анализа и сопоставления с особенностями строения дна северо-западной части Тихого океана выявлена широкая полоса скопления подводных гор северо-западного простираения. В эту полосу входят горы, относящиеся к крупным положительным структурным элементам дна: поднятие Маркус-Уэйк, Магеллановы горы, поднятие Мид-Пасифик, Маршалловы острова, поднятие Гильберта. В пределах данной полосы горы характеризуются наибольшим объемом и группируются вдоль дугообразных и спиралевидных в плане структур. Обобщение литературных данных о закономерностях пространственно-временного расположения подводных гор относительно гребней срединно-океанских хребтов на основе методики оценки эластической мощности литосферы показало, что в пределах выявленной полосы скопления подводных гор доминируют те

из них, которые были сформированы вне осевых зон и флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия и других спрединговых структур.

3. На основе многомерного кластерного анализа данных по Sr-Nd-Pb изотопному составу вулканитов (1860 анализов) и ГИС-технологий была изучена их систематика и составлена схема изотопной гетерогенности внутриплитных структур Тихого океана. Показано, что широкая полоса скоплений подводных гор в северо-западной части Тихого океана отличается максимальной степенью изотопной гетерогенности и широким распространением вулканитов, обогащенных веществом континентальной коры (возможно, за счет ассимиляции осадков, снесенных с континента).

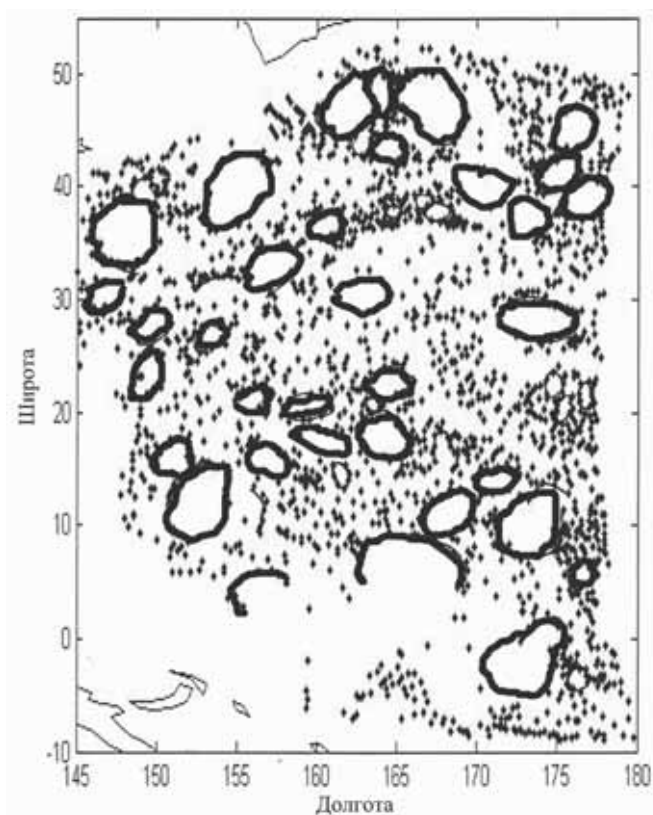


Рисунок 1. «Окна» в распределении внутриплитных вулканических подводных гор.

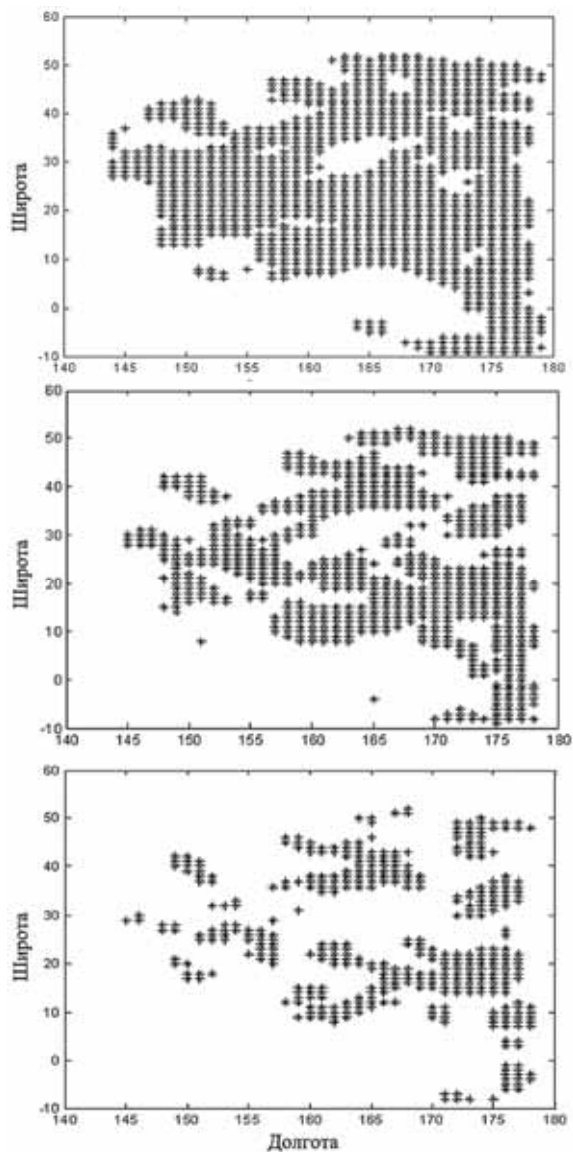


Рисунок 2. Примеры кластеризации плотности расположения числа подводных гор. Показаны схемы кластеризации, отвечающие нормированным значениям осредненной плотности 0,3, 0,4 и 0,5 соответственно.

4. Анализ пространственного распределения подводных гор показал, что в пределах выделенной полосы, наряду с районами, где число гор максимально, имеются районы, где их число минимально, либо они вообще отсутствуют (рис. 1). Аналогичный результат получен и при количественных оценках особенностей пространственного распределения гор, а именно при проведении кластерного анализа распределения гор в пространстве (рис. 2). Такого рода «окна» в распределении гор имеют в плане форму, близкую к кольцевой. Неоднородность в пространственном распределении подводных гор находит отражение в весьма пестром изотопно-геохимическом составе слагающих их вулканитов, что может обусловить различие в составе развитых на горах кобальтоносных марганцевых корок.

5. На основе совокупности полученных результатов выдвинуто предположение, согласно которому природа очагов расплава, питающих внутриплитные подводные вулканы, обусловлена как подлитосферными, так и внутрилитосферными источниками. Природа последних может быть, по крайней мере, частично связана с диссипацией энергии, заключенной в самом слое литосферы. Данная гипотеза отвечает концепции строения геофизической среды, предложенной отечественными исследователями: согласно ей она представляет неравновесную диссипативную энергонасыщенную систему, в которой происходит диссипация (рассеивание) энергии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №23 «Фундаментальные проблемы океанологии», проект 8.4.

Compiled database seamounts north-west Pacific includes the parameters of 1995 seamounts: the height, area and perimeter of the base, volume, the age of composing rocks (if available). On the basis of the statistical analysis reveal the areas of congestion and lack of the seamounts. The latter have a plan shape similar to a ring. These data suggest that the magma chambers may occur due to the dissipation of the energy contained in the lithosphere.

Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В.

(Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,
e-mail: egmmir@gmail.com)

Роль вихревого движения в геодинамике Эгейского моря

Mirlin E.G., Mironov Yu.V.

(Vernadsky state geological museum RAS, Moscow)

The role of the vortex motions in the Aegean Sea geodynamics

Ключевые слова: вихревое движение, геодинамика, магматизм, спрединг, задуговой бассейны

В Восточном Средиземноморье вектора движения плит, определенные с помощью глобальной системы позиционирования GPS, в совокупности образуют форму, близкую к вихрю (рис. 1). Мы поставили задачу рассмотреть геодинамику Эгейского моря на основе развиваемых в последние годы представлений о вихревых движениях в «твердых» оболочках Земли [1, 2].



Рисунок 1. Литосферные плиты и основные структурные элементы Восточного Средиземноморья: 1 – генеральное направление движения плит и блоков; 2 – сбросы и сдвиги, 3 – надвиги; 4 – зоны конвергенции плит; 5 – массив Киклады, разделяющий северо-восточную (I) и юго-западную (II) области Эгейского моря (по [3] с изменениями).

Признаки вихревых движений в геодинамике Эгейского моря сопоставлены с признаками таких движений в котловине Вудларк (зона сочленения Евразии с Тихим океаном), где они ранее уже были установлены достаточно четко.

В строении Эгейского моря выделяются юго-западная (Критское море) и северо-восточная области, которые разделены поднятием дна, увенчанном архипелагом Киклады с нормальной по мощности континентальной корой. Комплексный анализ геофизических данных по строению литосферы, а также данных по составу и возрасту магматических пород свидетельствует о формировании Эгейского моря как задугового бассейна за счет отката зоны субдукции в южном направлении и последующего рассредоточенного растяжения коры в тылу островной дуги [4, 5]. Результатом растяжения коры в Эгейском море было формирование ряда впадин в рельефе дна в обеих его областях (рис. 2), выявленных при частотном анализе рельефа, а также аномалий поля силы тяжести в Восточном Средиземноморье [6]. Глубины впадин (относительно среднего уровня поверхности морского

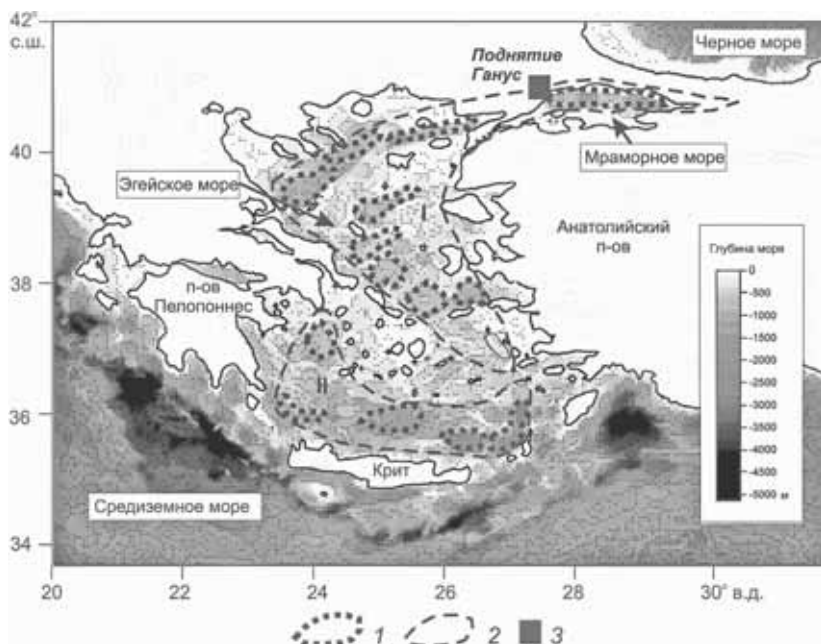


Рисунок 2. Впадины (троги) в подводном рельефе Эгейского и Мраморного морей, образовавшиеся в результате растяжения коры: 1 – границы впадин, 2 – генерализованные контуры северо-восточной области Эгейского моря и Мраморного моря (I) и юго-западной области Эгейского моря (II), 3 – поднятие Ганус.

дна) составляют 200–300 и более метров. Всем впадинам, включая Мраморное море, соответствуют выступы поверхности Мохо, что указывает на существенное сокращение мощности земной коры в их пределах, а местами и на ее разрыв.

Плановая геометрия впадин в подводном рельефе Эгейского моря меняется в различных его частях. В южной части моря впадины имеют почти изометричную, а в северной части – удлинненную форму, близкую к параллелограмму, в силу чего часто именуются трогами. К этой же системе трогов принадлежит и трог Мраморного моря. Локальные впадины, имеющие угловатую форму, «вложены» в вихреподобную в плане фигуру. Сходная «вложенность» отдельных сегментов в округлые генеральные вихреподобные очертания свойственна котловине Вудларк. Различие плановой геометрии впадин в различных частях задугового бассейна указывает на изменение соотношения раздвиговой и сдвиговой компонент (рис. 3). Оно связано

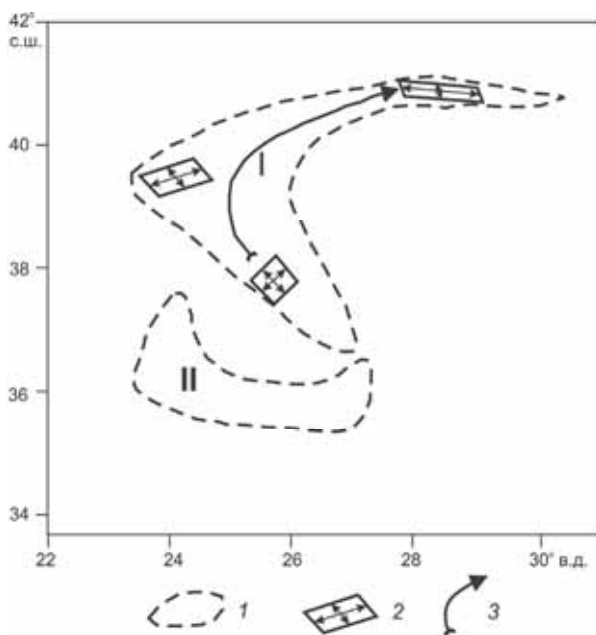


Рисунок 3. Геодинамическое истолкование изменения плановой геометрии впадин в пределах северо-восточной области Эгейского моря и Мраморного моря. 1 – генерализованные контуры северо-восточной области Эгейского моря и Мраморного моря (I) и юго-западной области Эгейского моря (II), 2 – диаграммы, показывающие соотношение векторов растяжения и сдвига в пределах впадин, 3 – предполагаемое продвижение оси растяжения.

с тем, что составляющая растяжения континентальной литосферы, обусловленная вихревой компонентой, включала в себя продвижение (пропагеттинг) оси растяжения в северо-восточном направлении, уменьшение его скорости и закручивание оси по часовой стрелке.

В результате компонента сдвига почти равна компоненте растяжения в юго-восточной части вихреподобной структуры и резко возрастает в ее северо-восточной части. Смена геодинамической обстановки приводит к тому, что впадина Мраморного моря, располагающаяся в зоне почти максимального закручивания вихревой структуры, представляет собой впадину типа пулл-апарт. Вихреподобная геометрия и различие плановой геометрии трогов в разных частях юго-западной области Эгейского моря (Критской котловины) также могут свидетельствовать о присутствии вихревой компоненты растяжения. Однако исходных данных пока недостаточно, чтобы восстановить ее кинематику.

Еще одним признаком вихревого движения является факт присутствия сжимающих напряжений в зоне наибольшего закручивания вихреподобной структуры в северо-восточной области Эгейского моря. Эта зона располагается несколько восточнее района сочленения Северо-Анатолийского разлома с восточным заливом Мраморного моря, где в очагах землетрясений установлены сжимающие напряжения [7]. С напряжениями сжатия в зоне замыкания вихря обусловлено и относительно недавнее и быстрое поднятие фундамента на северо-западном борту впадины Мраморного моря – поднятие Ганус [8] (рис. 2). К востоку от данного поднятия в пределах самого моря доминирует напряжение растяжения со сдвиговой компонентой [9].

Таким образом, наряду с наличием вращательно-вихревых движений в пределах Анатолийской плиты, установленным непосредственно по данным спутниковой геодезии GPS, имеется целый ряд указаний на присутствие вихревой компоненты в геодинамике раскрытия северо-восточной области Эгейского моря, которая в современную эпоху оказывает влияние и на формирование Мраморного моря.

Проведенный анализ позволяет сделать два взаимосвязанных вывода:

- В геодинамике Эгейского моря присутствуют признаки вихревого движения. Это означает, что вихревая компонента движения плит в задуговых бассейнах присутствует как на стадии спрединга (котловина Вудларк), так и на ранней стадии растяжения континентальной литосферы (Эгейское море).

- Хотя Эгейское и Мраморное моря рассматриваются как самостоятельные географические объекты, впадины в пределах Эгейского моря и впадина Мраморного моря образуют единую геодинамическую систему, сформированную в результате сочетания раздвиговых и сдвиговых напряжений под воздействием вихревой компоненты движения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №23 «Фундаментальные проблемы океанологии», проект 8.4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мирлин Е.Г. Вихревая тектоника // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 426. № 5. С. 649–652.
2. Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В., Углов Б.Д. Литосфера как нелинейная система: проблемы динамики зон сочленения океан-континент // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей / Под ред. С.М. Шаповалова. М.: Научныймир, 2010. С. 255–279.
3. OrhanTatar, FatihPoyraz, HalilGürsoyet al. Crustal deformation and kinematics of the Eastern Part of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) from GPS measurements // Tectonophysics. 2012. V. 518–521. P. 55–62.
4. Agostini S., Doglioni C., Innocenti F. et al. On the geodynamics of the Aegean rift // Tectonophysics. 2010. V. 488. № 1–4. P. 7–21.
5. Jolivet L., Claudio Faccenna C., Lacombe <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195112003198> - af0030 O. et al. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat // Tectonophysics. 2013 .V. 597–598. P. 1–33.
6. Углов Б.Д., Мирлин Е.Г. Геодинамика Восточного Средиземноморья в свете новых данных о латеральной неоднородности литосферы // Отечественная геология. 2013. Вып. 6. С. 71–79.
7. Nyst M., Thatcher W. New constrains on the active tectonic deformation of the Aegean // Journal of Geophysical Research. 2004. V. 109. № B11. P. 115–147.
8. Okay A.I., Tuysuz O., Kaya S. From transpression to transtension: changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region // Tectonophysics. 2004. V. 391. № 1–4. P.259–282.
9. Facenna C., Bellier O., Martinod J. et al. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault // Earth Planet. Sci. Letters. 2006. V. 242. № 1–2. P. 85–97.

The geodynamics of the Aegean Sea is considered on the basis of the concept of vortex motions in the solid Earth. The present signs of vortex motion are rounded vortexlike contours of the back-arc basin, change of the geometry of the local basins as a consequence of the combined effects of stretch and shear components, presence of compressive stresses in the closure of the vortex structure.

Палечек Т.Н., Моисеев А.В.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: tpalechek@yandex.ru)

**Тектоно-стратиграфические комплексы западной части
Корякского нагорья (р-н Усть-Бельских гор): строение,
возраст и состав**

Palechek T.N., Moiseev A.V.

(Geological Institute of RAS, Moscow)

**Tectono-stratigraphic complexes of the western part of the
Koryak Upland (Ust'-Bel'sky Mountains): their structure,
age and composition**

Ключевые слова: тектоностратиграфия, радиоларии, верхняя юра – нижний мел, Алганский террейн, Корякское нагорье

Корякское нагорье является гигантской покровно-складчатой структурой, образованной в результате периокеанической аккреции к Азиатскому континенту различных в геодинамическом отношении комплексов [1, 2]. Район исследований расположен в восточной части Усть-Бельского региона Западно-Корякской складчатой системы, где широко развиты средне-мезозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные породы. В северной части нагорья подобные образования объединены в алганскую (ранее пекульневемскую) свиту и чирынайскую серию [3–7]. Область их распространения соответствует Алганской и Майницкой структурно-формационным зонам [2, 3, 8, 9], позже выделенным в одноименные террейны [1, 10]. Большинство исследователей возраст алганской свиты и чирынайской серии рассматривался как позднеюрско-раннемеловой. Детальное изучение отдельных участков позволило выделить несколько различных структурно-вещественных комплексов и продемонстрировать участие мезозойских комплексов в многочисленных покровно-надвиговых дислокациях [11–13].

В работе рассматриваются результаты изучения тектоностратиграфических разрезов юрско-меловых отложений западной части Корякского нагорья, района Усть-Бельских гор. Коллекция образцов кремнисто-терригенных пород из различных тектоно-стратиграфических комплексов была собрана в ходе тематических А.В.Моисеевым (ГИН РАН, г.Москва) и геолого-съёмочных работ ГДП-200 И.В.Гульпа (ОАО «Георегион», г.Анадырь) [14].

Усть-Бельские горы расположены на правом берегу крупной излучины среднего течения р. Анадырь, где обнажаются разновозрастные породы, входящие в состав различных покровов. В западной части выделяется аллохтонный комплекс, куда включены породы от раннего докембрия до среднего мезозоя [15–19]. Восточнее бассейна р. Левая Маврина, широко

развиты вулканогенно-кремнисто-терригенные породы, часть из них включена в состав параавтохтона, преимущественно это породы алганской свиты. Другая часть, существенно терригенная, отнесена к породам неоавтохтона (перекатнинская свита).

Алганская свита

Породы алганской свиты разбиты на ряд пластин, разделенных серпентинитовым меланжем. На основании различий литологических характеристик и вещественного состава можно выделить несколько комплексов: *вулканогенно-кремнистый*, *вулканогенно-туфотерригенный*, *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный* и *туфотерригенный*. Породы всех комплексов интенсивно катаклазированы и изменены. Из различных частей тектоностратиграфических комплексов были выделены радиолярии удовлетворительной сохранности кимеридж-титон-берриасского возраста.

Перекатнинская свита

Отложения перекатнинской свиты представлены туфогенными песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами и туффитами. Полевое и петрографическое [20] (неопубликованный материал) изучение туфотерригенных пород алганской и перекатнинской свит показывают их сходство. Зоны контакта между перекатнинской и алганской свитами задернованы. Несогласные контакты, описанные предшественниками [21] соответствуют, как правило, выходам конгломератов, гравелитов и гравелитистых песчаников, принимавшихся, вероятно, за базальные. Характерной особенностью перекатнинской свиты является присутствие в составе её отложений бордовых, вишнёво-коричневых кремней и базальтоидов. Из кремнистых пород, относимых к перекатнинской свите были также получены кимеридж-титонские и берриасские радиолярии.

Радиоляриевый анализ

Ранее из кремнисто-терригенных отложений, относимых к различным тектоно-стратиграфическим комплексам бассейна р. Перевальная, нами были выделены бат-кимериджские радиолярии, а также позднеааленские – позднебатские радиолярии в кимеридж–титонском матриксе [12]. Наши исследования были продолжены, что позволило выделить и изучить представительные хорошей сохранности коллекции кимеридж-титон- берриасских радиолярий.

Основные черты изученных позднеюрско-раннемеловых ассоциаций Корякии: обилие и разнообразие представителей родов *Parvicingula* и *Praeparvicingula* при редком присутствии в единичных образцах пантанеллид; небольшой процент спумеллярий при преобладании населлярий; обилие скрытоцефалотораксических форм; отсутствие тетических таксонов, таких как *Mirifusus* и *Ristola*, а также *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol); присутствие *Nassellarians* с большим морфологическим разнообразием, чем *Spumellarians*.

Выводы

В результате исследований был установлен возраст ряда тектоно-стратиграфических комплексов, сделаны выводы об условиях осадконакопления, для большинства комплексов проведена реконструкция первичных взаимоотношений. Данные радиоляриевого анализа были учтены при составлении геологической карты 1:2000000 масштаба и объяснительной записке к ней [14]. Изучение позднелюрско-раннемеловых радиолярий района Усть-Бельских гор позволило установить новые кимеридж-титонскую и берриасскую ассоциации радиолярий.

Авторы искренне признательны сотрудникам ОАО «Георегион» (г.Анадырь) за предоставленную возможность участия в полевых работах и использовании материала. *Работа выполнена при финансовой поддержке программы Государственной поддержки Ведущих научных школ НШ-2981.2014.5.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
2. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
3. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 107 с.
4. Кайгородцев Г.Г. Офиолитовые формации хребта Пекульней // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1961. Вып. 15. С. 93–104.
5. Кальянов В.Г., Беязцкая Б.П. Отчет о работе Верхне-Коначанской геологической партии м-ба 1:200 000 за 1961 г. Анадырь, 1961.
6. Терехова Г.П. Отчет по теме “Биостратиграфия сеноман-туронских отложений северо-восточной части Корякского нагорья для целей крупномасштабного картирования” за 1985–1987 гг. Магадан, 1987.
7. Шмакин В.Б. Литология верхнемезозойских кремнево-терригенных отложений Севера Корякского нагорья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук М.: 1988. 16 с.
8. Зинкевич В.П. Тектоника Ваежско-Алганской и Великореченско-Рарыткинской зон Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 106–136.
9. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70–106.
10. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
11. Вишневская В.С., Н.И. Филатова. Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеан. Геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 16–43.
12. Палечек Т. Н., Моисеев А.В, Соколов С.Д. Новые данные о строении и возрасте юрско-нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная,

- Корякское нагорье, Чукотка). // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 43–60.
13. Филатова Н.И., Вишневская В.С. Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-западного континентального обрамления Тихого океана // Доклады Академии Наук. 1992. Т. 323. № 4. С. 734–740.
 14. Гульпа И. В. Объяснительная записка к Геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000. Корякская серия. Лист Q-59-XXIX, XXX (Отроженская площадь). СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.
 15. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
 16. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия. 2012. № 1. С. 48–59.
 17. Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. Строение, состав и возраст вулканогенно-осадочного комплекса Отроженской пластины Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области // Геотектоника, 2014. № 3. С. 30–49.
 18. Паланджян С.А. Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // Литосфера. 2010. № 5. С. 3–19.
 19. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона. Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.
 20. Войчик И.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д. Восстановление условий образования пород перекатинской свиты // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов перспективных на нефть и газ. XLIV Тектоническое совещание. М. ГЕОС, 2012. С. 75–78.
 21. Захаров В.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX. Москва, 1980.

New evidence on the age, composition and structure of the western part of the Koryak Upland (Ust'-Bel'sky Mountains) tectono-stratigraphic complexes are presented. The Kimeridgian-Tithonian and Berriassian radiolarian assemblages were described.

Пальшин Р.А., Алексеев Д.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: Palshin@ocean.ru)

Глубинная электропроводность как индикатор флюидного режима в зонах субдукции

Palshin N.A., Alekseev D.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Deep electrical conductivity as an indicator of fluid regime in subduction zones

Ключевые слова: электропроводность, зона субдукции, флюиды

Понимание происходящих в зонах субдукции процессов является ключевым при построении тектонических моделей оболочек Земли, а также моделей конвекции верхней мантии. Погружающаяся океанская плита может нести с собой большое количество флюидов (в первую очередь воды), которые, проникая на большие глубины вплоть до переходной зоны мантии, в значительной степени определяют процессы частичного плавления, реологические свойства пород и т.д.

Электромагнитные методы, в основе которых лежит скин-эффект, в том числе магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) зондирования, позволяют изучать распределение электропроводности в коре и верхней мантии Земли. Интерпретация данных о глубинной электропроводности, в свою очередь, позволяет оценивать, температуру и содержание различных примесей, контролирующих проводимость: в первую очередь содержание флюидов.

Важно отметить, что эти оценки независимы от традиционно используемых оценок, получаемых сейсмическими методами, поскольку зависимость электропроводности от физических свойств пород основаны на отличных от поведения упругих волн физических принципах.

Распределение электропроводности в Земле можно представить состоящей из трех частей [1]: (1) фоновое распределения электропроводности, зависящее только от глубины, (2) крупных аномалии электропроводности, чаще всего зоны повышенных значений и (3) электропроводность приповерхностного слоя, в который входит земная кора с ее осадочными бассейнами, а также моря и океаны.

Электропроводность верхней мантии Земли характеризуется ростом с глубиной от величин порядка 10^3 – 10^4 См/м или даже меньше в самой ее верхней «холодной» части на глубинах до 50–80 км до единиц См/м на кровле нижней мантии. Электрические свойства мантийных пород определяются главным образом термодинамическими условиями. Породы, составляющие верхнюю мантию, в «чистом» виде (без каких-либо примесей),

представляют собой полупроводники, и их электропроводность описывается соотношением Аррениуса: проводимость пропорциональна произведению количества свободных зарядов на их подвижность. Причем, литологический состав мантии влияет на электропроводность «чистых» мантийных пород слабо.

В 1990 г. был предложен дополнительный механизм, объясняющий повышенную электропроводность оливинов – диффузию ионов водорода [2]. В этом случае электропроводность описывается уравнение Нернста-Эйнштейна и существенно зависит содержания воды в породе. Этот результат затем был подтвержден большим количеством исследований [3–5]. Для оливиновых базальтов верхней мантии этот механизм является основным в диапазоне температур от 600°C до 1200°C. С ростом температуры начинает дополнительно действовать поляронный механизм, а затем еще и ионный (рис. 1).

Изменились представления о природе астеносферы: в отсутствии воды термодинамические условия в верхней мантии большинства регионов Земли не допускают частичного плавления (кривая «сухого» солидуса оливинов не пересекает геотерму), в то время как присутствие даже небольшого количества воды существенно понижает солидус оливинов. Основной причиной образования зон частичного плавления в верхней мантии, очевидно, является совместное действие температуры и избыточного содержания воды, приводящее к понижению температуры плавления мантийных пород [6].

Таким образом, наличие или отсутствие воды (свободных протонов) в верхней мантии является основным фактором, определяющим электропроводность. Иначе говоря, электропроводность оказывается основным параметром позволяющим оценивать количество воды в мантии, поскольку сейсмические параметры (скорость поперечных волн и др.) определяются, кроме температуры, одновременно еще несколькими параметрами, в первую очередь, минеральным составом, тогда как к влиянию воды они не столь чувствительны [7].

На рис. 2 приведены зависимости электропроводности оливина от обратной температуры для различных значений содержания воды, полученные по результатам лабораторных измерений [4].

Исследования последних лет свидетельствуют о том, что ответственным на наблюдаемую латеральную изменчивость электропроводности верхней мантии является содержание воды, поскольку, в отличие от температуры и давления, содержание воды может варьировать в широких пределах. Кроме того, повышенное содержание воды существенно понижает солидус мантийных пород, что вызывает, так называемое, «влажное» частичное плавление.

Влияние содержания воды уменьшается с ростом температуры и давления по мере того, как поляронный и ионный механизмы становятся определяющими, сменяя протонный, доминирующий в диапазоне температур

примерно от 600 до 1200°C. Предполагается, что фазовые переходы оливина в переходной зоне мантии являются причиной скачкообразного увеличения электропроводности, особенно на глубине 410 км соответствующей фазовому переходу оливина в вадслеит.

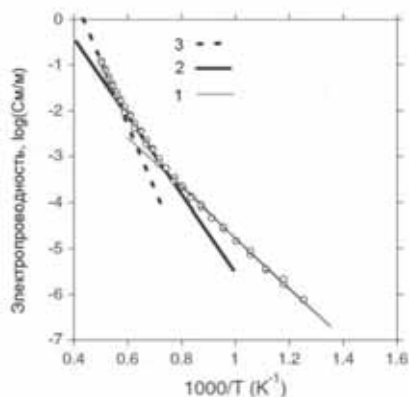


Рисунок 1. Зависимость электропроводности мантийных пород от обратной температуры. Схематически показаны три механизма электропроводности: 1 – протонный, 2 – поляронный и 3 – ионный.

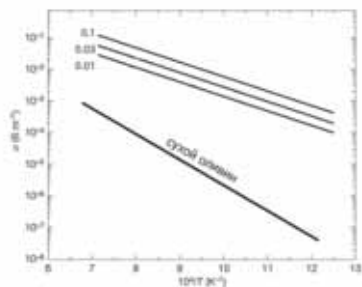


Рисунок 2. Зависимость электропроводности оливина от содержания воды по данным лабораторных измерений. Цифры у кривых обозначают весовое содержание воды в процентах.

В качестве примера рассмотрим погружение Тихоокеанской плиты под Евроазиатскую. Этот регион включает северо-восточную Азию, дальневосточные внутренние моря и северо-западную часть Тихого океана и относится к наиболее тектонически активным регионам на Земле. Он характеризуется восточным «разбеганием» относительно небольших Амурской и Охотоморской микроплит (северо-восточная часть Евроазиатской плиты), которое вызвано, по мнению Л.П.Зонешайна, столкновением Индии и Евразии [8].

Подвижность микроплит позволяет предполагать наличие в верхней мантии региона хорошо развитой астеносферы, в которой следует ожидать частичного плавления. Гипотетическим процессом, объясняющим эти тектонические особенности региона, является модель крупномасштабной циркуляции воды, в которой ключевую роль в динамике играет субдукция океанских плит под Евразию. Механизм субдукции обеспечивает процесс постоянного переноса воды из океанской литосферы под Евроазиатскую плиту. Часть влаги отжимается в аккреционной призме, другая часть участвует в гидратации пород на глубинах 30–40 км, еще одна часть обеспечивает

«влажное» плавление пород и островодужный вулканизм и, наконец, часть воды попадет в переходную зону мантии.

Согласно модели большого мантийного клина (рис. 3) повышенным содержанием флюидов (воды) в верхней мантии Амурской плиты объясняется повышенная внутриплитовая сейсмичность и наличие четвертичного вулканизма в центральной части плиты [9].

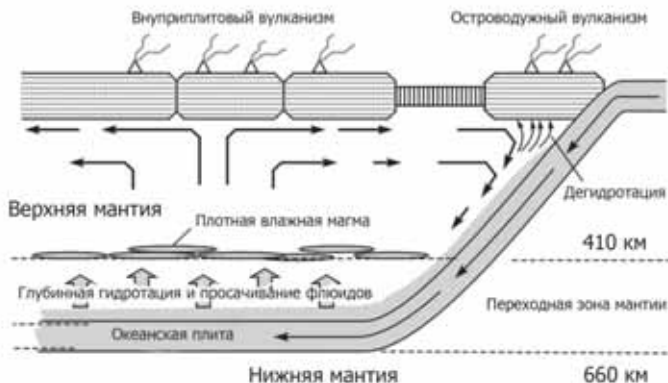


Рисунок 3. Модель большого мантийного клина [9].

Для зон субдукции характерным является наличие субвертикальных разломных зон. Такие разломные зоны существуют как в пределах фронтальных частей островных дуг, так и зоне погружения океанской плиты (outer rise). Существование этих разломных зон подтверждается комплексом геофизических исследований, в том числе – ЭМ зондированиями.

Процесс образования глубинных разломов, параллельных островным дугам играет ключевую роль во флюидном конвейере, позволяя океанской воде проникать глубоко в субдуцирующую плиту, где флюиды химически связываются вмещающими породами. Часть этих флюидов достигает переходной зоны мантии, что и определяет внутриплитовую активизацию континентальной окраины Евразии.

Многолетние исследования электропроводности верхней мантии северо-западной части Тихого океана японскими геофизиками [10] свидетельствуют о существенном различии электропроводности верхней мантии Тихоокеанской плиты и континентальных плит (Охотоморской и Амурской): океанская плита характеризуется существенно меньшей электропроводностью. Также, значительно более высокой электропроводностью характеризуется также и Филиппинская плита.

В настоящее время в рамках российско-японского проекта РФФИ №14-

05-92106 проводятся дополнительные исследования особенностей глубинной электропроводности Приморья [11]. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта 14-05-92106-ЯФ_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пальшин Н.А., Алексеев Д.А. Особенности глубинной электропроводности в зоне перехода от Евразии к Тихому океану // Физика Земли. 2015 (в печати).
2. Karato, S. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle // Nature. 1990. V. 347. P. 272–273.
3. HuangX., Xu Y., Karato S. Water content in the transition zone from electrical conductivity of wadsleyite and ringwoodite // Nature. 2005. V. 434. P. 746–749.
4. Wang D., Mookherjee M., Xu Y., Karato S. The effect of water on the electrical conductivity of olivine // Nature. 2006. V. 443. P. 977–980.
5. Yoshino T, Matsuzaki T, Yamashita S, Katsura T. Hydrous olivine unable to account for conductivity anomaly at the top of the asthenosphere // Nature. 2006. V. 443. P.973–976.
6. Karato, S. On the origin of the asthenosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 321–322. P. 95–103.
7. Jones A.G., FulleaJ., EvansR.L., MullerM.R. Water in cratonic lithosphere: Calibrating laboratory determined models of electrical conductivity of mantle minerals using geophysical and petrological observations // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012. V. 13. P. 1–27.
8. Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics. 1981. V. 76. P. 1–45.
9. Ohtani E., Zhao D. The role of water in the deep upper mantle and transition zone: dehydration of stagnant slabs and its effects on the big mantle wedge // Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50. P. 1073–1078.
10. Shimizu H., Utada H., Baba K.et al. Three-dimensional imaging of electrical conductivity in the mantle transition zone beneath the North Pacific Ocean by a semi-global induction study // Phys. Earth Planet. Int. 2010. V. 183. P. 252–269.
11. Никифоров В.М., Шкарбня Г.Н., Пальшин Н.А. и др. Новые глубинные МТ зондирования в Приморье // Материалы VII Всероссийской школы –семинара им.М.Н.Бердичевского и Л.Л.Ваньяна (ЭМЗ-2015) 14–19 сентября 2015 г., Иркутск, оз. Байкал (залив Малое море, Куркутский залив).

Electrical conductivity of the mantle is determined by temperature and water content. Deep EM studies are an efficient instrument of studying the fluid distribution in subduction zones.

Попков В.И.

(ФГБОУ ВПО Кубанский государственный университет, Краснодар,
e-mail: geoskubsu@mail.ru)

Некоторые вопросы внутриплитной тектоники и геодинамики

Popkov V.I.

(Kuban State University, Krasnodar)

Some questions intraplate tectonics and geodynamics

Ключевые слова: литосферные плиты, тангенциальный смтресс, внутриплитные дислокации

В отличие от межплитных складчатых сооружений, где крупные шарьяжи и надвиги наглядно иллюстрируют ведущую роль тангенциального стресса в формировании их структуры, происхождение внутриплитных деформаций часто связывается с вертикальными движениями блоков фундамента. Однако накопленный к настоящему времени обширный геолого-геофизический материалы свидетельствует о широком развитии не только в фундаменте, но и в осадочном чехле литосферных плит дислокаций, образовавшихся под воздействием сил бокового сжатия. Существование таких структур доказано как в пределах разновозрастных континентальных платформ, так и океанских плит. Данной проблеме посвящены работы многих исследователей (Ю.В. Казанцев, М.А. Камалетдинов, М.Л. Копп, Ю.Г. Леонов, Ю.Н. Разницын и др.), в том числе и многочисленные работы автора [1–15 и др.].

Так, в работах [1–7 и др.] впервые было доказано широкое развитие складчато-надвиговых дислокаций в осадочном чехле запада Туранской плиты. Обнаружены целые области со сложным чешуйчато-надвиговым строением. Установлена приуроченность линейных платформенных антиклиналей к фронтальным частям надвигов и региональным сдвигам. Доказан длительный, импульсивный характер развития складчато-надвиговых дислокаций, происходящий в обстановке периодически повторяющегося горизонтального сжатия. Обосновано решающее значение сил бокового сжатия в формировании дислокаций в чехле молодой платформы в противовес бытовавшему представлению о приоритетности вертикальных блоковых подвижек в образовании платформенных складок. Закономерная приуроченность линейных антиклиналей к фронтальным зонам надвигов, зависимость морфологии складок от направления падения поверхностей разрывов, обуславливающая асимметричность их крыльев, совпадение времени активного роста поднятий и контролирующих разрывов указывают на то,

что надвиговые структуры являются первичными, а складчатые — вторичными, подчиненными надвиговым. Последующее качественное изменение формы залегания слоистых толщ в условиях возрастающего действия бокового сжатия приводит к формированию в лобовых частях тектонических пластин мощных зон приразломного сжатия. Сами разрывы в верхних частях разреза близвертикальны, с глубиной они выполаживаются, переходя в субгоризонтальные срывы.

Принадвиговые антиклинали развивались импульсивно и преимущественно за счет постседиментационных движений, что запечатлено в виде несогласий, перестроек структурного плана территории, смене осадочных формаций. В эти промежутки геологической истории, несмотря на их малую продолжительность, складчато-надвиговые дислокации набирают до 65–80% современной амплитуды. Между периодами активизации отмечаются паузы относительно тектонического покоя с постепенным замедлением, вплоть до полного прекращения, подвижек по надвигам и соответственно роста поднятий. Отражение многих складок и надвигов в современном ландшафте, а в ряде мест дислоцированность плиоцен-антропогеновых толщ в зонах разрывов, приуроченность к ним очагов землетрясений и сейсмодислокаций, свидетельствует о продолжающейся их жизни и в настоящее время.

В последующих работах было показано [6–11 и др.], что горизонтальным тектоническим движениям принадлежит определяющая роль в формировании структуры не только межплитных складчатых сооружений, но и внутренних областей молодых и древних платформ, а также океанических плит. Был сделан вывод, что литосферные плиты не являются абсолютно жесткими геологическими телами, а гораздо более тектонически мобильны, чем это предусматривалось в традиционных вариантах тектоники литосферных плит, что в процессе своего развития они периодически подвергаются воздействию тангенциального стресса, сопровождающегося сокращением их площади не только за счет поддвига, тектонического «сдвигания» (окраины плит), но и образования внутриплитных складчато-надвиговых дислокаций.

Сравнительный анализ морфологии внутриплитных деформаций бокового сжатия и дислокаций подвижных поясов позволил прийти к заключению о принципиальном подобии механизмов их формирования и, соответственно, о достаточно универсальном характере дислокационного процесса в земной коре, в основе которого лежат горизонтальные тектонические движения [6, 8, 10, 11 и др.].

Вполне естественно возникает вопрос об источниках тангенциального стресса, который неоднократно испытывают платформы в процессе своего развития. В качестве «генератора» сжатия, по мнению ряда исследователей, выступают смежные с платформой складчатые пояса, откуда в тело платформы передаются, постепенно затухая, напряжения. Эта закономерность,

как известно, была подмечена еще А.П. Карпинским, а затем развита Н.С. Шатским, который отмечал, что «влияние движений в Уральской складчатой области на движения платформы несомненно».

Позже в одной из своих работ Ю.М. Пушаровский (1969) заостряет внимание на явлениях передачи на большие расстояния в сторону платформы тектонических напряжений, «индуцированных процессами, протекающими в смежных геосинклинальных областях», в связи с чем им было введено понятие о резонансных структурах. Поддерживая эти взгляды, В.Е. Хаин (1986) указывал еще на один возможный источник напряжений — спрединг в прилегающих океанах, вызывающий компенсационное сжатие на кратонах. Нельзя, на наш взгляд, исключать и наличия местных — внутриплитных полей напряжений, ответственных за образование складчато-надвиговых дислокаций.

Несомненно, что процессы сжатия в складчатых областях, на континентальных платформах и океанских плитах являются следствием более общих причин, формирующих глобальную структуру литосферы. Наиболее вероятной причиной возникающих напряжений в верхних слоях литосферы могут служить конвективные течения в мантии, реальность существования которых признается многими геофизиками и геологами. Возникающие при этом напряжения способны приводить как к расколу литосферы с образованием рифтовых систем или даже океанов, так и к формированию межплитных и внутриплитных деформаций [6–8 и др.]. Возможно также участие ротационных сил, «плюмовой» тектоники и других процессов.

В предыдущих работах автора [11–15 и др.] было показано, что в зонах внутриплитных дислокаций происходит разрядка глобальных и региональных тектонических напряжений, обуславливающая их высокую сейсмическую активность, локализуется высвобождение значительной части механической энергии, осуществляется ее переход в тепловую, резко ускоряются процессы массопереноса на фоне относительно стабильных смежных участков плит. Высвобождение тепловой энергии, стресс-метаморфизм, тектоно-динамические процессы, происходящие в высокоомобильных площадях, в т.ч. в зонах внутриплитных складчато-надвиговых дислокаций, и носящие импульсивный непрерывно-прерывистый характер, сопровождаются резким увеличением скорости и масштабов генерации углеводородов (УВ), их выделением в свободную фазу, многократно активизируют процессы вертикальной и латеральной миграции флюидов, приводя к формированию зон АВПД и внедрению УВ в коллектора-ловушки. В пределах таких зон формируется самый разнообразный спектр ловушек УВ, повышается их плотность, емкостные параметры, что, с учетом вышеизложенного, предопределяет высокую концентрацию и плотность запасов УВ-сырья.

Таким образом, многолетние исследования тектоники и геодинамики нефтегазоносных осадочных бассейнов позволяют говорить о том, что внутриплитные складчатые дислокации являются не только самостоятель-

ными высококомобильными структурами земной коры, но и нефтегазогенерирующими и аккумулирующими системами. Установленная прямая взаимосвязь генерации и миграции углеводородов с тектонодинамическими процессами и сопутствующими явлениями (сейсмичность, термо-, гидро-, электродинамические и др. явления) является составной частью более общего и универсального природного явления – механогеохимии нафтидогенеза [14–15 и др.].

Поддержано грантом № 13-05-96507 p_юг_a Российского фонда фундаментальных исследований и Администрации Краснодарского края.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Попков В.И. Следы тангенциального сжатия в платформенной структуре западных районов Туранской плиты // Докл. АН СССР. Т. 284. № 3. 1985. С. 674–678.
2. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговые дислокации северного борта Южно-Мангышлакского прогиба // Докл. АН СССР. Т. 305. № 3. 1989. С. 678–682.
3. Попков В.И. Кырынско-Токубайский вал – крупнейшая надвиговая структура запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. Т. 309. № 4. 1989. С. 954–957.
4. Попков В.И., Жданов С.М. Кайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. Т. 314. № 4. 1990. С. 925–927.
5. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговые и складчатые дислокации запада Туранской плиты // Бюл. МОИП. Отделение геологии. 1991. Т. 66. Вып. 6. С. 32–43.
6. Попков В.И. О механизме дислокационного процесса на платформах // Структурная геология, геофизика и нефтегазоносность. Уфа: Институт геологии БНЦ, 1992. С. 28–34.
7. Попков В.И. Тектоника запада Туранской плиты (в связи с нефтегазоносностью). Автореферат докторской диссертации. М.: МГУ, 1989. 44 с.
8. Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13–27.
9. Попков В.И. Тектоника запада Туранской плиты. М: Наука, 1992. 180 с.
10. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации. М., Научный мир, 2001. 172 с.
11. Попков В.И. Стресс-тектоника литосферных плит // Экологический вестник научных центров Черноморского Экономического Сотрудничества. 2005. № 1. С. 71–79.
12. Попков В.И. Тангенциальная тектоника и нефтегазоносность Арало-Каспийского региона // Докл. АН СССР. Т. 313. № 2. 1990. С. 420–423.

13. Попков В.И. Геологическое строение и нефтегазоносность надвиговых дислокаций платформенных областей // Фундаментальные проблемы нефтегазгеологической науки. М.: ВНИИОЭНГ, 1990. С. 185–190.
14. Попков В.И. Тангенциальная тектоника и нефтегазоносность платформ // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. М.: МГУ, 1998. С. 164–165.
15. Попков В.И. Стресс-тектоника. Генерация, миграция и аккумуляция УВ – основные закономерности // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология – итоги XX века. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 155–156.

It is shown that the lithospheric plates are not rigid bodies, geological, tectonic and much more mobile than it was envisaged in the traditional versions of plate tectonics. In the process of their development, they are periodically subjected to tangential stress, accompanied by the formation of dislocations within- side compression.

Сколотнев С.Г.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sg_skol@mail.ru)

Регулярные пространственные вариации состава и строения коры и структуры океанического дна в осевой и гребневой зонах Срединно-Атлантического хребта

Skolotnev S.G.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Regular spatial compositional and structural variations of the crust and structure of the oceanic floor in the crest of the Mid-Atlantic Ridge

Ключевые слова: кора, океаническое дно, спрединговая ячейка, микроплюм, плюм, базальт, plutonический комплекс, Срединно-Атлантический хребет

Проведенное по данным детальных батиметрических съемок и по картам рельефа дна, предсказанного по данным спутниковой альтиметрии, морфологическое изучение осевой и гребневой зон Срединно-Атлантического хребта (САХ) показало, что на большей части площади, ограниченной трансформными разломами Монтевидео (на юге) и Зеленого Мыса (на севере) (Центральная часть Атлантики), сегменты САХ, ограниченные трансформными и нетрансформными смещениями, устроены по принципу спрединговых ячеек. В соответствии с [например, 1,2] в дистальных частях спрединговых ячеек рифтовые долины более глубокие и широкие, а мощность коры существенно меньше (на 2–3 км) по сравнению с их центральными частями (до 6 км). В гребневой зоне в центральных частях развиты рифтовые горы, а в дистальных частях – отдельные гребни, поперечные поднятия или куполовидные структуры, сложенные породами внутреннего океанического комплекса [например, 3]. Впервые в работе [4] показано, что в центре спрединговой ячейки плавление происходит на меньших глубинах при больших степенях частичного плавления, а распространенные здесь базальты характеризуются повышенными концентрациями CaO и SiO_2 и пониженными – Na_2O , TiO_2 , Al_2O_3 и FeO , противоположные условия и базальты с соответствующими свойствами существуют в дистальных частях ячейки. Плутонические комплексы дистальных частей отличаются большим разнообразием, объединяя последовательный ряд кулюлатов от троктолитов через габброиды к диоритам, и включая плагиограниты и Fe-Ti рудные габбро, тогда как в основной части ячеек доминируют разности малой степени дифференциации: троктолиты и оливиновые габбро [5]. Длины наиболее распространенных типичных спрединговых ячеек 30–60 км. Поскольку ячейки непрерывно сменяют друг друга вдоль оси САХ, то это обстоятельство приводит к регулярным пространственным

вариациям состава и строения коры вдоль оси САХ со средней периодичностью 30–60 км. Появление спрединговых ячеек находит объяснение в рамках представлений о фокусированном характере подосевого апвеллинга астеносферной мантии в медленноспрединговых хребтах [например, 6,7]. Последнее означает, что вдоль оси хребта в поверхности астеносферной мантии чередуются выступы и понижения. В районе выступов происходят подъемы подосевых мантийных диапиров. Следовательно, апикальная часть диапира локализуется под центральной частью ячейки, а в ее дистальных частях находятся нисходящие ветви диапира, в силу чего дистальные части ячеек по сравнению с их центральной частью характеризуются более холодным тепловым режимом и редуцированной магматической поставкой.

Среди спрединговых ячеек выделяются разности с центральным осевым поднятием высотой 500–1000 м, имеющим большую мощность (до 7 км [2]) в сравнении с центральными частями типичных ячеек, и сложенным не только деплетированными, но и обогащенными базальтами. Такие ячейки здесь классифицируются как аномальные. Их протяженность 20–110 км, но в большинстве случаев – 50–80 км. Нередки случаи, когда первоначально осевые поднятия диаметром 20–30 км находятся уже за пределами рифтовой долины. Обогащенные базальты в сравнении с деплетированными базальтами имеют более высокие концентрации К, Р, Na, Ti, редких литофильных элементов и меньшие – Ca, Mg и Fe, более высокие отношения $(La/Sm)_n$, $(Nb/La)_n$, $(Ba/Nb)_n$, изотопов свинца, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и меньшие – $^{143}Nd/^{144}Nd$. Мантийный источник этих базальтов представляет собой смесь мантийных компонентов DMM и HIMU, при умеренной доле последнего. В центральных частях этих ячеек выделяются три основных уровня плавления. На самом глубоком уровне, соответствующем гранатовой фации глубинности, в блоке поднимающейся обогащенной мантии, названном здесь микроплюмом, генерируются щелочные расплавы с отношением $(Sm/Yb)_n = 4–6.3$. Из таких расплавов кристаллизуются щелочные вулканы ультраосновного и основного состава OIB-типа. На самом мелком уровне в условиях шпинелевой фации глубинности при плавлении деплетированной мантии, измененной под действием расплавов, генерированных в обогащенной мантии микроплюма, возникают малоглубинные умеренно обогащенные толеитовые расплавы T-MORB типа с $(Sm/Yb)_n$ около 1. На уровне промежуточном между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности формируются обогащенные толеитовые расплавы P-MORB типа с $(Sm/Yb)_n = 1.7–3.5$. Эти промежуточные расплавы плавилась в поднимающемся микроплюме обогащенной мантии. В ходе подъема возрастала степень частичного плавления его вещества, что отразилось в уменьшении величин $(La/Sm)_n$ (от 3.6 до 2) в расплавах, при этом отношения $(Nb/La)_n$ (1.44–1.5) оставались постоянными. Между расплавами трех глубинных уровней происходило смешение. Все особенности строения аномальных ячеек говорят

о более интенсивном подосевом апвеллинге в этих сегментах по сравнению с соседними спрединговыми ячейками, проявляющемся в большем размере мантийного диапира и/или большей скорости его подъема. Вдоль САХ аномальные ячейки появляются регулярно: расстояния между их центральными поднятиями составляют 220–400 км, при средней величине около 350 км. Таким образом, распределение аномальных спрединговых ячеек отражает регулярность в составе и строении коры и структуре дна более высокого порядка, оно накладывается на регулярное распределение спрединговых ячеек более низкого порядка. В работе [8] появление аномальных ячеек связывается с подъемом микроплюмов обогащенной мантии, сорвавшейся с уровня близкого к границе верхней и нижней мантии. Микроплюмы соразмерны подосевым диапирам астеносферной мантии. Учитывая их регулярное появление вдоль оси САХ, можно ожидать, что их происхождение связано с существованием системы вертикальных цилиндрических конвективных ячеек средним диаметром 350 км, имеющей место в верхней мантии. Микроплюмы приурочены к восходящим ветвям этих конвективных ячеек.

Среди аномальных спрединговых ячеек резко выделяются те из них, которые находятся на участках САХ, близких к плюмам глубинной мантии. Наиболее отчетливо влияние плюма Св. Елены [9]. Вблизи него между разломами Боде Верде и Вознесения среди типичных и аномальных ячеек находится ячейка с наиболее высоким приосевым рельефом. В ней рифтовая долина отсутствует, а средний уровень вершинной поверхности осевой зоны составляет около 1800 м, при этом центральное поднятие поднимается до глубины 1460 м. Рифт проградирует в обе стороны от этого поднятия. Мощность коры в центре ячейки резко выше, чем в других ячейках – до 10 км [10]. Подобные аномальные ячейки имеются между разломами Сан Паулу и Св. Петра, где на восточном фланге САХ вблизи осевой зоны локализуется плюм Сьерра Леоне [11] и между разломами Марафон и Зеленого Мыса, где на западном фланге САХ функционирует плюм Ресечер, поднявшийся около 45–50 млн. лет назад. Данные ячейки квалифицируются как плюмовые. В пределах плюмовых ячеек обогащенные базальты доминируют повсеместно. Их происхождение связано с растеканием вещества поднимающегося микроплюма вдоль оси спрединга. Длины плюмовых ячеек 70–110 км, на их флангах развит грядовый рельеф рифтовых гор, осложняемый появлением изолированных вулканических структур разных размеров, формирующихся во внеосевых условиях. САХ на участках развития плюмовых ячеек сильно расширяется, при этом несимметрично: в большей степени в сторону локализации плюмов. Появление плюмовых ячеек обусловлено влиянием внеосевых плюмов глубинной мантии, поднимающихся с уровня границы между ядром и мантией, что детально обосновывается во многих работах [например, 12]. Из выше приведенного очевидно, что основным механизмом влияния плюма является увеличение под его воздей-

ствием объема подосевого микроплюма обогащенной мантии. На карте распределения скоростей S-волн в слое 0–100 км под Атлантикой, построенной в работе [13] по данным [14], наблюдается несколько аномалий пониженных скоростей диаметром 500–1000 км, в центрах которых мантия имеет наименьшие плотности. Центры этих скоростных аномалий располагаются в основном под плюмовыми ячейками, а расстояния между ними на пространстве между островами Буве и Исландия – 1700–2500 км при среднем значении около 2000 км. Следовательно, появление плюмовых ячеек вдоль оси САХ также носит регулярный характер.

Таким образом, в вариациях состава и строения коры и в структуре океанического дна отражены регулярные изменения интенсивности подосевого мантийного апвеллинга трех различных уровней, накладывающихся друг на друга и проявляющихся в непрерывном чередовании спрединговых ячеек средней протяженностью вдоль САХ 30–60 км, в появлении среди них аномальных спрединговых ячеек с периодичностью в среднем через 350 км и в появлении среди последних плюмовых ячеек со средней периодичностью около 2000 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Grindlay N.R., Fox P.J., Vogt P.R. // Journ. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B5. P. 6983–7010.
2. Tolstoy M., Harding A.J., and Orcutt J.A. // Sciences. 1993. №. 262. P. 726–729.
3. Tucholke B.E., Lin J., Klenrock M.C. // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B5. P. 9857–9866.
4. Niu Y.L., Batiza R. // Journ. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B10. P. 19719–19740.
5. Сколотнев С.Г., Ескин А.Е. // Геохимия. 2013. № 9. С. 773–808.
6. Hosford A., Lin J., Detrick R.S. // Journ. Geophys. Research. 2001. V. 106. № B7. P. 13269–13285.
7. Whitehead J.A., Dick H.B., Schouten H. // Nature. 1984. V. 312. P. 146–148.
8. Сколотнев С.Г. // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. 2013а. Т. 4. № 1. С. 6–42. Режим доступа: <http://e-almanac.space-time.ru/assets/files/Tom>
9. Morgan W.J. // Tectonophysics. 1983. V. 94. P. 123–139.
10. Bruguier N.J., Minshull T.A., Brozena J.M. // Journ. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B2. P. 1172–1185.
11. Schilling J.G., Hanan B., McCulli B. et al. // J. Geoph. Res. 1994. V. 99. № B6. P. 12005–12028.
12. Schilling J.G. // Nature. 1991. V. 352. P. 397–403.
13. Sokolov S.Yu., Sokolov N.S., Dmitriev L.V. // Russian Journal of Earth Sciences. 2008. V. 10. P. 1–30.

14. Grand S.P., Van der Hilst R.D., Widiyantoro S. // Journ. Geol. Soc. Amer. 1997. V. 7. P. 1–7.

There are three levels of the regular spatial compositional and structural variations of the crust and structure of the oceanic floor in the crest of the Mid-Atlantic Ridge: continuous alternation of the spreading cells with average length 30-60 km, appearance between them the anomalous spreading cells at the average through 350 km along of axis MAR, and appearance between latest the plume spreading cells at the average periodicity of 2000 km.

Цуканов Н.В., Дозорова К.А., Рукавишникова Д.Д.

(Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г.Москва, e-mail: kambear2011@yandex.ru)

Геодинамика тектоно-стратиграфических террейнов Камчатки

Tsukanov N.V., Dozorova K.A., Rukavishnikova D.D.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Geodynamic of Kamchatka terranes

Ключевые слова: террейны, островные дуги, окраинные бассейны, магматизм, геодинамика.

Аккреционную структуру фундамента Камчатской активной континентальной окраины образуют тектоно-стратиграфические террейны, вещественные комплексы которых формировались в пределах вулканических дуг и океанических бассейнов [1–7]. Выделяются Озерновско-Валагинский террейн (южный сегмент Ачайваям-Валагинской вулканической дуги) и Кроноцкий террейн (Кроноцкая вулканическая дуга). Вещественные комплексы задуговых и окраинноморских бассейнов картируются в Ирунейском и Ветловском террейнах. Возрастной диапазон вещественных ассоциаций, слагающие террейны островодужной природы и формировавшиеся в активный этап развития вулканических дуг, определяется как сантон-кампан–раннепалеогеновый для Озерновско-Валагинского и коньяк?–сантон-кампан–эоценовый для Кроноцкого террейнов. Начало вулканической деятельности в палеодугах происходит в одно время (K_2st-km_1), а по химическим особенностям магматические образования относятся преимущественно к толеитовой серии островных дуг [3, 8–9]. В кампане-дании в пределах Озерновско-Валагинской дуги наряду с магматическими породами толеитовой серии изливаются породы известково-щелочной и редко шошонитовой серий. В южном сегменте присутствуют в разрезе ультраосновные вулканы. Активный вулканизм здесь прекращается в датское время. В Кроноцкой дуге коньяк-маастрихтские и маастрихт-датские комплексы слагают отдельные выходы или тектонические пластины в покровно-складчатой структуре Восточных п-овов Камчатки и характеризуются значительными вариациями химического состава пород (породы толеитовой и известково-щелочной серий). Эоценовые магматические комплексы представлены во всех сегментах дуги (столбовская и кроноцкая серии) и образованы мощными полифациальными разрезами различных частей вулканических дуг. Анализ магматических комплексов в Озерновско-Валагинской дуге позволяет говорить о гетерогенности составов островодужных вулкаников в разных сегментах. В террейнах присутствуют фрагменты офиолитовых комплексов различной природы.

Фрагменты ирунейского окраинноморского бассейна, представленные фрагментами разреза, сложенного кремнистыми породами яшмами и известняками с небольшим количеством туфогенного и терригенного материала и потоками толеитовых базальтов, распространены в северной и центральной Камчатке. В районе перешейка наблюдаются фации позволяющие говорить о смене этих пород в западном и северо-западном направлении на кремнисто-терригенные и терригенные отложения с включением внутриплитных базальтов. Существование этого бассейна продолжалось, вероятно, до эоценового времени, до коллизии Озерновско-Валагинского островодужного террейна с континентальной окраиной [4]. Фрагменты ветловского бассейна, обнажаются в основании Тюшевского прогиба и на восточных склонах Восточно-Камчатских хребтов. Они представлены полифациальными отложениями от песчаников и алевролитов до кремнистых пород, известняков и яшм с прослоями потоков базальтов. По геохимическим данным они относятся к базальтам СОХ, среди которых отмечаются базальты океанических островов (ОИВ). Наиболее древние кремнистые породы, ассоциирующиеся с толеитовым базальтами, датируются кампаном, наиболее молодые палеоценом–эоценом. Следовательно, можно говорить о существовании этого бассейна с кампанского времени по эоцен.

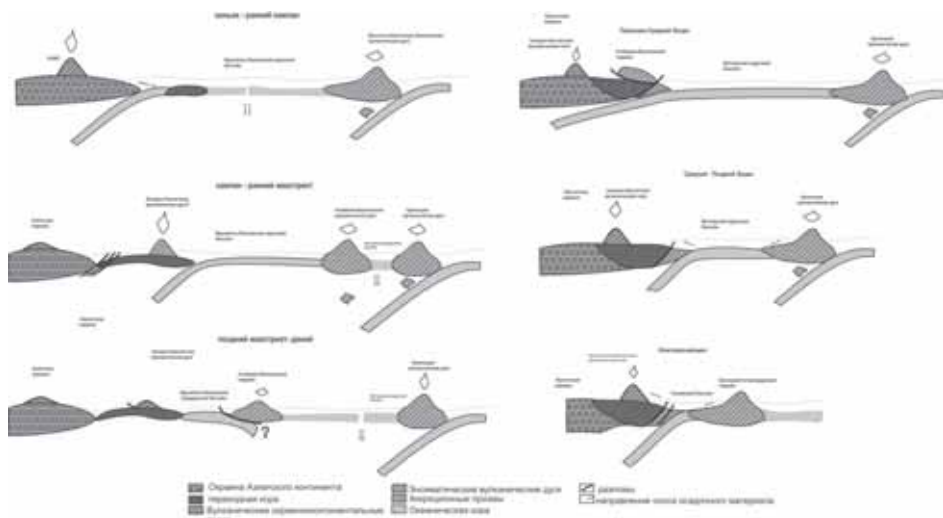


Рисунок. Схема геодинамической эволюции в меловое – эоценовое время

Палеотектонические реконструкции для Камчатской активной континентальной окраины на основе палеомагнитных исследований не всегда хорошо согласуются с геологическими данными, что отмечалось во многих

публикациях [3, 5–6, 10]. Уточнение возраста комплексов ветловского задугового бассейна, начала активного вулканизма в Кроноцком террейне, а также данные о составе комплексов, участвующих в строении палеоостроводужных и окраинноморских террейнов, позволяет, на наш взгляд, вернуться к идее формирования изначально единой энсиматической вулканической дуги и дальнейшего ее раскола с образованием окраинного бассейна.

Коньяк?–сантон–раннекампанское время происходит заложение энсиматической протяженной вулканической дуги. Эта структура закладывалась на значительном расстоянии от Азиатской окраины, но, вероятно, юго-восточный фланг примыкал к Охотоморской палеоплите [5]. Магматические комплексы этого этапа представлены основными вулканитами толейтовой серии островных дуг и распространены в пределах Кроноцкого и Озерновско-Валагинского террейнов. Заложение этой структуры происходит на коре океанического типа с альб-сеноманским возрастом осадочных комплексов, которые наряду с гипербазитами и габбро обнажаются в серпентинитовом меланже террейнов [1]. В тылу этой дуги существовал окраинноморский бассейн и, возможно, Западно-Камчатская вулканическая дуга [3, 5]. Он отделял вулканическую дугу от окраины Азиатского континента, и в его пределах в это время происходило смешенное накопление терригенных и кремнисто-глинистых отложений (лесновская серия, ирунейская свита). Начиная с *кампанского времени*, в южной части этой структуры происходит разделение дуги на Озерновско-Валагинский и Кроноцкий сегменты с началом раскрытия Ветловского интрадугового бассейна. Вулканический фронт Озерновско-Валагинского сегмента оказывается в тыловой части и здесь наряду с накоплением продуктов толейтовой серии происходит излияния пород известково-щелочной серии. Структурно-вещественные комплексы, входящие в состав Кроноцкого террейна образуют фронтальную часть этой островодужной системы. Фрагмент коры ветловского бассейна, вероятно, обнажается в пределах бухты Моховой, р-он г. Петропавловск-Камчатский. Это толща подушечных лав расслоенных туфосилицитами, туфами и кремнями, содержащими микрофауну кампанского возраста. Раскол дуги происходил неравномерно. Вероятно, рифт не распространялся южнее Шипунского сегмента этой структуры и ограничивался поперечным трансформным разломом. По химическому составу базальты преимущественно относятся к океаническим толеитам, но среди них присутствуют долериты, относящиеся к толейтовой островодужной серии. В позднем маастрихте-дании вулканизм в пределах центральных сегментов Озерновско-Валагинского сектора дуги практически прекращается и только в пределах п-ова Налычева продолжается вулканическая активность с формированием пород известково-щелочной и толейтовой серий островных дуг.

За Озерновско-Валагинском сектором дуги продолжал существовать окраинноморский бассейн (Ирунейское окраинное море). В этом бассейне с северо-запада и запада на юго-восток происходила смена фациальных об-

становок от склона и подножья материкового склона (лесновская серия) до пелагических условий открытого бассейна (энингская толща) и вулканической цепи с островодужным типом вулканизма (ирунейская свита) [12]. Магматизм окраинного моря характеризуется наличием базальтов СОХ, ВАВВ и ОІВ.

В *палеоцене-эоцене* происходит закрытие Ирунейского окраинноморского бассейна при коллизии Озерновско-Валагинского авулканического поднятия с краем Азиатского континента. При этом происходит надвигание комплексов палеодуги на образования, формировавшиеся в окраинном море и образование сложной покровной структуры [4]. Эоценовые магматические породы (граниты и грано-диориты) и вулканы кинкильской свиты, являющиеся неоавтохтоном, знаменуют новый орогенный этап развития Камчатской окраины и маркируют новый край Азиатского континента дlia этого времени.

В тоже время продолжает развиваться Ветловский окраинный бассейн в тылу Кроноцкой вулканической дуги. Данные о составе и строении ветловского террейна позволяют реконструировать бассейн осадконакопления как континентальный склон для туфотерригенных комплексов и открытый океанический бассейн для кремнистых и известковистых пород и океанических базальтов для палеоцен-эоценового времени. Структура террейна показывает, что он формировался как аккреционная призма и или как коллизионный комплекс при аккреции Кроноцкой палеодуги к Камчатской окраине. Время становления Ветловского террейна, исходя из того, что его породы перекрываются поздним эоценом?-олигоценом и как структурный комплекс надвинуты на миоценовые образования тюшевской серии до олигоценовое, т.е. можно говорить, что океанический или окраинноморский бассейн закрылся до этого времени и далее происходило накопление отложений тюшевского бассейна. Формирование ветловского комплекса происходило в несколько этапов и началось, вероятно, в позднем эоцене?-олигоцене. При приближении Кроноцкой палеодуги к вновь сформированной Камчатской окраиной формировалась сложно построенная покровно-сладчатно-надвиговая структура между двумя сближающимися блоками. Затем этот комплекс был аккретирован к Камчатской окраине. Процесс этот имел дискретный характер и продолжался длительное время, при этом бассейн между двумя сближающимися блоками превращался из окраинноморского в преддуговой или междуговой. Конфигурация бассейна менялась, наиболее широкая часть, вероятно, находилась в районе Кроноцкого п-ова (современные координаты), где продолжалось осадконакопление в эоцене-олигоцене, и при дальнейшем сближении террейнов эти комплексы принимали участие в формировании современной аккреционной структуры.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 15-05-01892).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. Реконструкция тектонической эволюции Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. №2. С. 65–84.
3. Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеогеновых комплексов Северной Камчатки // Геохимия. 2009. № 4. С. 348–377.
4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит // Труды ГИН. 2008. Вып. 577. 319 с.
5. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол позднемеловой Ачайваам-Валагинской дуги в палеоцене (террейны Южной Коряки и Восточной Камчатки) // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 658–661.
6. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
7. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д. П. Тектоно-стратиграфические колмплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 3–17.
8. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 232–236.
9. Цуканов Н.В., С.Г. Сколотнев, Коваленко Д.В. Новые данные о составе островодужных вулканитах Восточных хребтов Камчатки // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 3. С. 372–377.
10. Alexeiev D.V., GaedickeCh., TsukanovN.V., FreitagR. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka – Aleutian junction // International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.). 2006. V. 95. P. 977–993.
11. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении Северной части Срединного хребта Камчатки // Известия РАН. Сер. Геологическая. 1992. № 12. С. 247–151.

Analyses of tectono-stratigraphy terranes of Kamchatka continental active margin allow us to recognize several terranes island arcs and marginal seas nature. Magmatic complexes of these terrenes were form in Coniac-Santon-Paleocene and Paleocene –Eocene time. Geodynamic reconstruction for that time show island arc system conditions. It was similar to Idzu-Bonin-Mariana Island Arc system Philipin region.

Цуканов Н.В.¹, Сколотнев С.Г.²

(¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г.Москва,
e-mail: kambear2011@yandex.ru;

²Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sg_skol@mail.ru)

**Верхнемеловые магматические породы Алазейского
плато: новые данные о составе и условиях
образования (северо-восточная Якутия)**

Tsukanov N.V.¹, Skolotnev S.G.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Geological Institute RAS, Moscow)

**Upper Cretaceous magmatic rocks of Alazey Plateau:
new data of composition and geodynamic conditions
(North-East Yakutia)**

Ключевые слова: толеитовые базальты, вулканические пояса, магматизм, геохимия, рифтообразование.

Введение. Изученные меловые вулканы развиты в центральной части Алазейского плато, Колымо-Индиго-Складчатой области Северо-Востока России. Новые данные по составу магматических пород помогают лучше понять геологическую историю этого слабо изученного региона. Нами проведен анализ химического состава верхнемеловых вулканических пород, развитых в центральной части Алазейского плато, бассейна р. Сев. Седема – Кылах (рис. а). Образцы были отобраны при проведении поисковых работ в 2013 г. в составе Алазейской поисковой партии (начальник партии П.Ю.Сиплиев, ОАО «Янгеология»).

Геологический очерк. Меловые вулканы Алазейского плато в несогласии перекрывают складчатые вулканогенно-осадочные и терригенные образования верхнего девона – юры, которые, в верхней части разреза, содержат фауну верхней части волжского яруса юры [1]. Меловой разрез по данным геолого-съёмочных работ разделяется на несколько свит, которые имеют фациальные переходы, а общая мощность разреза оценивается в 2500 м. [1,2]. Выделяются пять свит: нельканская, чебыгылахская, кадылчанская, североседемская и хангатасская свиты. На севере и западе Алазейского плато широко распространены породы нельканской свиты, представленные базальтами, андезитами, андезитобазальтами, дацитами, риолитами и туфами среднего-кислого состава, а также осадочными терригенными отложениями. В составе чебыгылахской свиты преобладают кислые вулканы и их туфы. Кадылчанская свита сложена преимущественно осадочными и туфогенно-осадочными отложениями. В верхней части разреза отмечается появление грубых туфов и туфобрекций и лахаровых отложений. Мощность свит не превышает 700 м. Эти толщи характерны

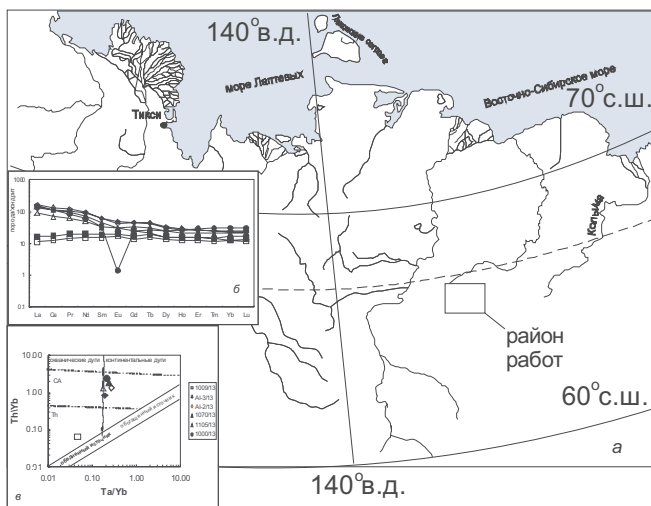


Рисунок. Схема района работ (а); распределение редкоземельных элементов (б), нормированных к составу хондрита по [7]; (в) диаграмма Th/Yb – Ta/Yb по [6]; на рис. б, в – квадраты: долерит и базальт; треугольники и ромбы – породы североседемской и хангатасской свит. Номера обр. на рис (в).

ются не выдержанностью прослоев по мощности и простираанию. Осадочные отложения кадылчанской свиты содержат флору раннемелового возраста и линзовидные угленосные прослои. Североседемская свита состоит из изолированных выходов и сложена трахитами, трахидацитами, риолитами и туфами кислого состава, реже отмечаются трахиандезиты. В поле распространения этой свиты картируются экструзивные купола, образованные риолитами и трахириолитами. Отмечаются фациальные переходы между чебыгылахской и североседемской свитами [1]. Максимальная мощность свиты оценивается в 600–700 м. Образования хангатасской свиты состоят часто из изолированных полей и образуют квестообразные уступы. Хангатасская свита сложена преимущественно базальтами, андезитобазальтами, андезитами, реже дацитами, в разрезе присутствуют также туфы и шлаки. Породы свиты согласно залегают на нижележащих образованиях и формируют лавовые потоки 10–30 м мощности. Видимая мощность свиты составляет около 400 м. В меловых образованиях присутствуют интрузии от габбро-диоритов и диоритов до гранит-аплитов, сиенитов и монцонитов и субвулканические тела андезитов, долеритов, риолитов и базальтов. Меловые образования слабо деформированы, залегают субгоризонтально и часто облекают палеорельеф. Они разбиты многочисленными субвертикальными разломами, к которым часто приурочены дайки.

Полученные результаты. Нами были отобраны и изучены образцы магматических пород из поля развития североседедемской и хангатасской свит в бассейне р.р. Северная Седедема и Кылах (рис. а). Породы представлены базальтами, андезитами, андезибазальтами, дацитами, риодацитами и риолитами. Изученные вулканыты, за исключением базальтов, образуют дифференцированную серию от андезибазальтов до дацитов и риолитов. Содержание SiO_2 в них колеблется от 54.75% до 74.5%. На петрохимических диаграммах наблюдается прямая корреляция между SiO_2 и петрогенными окислами. С возрастанием концентрации SiO_2 уменьшаются концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 , а также Sc, V, Co, Sr. Концентрации Na_2O , K_2O , Cr, Ni, Y, Nb, Zr, Hf, Pb, U и РЗЭ варьируют менее закономерно, отражая специфику локальных условий фракционной кристаллизации расплавов и захвата расплавом кумулусных фаз. Содержания Ba последовательно возрастают от андезибазальтов до риодацитов и резко снижаются в риолитах. Характерной чертой рассматриваемых вулкаников является высокое содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7\text{--}11\%$), при этом часто наблюдается превышение концентраций K_2O над Na_2O . Очевидно, что эти вулканыты являются производными первичных расплавов близких по составу, генерированных и дифференцированных в близких условиях. Для пород дифференцированной серии характерен обогащенный фракционированный характер спектров РЗЭ (рис. б) с $(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.05\text{--}2.98$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 1.96\text{--}2.65$. Спектры в целом субпараллельны друг другу. Резко отличен спектр риолита, характеризующийся более высоким уровнем тяжелых земель и наличием очень глубокой аномалии Eu. Спайдерграммы вулкаников дифференцированной серии имеют характерную отрицательную аномалию Nb, что указывает на то, что их расплавы генерировались в надсубдукционном мантийном клине в островодужных условиях. На этих спайдерграммах также наблюдается отчетливые отрицательные аномалии Sr и Eu, свидетельствует о фракционировании из расплава плагиоклаза. Спектр риолита также характеризуется отрицательной аномалией Ba, которая отражает фракционирование калиевого полевого шпата. На спайдерграммах пород этой группы выделяются положительные аномалии Zr и Hf, особенно велики они у трахидацита 1105/13. Совместное появление этих аномалий указывает на присутствие в породе зерен циркона, по-видимому, захваченных расплавом из промежуточной магматической камеры. Изученные базальты по всем петро-геохимическим параметрам резко отличаются от пород дифференцированной серии. В соответствии с низкими концентрациями P_2O_5 , K_2O и средними содержаниями TiO_2 , они близки по составу к базальтам толеитовой серии. Спектры РЗЭ носят деплетированный характер (рис. б) с $(\text{La}/\text{Sm})_n = 0.74\text{--}0.86$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 1.17\text{--}1.49$, при этом они характеризуются высокими содержаниями Zr (Zr/Y до 3.14) и высоким отношением Zr/Nb (более 34). Спайдерграммы также характерны для деплетированных толеитов с $(\text{Nb}/\text{La})_n = 0.51\text{--}0.61$ и $(\text{Th}/\text{Nb})_n = 0.65\text{--}0.89$, на них происходит после-

довательное понижение линии спектра от La к Rb. Пикообразные положительные аномалии Ba и Sr, наблюдаемые на спайдерграммах отражают, вероятнее всего, характер вторичных изменений базальтов. Изотопные составы изученных пород характеризуются деплетированными значениями. Наблюдается определенная зависимость от содержания SiO_2 (9.04 у долерита, 5.3 у андезибазальта и 4.7 у трахидацита). Изотопы $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ниже у долерита (0.7034) и возрастают у андезибазальта (0.7038) и трахидацита (0.7054). Такая же закономерность наблюдается и по изотопам свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.436, 18.644 и 18.593), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.525, 15.548 и 15.531), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.047, 38.214 и 38.132).

Обсуждение полученных результатов и выводы. Полученные геохимические данные позволяют изученные верхнемеловые магматические породы четко разделить на две группы: дифференцированные вулканы известково-щелочной серии и вулканы толеитовой серии. На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb [6] базальты и долериты попадают в область толеитового вулканизма, а образцы дифференцированной серии попадают в поле известково-щелочной серии континентальных островных дуг (рис. в). Все изученные породы образовывались из обедненного мантийного источника. На диаграмме Nb/Yb – Ba/Yb составы базальтов попадает в поле Марианского трюга, а магматические породы остальных толщ в поле островных дуг. Полученные геохимические данные свидетельствуют, что породы дифференцированной серии формировались в пределах континентальных островных дуг или окраинно-континентальных вулканических поясов. В позднемеловое время они, возможно, могли являться фрагментом Охотско-Чукотского вулканического пояса. К востоку, от которого существовала зона субдукции и океанический бассейн. Расплавы, из которых выплавлялись базальты, формируются в условиях сильного растяжения земной коры, и, учитывая геологическое положение этих пород, геодинамические особенности структуры региона в это время и особенности химического состава, можно предположить, что их образование происходило в рифтовых зонах, сопровождающих окончание развития окраинноматерикового вулканического пояса. С другой стороны, базальты и долериты могут прорывать верхнемеловые образования и быть значительно моложе вмещающих пород. В этом случае, можно предполагать, что данные базальты сформировались уже на другом этапе геологической истории мезозойд северо-востока России, для которого более естественны условия растяжения. В арктическом бассейне и на его обрамлении (севере Якутии и на Чукотке) известен кайнозойский вулканизм, представленный базитовыми формациями. Предполагается, что он связан с начальными этапами раскрытия Евразийского бассейна. [3–5]. Изученные базальты близки по составу и условиям залегания к палеогеновым оливиновым базальтам и, возможно, являются их представителями в пределах Алазейского плато. Но более точная геодинамическая позиция этого этапа вулканизма требует дальнейших исследований.

Выводы. Изученные магматические породы разделяются на две группы:

1. Верхнемеловые образования относятся к известково-щелочной дифференцированной серии, которые формировались в пределах вулканического пояса в надсубдукционном мантийном клине. Они по своим геохимическим характеристикам сходны с образованиями верхних частей разреза ОЧВП. 2. Базальты и долериты, относятся к толеитовой серии и формировались в геодинамической обстановке связанной с режимом растяжения и рифтообразования.

Авторы выражают благодарность П. Ю. Сипливному за возможность принять участие в экспедиционных работах и О.И. Окиной за определений элементов примесей. *Работа выполнена в рамках государственного задания № 0149-2014-0028.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ставский А.П. Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья // Геотектоника. 1981. № 4. С. 90–103.
2. Геологическая карта Якутии. Верхнеиндигирский блок. М-б 1:500000. С-П., ВСЕГЕИ, 2000.
3. Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Автореф. дис.... д.г.-м., ИГЕМ РАН, 2012. 43 с.
4. Корго Е.А., Столбов Н.М. Магматизм в неогейской геологической истории акваторий и прибрежных областей Российской Арктики// Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. С-П.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 238–251.
5. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России// Геотектоника. 2013. № 1. С. 1–32.
6. Pearce J.A., Stern R.J. Origin Back-Arc Basin Magmas: Trace Elements and Isotope perspectives // Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. S. 166. AGU, 2006. P. 63–86.
7. Evensen N.M., Hamilton P.J., O' Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.

New data on Cretaceous volcanites developed in Alazey Plateau of the North Eastern Russia point on significant difference in their composition. It allows us to suppose that these rocks were formed in different geodynamic regimes. Studied igneous rocks are divided into two groups. Formations belonging to the first group relate to differentiated series formed in frames of volcanic belt. Volcanites in the second group relate to tholeiitic series and were formed in another geodynamic environment associated with extension and rifting.

Цуканов Н.В.¹, Палечек Т.Н.²

(¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г.Москва, e-mail: kambear2011@yandex.ru ²Геологический институт РАН, Москва, e-mail: tpalechek@yandex.ru)

Особенности состава и геодинамические условия формирования магматических комплексов Камчатского перешейка

Tsukanov N.V.¹, Palechek T.N.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²Geological Institute RAS)

Composition and geodynamic conditions of the Kamchatka Isthmus magmatic complexes

Ключевые слова: толентовые базальты, геохимия, магматизм, радиолярии, окраинные моря, осадочно-вулканогенные комплексы, Камчатка.

Изучение состава и определение формационной принадлежности магматических пород, слагающих тектоно-стратиграфические комплексы, в пределах покровно-складчатых областей Северо-Востока России, позволяет восстановить палеофациальную обстановку в переходной зоне океан-континент и проследить ее эволюцию во времени. На Камчатском перешейке (северный сегмент Срединного хребта п-ова Камчатка) (рис. а) обнажаются верхнемеловые–эоценовые образования, формирующие покровную структуру этого района [1–5]. Автохтон представлен терригенными отложениями лесновской серии ($K_2sr - P_2$), а аллохтоном являются кампан-маастрихтские кремнисто-вулканогенные и туфогенно-вулканогенные образования энингской толщи и ирунейской свиты. Лесновская серия сложена флишоидным переслаиванием темно-серых аргиллитов, кремнистых аргиллитов, серых алевролитов и песчаников. Породы интенсивно дислоцированы и смяты в сжатые, изоклинальные складки юго-восточной вергентности [3]. Аллохтонный комплекс отделен от автохтона зоной терригенного меланжа, где матрикс образован породами лесновской серии, а включения сложены базальтами, кремнистыми алевролитами и кремнями. Из образцов кремнистых пород, отобранных из энингской толщи и ирунейской свиты, были выделены и изучены комплексы радиолярий. Они свидетельствуют о кампанском возрасте вмещающих отложений. Во всех образцах встречены представители прунобрахий, что свидетельствует о холодноводных условиях осадконакопления. В большинстве образцов присутствуют: *Prunobrachium articulatum* (Lipman), *Spongurus spongiosus* (Lipman), *Phaseliforma carinata* Pessagno, *P. Meganosensis* Pess., кроме этого встречены *Prunobrachium angustum*, *P. crassum*, *P. incizum*, *P. sibiricum*. *Prunobrachium articulatum* (Lipman), *P. sibiricum* (Lipman), *P. Incisum* Kozlova, *Spongurus spongiosus* (Lipman) впервые описаны из кампанских отложений Западной

Сибири и Тургайского прогиба [6, 7]. Уровень с *Prunobrachium articulatum* хорошо прослеживается в разрезах Русской плиты, Западной Сибири и Приполярного Урала, являясь прекрасным биостратиграфическим маркером терминальной части верхнего кампана [8]. *Phaseliforma carinata* Pessagno, является индекс-видом подзоны низов позднего кампана Северной Калифорнии [9]. Проведенный анализ показал, что изученные кремнистые породы из энингской толщи и ирунейской свиты, распространенные в р-не Камчатского перешейка, одновозрастны и характеризуются сходным таксономическим составом. По петрохимическому составу эффузивы энингской толщи относятся к щелочным, высокотитанистым базальтам. Содержащиеся в виде глыб в терригенном меланже эффузивы относятся к андезибазальтам с SiO_2 – 56%, средними содержаниями титана (1.5%) и повышенными содержаниями калия более 3%. По петрохимическим особенностям все рассматриваемые породы попадают в поля базальтов и андезибазальтов и трахибазальтов. Породы энингской толщи и ирунейской свиты, западного склона Срединного хребта относятся к толеитовой серии, но различаются между собой по содержанию титана. Базальты энингской толщи характеризуются широким диапазоном вариаций величины MgO от 2.9 до 7.1 мас % и по магнезиальности ($\text{Mg}^\#$) разделяются на три группы (значение $\text{Mg}^\#$ – 33, 45 и 55–56 соответственно). Характерна прямая корреляция содержаний TiO_2 и $\text{Mg}^\#$. На дискриминационных диаграммах Ba/Yb – Nb/Yb и Ba/Nb – Th/Nb [10] они попадают в поле вулканитов южной и северной частей Марианского трога и Тихоокеанского поднятия. Фигуративные точки наиболее магнезиальных разностей располагаются в поле пород южной части Марианского трога и базальтов MOR, а менее магнезиальные – в поле северной части Марианского трога. Породы энингской толщи по геохимическим параметрам характеризуются некоторым обогащением легких и средних РЗЭ по отношению к MORB и распределение РЗЭ сходно с обогащенными базальтами Е-типа MOR (рис. б, в). Отличие наблюдается в обр. 7025, по характеру распределения РЗЭ он ближе всего к базальтам океанических островов (OIB). Он также характеризуется пониженным содержанием TiO_2 и более низкой $\text{Mg}^\#$ по сравнению с базальтами энингской толщи и более высоким содержанием Al_2O_3 (более 18%) и высоким калием (выше, чем содержание натрия). Содержания Ni и Cr в базальтах энингской тощи в пределах 90–120 и 180–240 г/т, соответственно, что близко к примитивным расплавам.

Базальты и андезибазальты ирунейской свиты восточного склона Срединного хребта представлены как породами толеитовой, так и известково-щелочной серий. На петрохимических диаграммах они попадают в поле островных дуг, а породы нижней части ирунейской толщи в поле составов пород Марианской дуги и, частично, Марианского трога. Распределение РЗЭ показывает минимумы Nb и Ta, а также минимумы Sr, Zr, Th, Hf, что является характерной особенностью для островодужного вулканизма (рис. б).

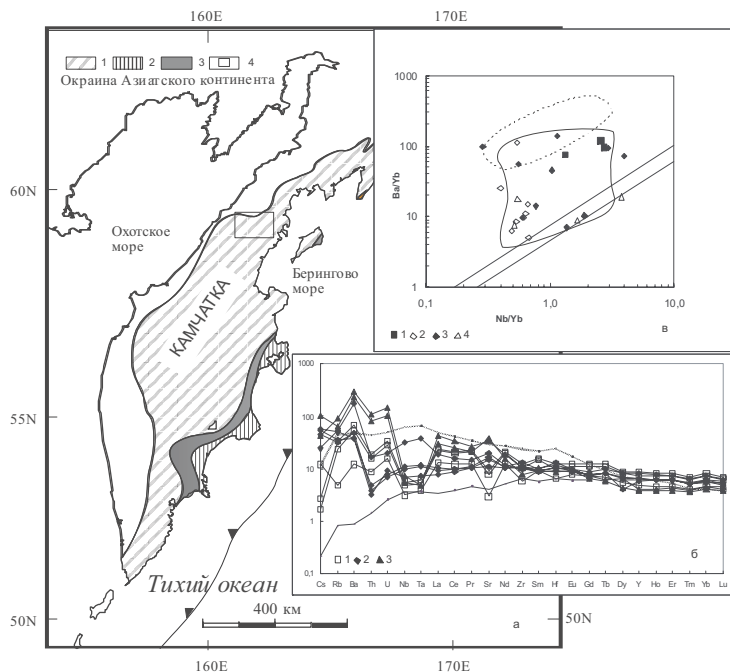


Рисунок. Схема р-она исследований (а) и дискриминационные диаграммы (б – на рис. нормирование элементов по работе [11], в – по работе [10]): а. 1–3 – тектоно-стратиграфические террейны: 1 – Ачайваям-Валагинский; 2 – Ветловский; 3 – Кроноцкий; 4 – положение района работ; б. фигуративные точки: 1 – ирунейской свиты, 2 – энингской толщи, 3 – кинкильской свиты; в. 1 – энингской толщи, 2–3 – ветловского комплекса, 4 – толщи б. Моховой.

Для базальтов энингской толщи, которые по геохимическим характеристикам близки к N–MORB, наблюдается обогащение TiO_2 (1.8–2.2%), Zr (Zr/Y 3.9–4.5) и легкими ПЗЭ ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=0.8\text{--}1.2$), при этом сохраняется достаточно высокое отношение Zr/Nb (15–33) и в наиболее обогащенных составах TiO_2 (>2.2%). Для некоторых образцов (7002/3) наблюдается дефицит Nb относительно легких ПЗЭ. Все эти особенности свидетельствуют о формировании этой толщи в задуговой или междуговой обстановке. В отличие от базальтов энингской толщи базальты из включений меланжа по особенностям химического состава ближе к магматическими породами океанических островов. Базальты и андезибазальты верхней части ирунейской свиты характеризуются средними величинами содержания TiO_2 (до 1.1%), высоким содержанием Zr (Zr/Y до 3.4) и фракционированным распределением ПЗЭ ($\text{La}_n/\text{Sm}_n\sim 1.5$), что позволяет относить их к обогащенному островодужному типу.

На диаграмме Nb/Yb – Ba/Yb [10] составы изученных пород демонстрируют широкий разброс фигуративных точек, при этом только одна точка попадает в поле N–типа MORB, а магматические породы энингской толщи и ирунейской свиты попадают в поле Марианского трога и Марианской дуги (рис. в). Спектры составов описываемых магматических пород совпадает с составами характерными для базальтов задуговых бассейнов (BABB). Одновозрастные с породами энингской толщи образования распространены в ветловском комплексе Восточной Камчатки (Ветловское окраинное море). Они также демонстрируют широкий разброс составов пород, от N–типа MORB до толеитовой серии островных дуг и щелочных базальтов океанических островов. Данные анализа соотношения изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ также подтверждают эти выводы.

Полученные нами данные по химическому составу пород, относимых ранее к ирунейской свите, позволяют разделить эти толщи, как формировавшиеся в разных геодинамических условиях. Осадочные образования энингской толщи отлагались в морском бассейне, преимущественно в пелагической его части, а ирунейской свиты в пределах вулканического архипелага с эксплозивным вулканизмом. При этом в нижних горизонтах ирунейской свиты преобладают эффузивы толеитовой серии, а в верхних частях известково–щелочной серии островных дуг. В то же время, полученные новые данные по возрасту осадочных пород, указывающие на одинаковый возраст пород из которых они были выделены, близкие составы комплексов микрофауны, присутствие в разрезах слоев иноцерамов и наличие фациальных переходов от турбидитов лесновской серии к образованиям энингской толщи позволяют предполагать, что это был единый бассейн. Состав магматических пород и палеотектоническая обстановка в кампанское время указывает на то, что это был окраинноморский бассейн (Ирунейское окраинное море). В этом бассейне с северо-запада и запада на юго-восток происходила смена фациальных обстановок от склона и подножья склона материка (лесновская серия) до пелагических условий открытого бассейна (энингская толща) и вулканической цепи с островодужным типом вулканизма (ирунейская свита). Магматизм окраинного моря характеризуется наличием базальтов N–MOR, BAB и OI.

ВЫВОДЫ: 1. Проведенные исследования показывают, что осадочно-вулканогенные образования энингской толщи и ирунейской свиты формировались в различных геодинамических условиях. Базальты энингской толщи по составу близки к базальтам N–MOR, BAB и, реже, OI, которые изливались в пределах окраинноморского бассейна. Образования ирунейской свиты формировались в пределах вулканического поднятия с островодужным типом вулканизма. 2. Данные радиоляриевого анализа свидетельствуют о том, что накопление осадочно-вулканогенных пород энингской толщи и ирунейской свиты происходило в умеренно-высоких широтах, а сходный таксономический состав позволяет говорить о едином бассейне осадконакопления.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 15-05-01892 (Цуканов Н.В.) и программы Государственной поддержки Ведущих научных школ НШ-2981.2014.5 (Палечек Т.Н.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа м-б 1:1500 000 / Главные ред. А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский, В.П. Зайцев. СПб., ВСЕГЕИ. 2005.
2. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканиты перешейка Камчатки // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58–66.
3. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа // Тр. ГИН. 2008. Вып. 577. 319 с.
4. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении Северной части Срединного хребта Камчатки // Известия РАН. Сер. Геологическая. 1992. № 12. С. 247–251.
5. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
6. Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиоларии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1966. 158 с.
7. Липман Р.Х. Позднемеловые радиоларии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезо-кайнозоя Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности. Л.: Тр. ВСЕГЕИ. 1962. Н. сер. Т. 77. С. 271–323.
8. Практическое руководство по микрофауне. Радиоларии мезозоя // Тр. ВСЕГЕИ. 1999. Т. 6. 272 с.
9. Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology. Spec. Publ. 1976. V. 2. P. 1–95.
10. Pearce J.A., Stern R.J. Origin Back-Arc Basin Magmas: Trace Elements and Isotope perspectives // Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. S. 166. AGU, 2006. P. 63–86.
11. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Studied volcanites relate to different igneous series and were formed in different geodynamic conditions, namely marginal sea and volcanic arc. According to specific geochemical composition they are similar to N–MOR, BAB and OI basalts that were formed in frames of marginal-sea basin (Iruneyskoye marginal sea). Upper Cretaceous formations of the Sredinnyi Range's eastern slope were formed within a volcanic rise with volcanic activity of island-arc type.

Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: elcher@atlas.baltnet.ru)

**Вариации составов плюмовых вулканитов
в Южной Атлантике
и на Африканской плите**

Chernysheva E.A., Eroshenko D.V.

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Atlantic Branch, Kaliningrad)

**Variations of the plume volcanic rocks composition
in the Southern Atlantic
and at the African plate**

Ключевые слова: Базальты, мелилититы, океанические острова, континентальные плиты, кратоны, рифты, мантийные плюмы.

Глубинные щелочные вулканиты островов Фернанду-ди-Норонья, Триндади и Мартин Вас у берегов Бразилии и вулканиты района Сьерра-Леоне у берегов Африки [1–3 и др.] имеют составы, подобные вулканитам «реперной» ассоциации мелилитит-нефелинит в рифтовых структурах континентов Африки и Бразилии (части некогда единой Гондваны). Образование глубинных магматических расплавов на континентах (кимберлиты, мелилититы) связано с воздействием мантийного плюма, благодаря которому под литосферной плитой большой мощности плавление мантийного субстрата происходит в присутствии щелочно-карбонатного расплава, обогащенного летучими. Наиболее ярко свидетельствуют о существовании подобных расплавов карбонатитовые лавы современного вулкана Олдоиньо-Ленгаи в Танзании [4] и микровключения подобного же состава, обнаруженные в нижнемантийных алмазах на западе Бразилии [5]. Экспериментальные исследования показали, что именно режим летучих (CO_2) управляет процессом плавления на глубине [6]. Кимберлитовые расплавы образуются под кратонами при давлении CO_2 не менее 10 ГПа. Образование мелилититовых расплавов в рифтовых структурах, секущих или обрамляющих кратоны, происходит при давлении CO_2 от 6 до 4 ГПа. Дальнейшее уменьшение содержания летучих приводит к выплавлению базальтов или коматиитов.

Среди полей щелочных вулканитов африканских рифтов базальты нередко присутствуют в виде самостоятельных вулканов, лавовых потоков или даек (вулканы рифта Камерун, провинций Натрон и Ньярагонго, лавы Юго-Западного мыса), что позволяет рассматривать их как членов единого генетического ряда с соседствующими щелочными вулканитами. Это со-

гласуется с предлагаемой экспериментом схемой их формирования в процессе плавления одного и того же обогащенного субстрата, но при изменении режима давления CO_2 . Базальты имеют сходный характер распределения редких элементов, но на более низком уровне их содержаний [7], нередко повторяют специфику щелочных пород (повышенный К в лейцитсодержащих комплексах) (рис. 1). По своему составу и степени обогащенности элементами-примесями эти базальты удивительно близки базальтам классических океанических островов Южной Атлантики (Гоф, Тристан-да-Кунья, Св. Елена), образовавшимся при плавлении мантийного субстрата под воздействием того же Африканского плюма, что и на континентальной плите (рис. 2).

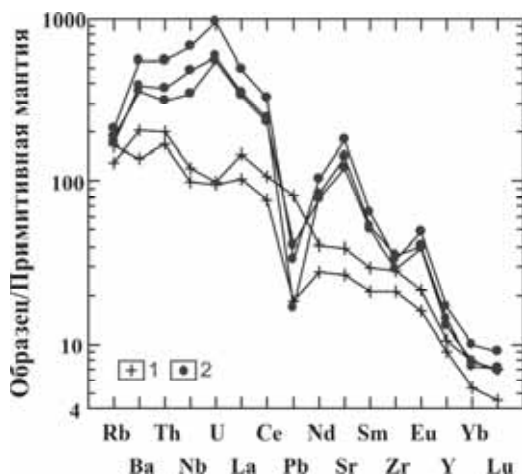


Рисунок 1. Состав мелилититов (1) и базальтов (2) в лавовом поле Ньярагонго, Африка [7]. Нормировано по примитивной мантии.

Существование щелочно-карбонатного расплава, насыщенного летучими (CO_2), в равновесии с мантийными перидотитами отражает специфику плавления в субконтинентальной литосферной мантии Африки. Взаимодействие мантийного плюма с мощной (более 250 км) континентальной «покрышкой» в виде древних кратонов могло способствовать образованию легкоподвижных, обогащенных углеродом жидкостей в надкритическом состоянии, которые, просачиваясь в межзерновых полостях, способны извлекать и транспортировать большие объемы элементов-примесей [8]. В связи с этим, появление глубинных щелочных вулканитов в молодых островных структурах вблизи берегов Бразилии и Африки не может быть результатом простого вовлечения реликтовых блоков континентальной коры в вулканический процесс, необходимо участие карбонатитового расплава и

его флюидной составляющей при соответствующих параметрах. Так что, скорее всего, справедливо мнение ряда исследователей, что данные острова являются частью континентальных плит (Бразилии и Африки, соответственно).

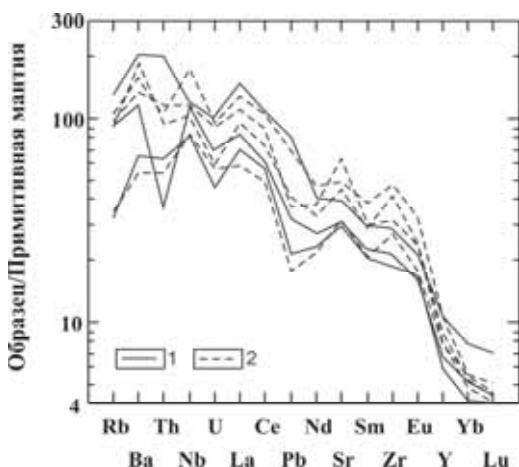


Рисунок 2.Содержания элементов-примесей: 1 – в базальтах из полей щелочных вулканитов Африки (Натрон, Ньярагонго, Ниамурагира) и 2 – в базальтах океанических островов Южной Атлантики (Триндади, Гоф, Св. Елена, Тристан-да-Кунья).

Сейсмическое исследование мантии методом [9] под Африкой и окружающими регионами позволило четко разделить области высокоскоростных структур под кратонами Западной Африки, Конго и Калахари и низкоскоростные структуры, ассоциирующиеся с хребтами САХ, областью тройного сочленения Афар, районом Красного моря и рифтовой зоной Аденоского залива в Восточной Африке. Исследования эволюции составов базальтов в рифтовой депрессии Туркана, разделяющей Эфиопское и Восточно-Африканское плато [10], и в поперечной тектонической зоне на востоке [11] показали, что режим растяжения и деформации континентальной плиты по мере удаления от кратонных областей приводят к изменению состава базальтов вплоть до весьма обедненных, крайним примером которых служат толеиты Красного моря. Отметим при этом, что зависимость степени обогащенности базальтов (параметр La/Yb) от глубины их выплавления, (величина отношения Ce/Y), близки наблюдаемым в Южной Атлантике.

Таким образом, близкие к примитивным составам расплавы базальтов на континентальной плите Африки и океанической плите Южной Атлантики мало различаются между собой. Они образованы благодаря подъему

мантийных диапиров (нагретого плюмового вещества) к подошве литосферной мантии и не обнаруживают признаков захвата более обогащенного астеносферного материала или присутствия заметных объемов летучих компонентов. Выплавление базальтов из мантийного субстрата происходило на разной глубине, что влияло на степень их обогащенности элементами-примесями. Появление более глубоких разновидностей щелочных вулканитов (кимберлиты, мелилититы, нефелиниты) на континентальных плитах Африки и Бразилии и прибрежных островах обусловлено поступлением плюмового вещества из более глубоких источников (вероятно, из нижней мантии) и иными условиями его плавления – в присутствии значительного количества углерода, щелочей и летучих компонентов. Несомненно, но пока не разгадана связь щелочного вулканизма с кратонами на континентальных плитах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Когарко Л.Н., Асавин А.М., Ряховский В.И. Типизация первичных расплавов и петрохимическое районирование внутриплитного щелочного магматизма Атлантики // Докл. АН. 2002. Т. 385. № 1. С. 97–100.
2. Пейве А.А., Сколотнев С.Г. Щелочной вулканизм цепи подводных гор Батиметристов (Центральная Атлантика): характеристика, сопоставление // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 1. С. 76–82.
3. Weaver B.L. Geochemistry of highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean: Fernando de Noronha and Trindade islands // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105. P. 502–515.
4. Keller J., Zaitsev A.N., Wiedenmann D. Primary magmas at Oldoinyo Lengai: The role of olivine melilitites // Lithos. 2006. V. 91. P. 150–172.
5. Kaminsky F., Wirth R., Matsyuk S. et al. Nyerereite and nahcolite inclusions in diamond: evidence for lower-mantle carbonatitic magmas // Mineralog. Mag. 2009. V. 73(5). P. 797–816.
6. Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa // J. Petrol. 2005. V. 46 (8). P. 1645–1659.
7. Platz Th., Foley S.F., Andre L. Low-pressure fractionation of the Nyiragongo volcanic rocks, Virunga province, D.R. Congo // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2004. V. 136. P. 269–295.
8. Добрецов Н.Л., Шацкий А.Ф. Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геол. геофиз. 2012. Т. 53. № 11. С. 1455–1475.
9. Ritsema J., van Heijst H. New seismic model of the upper mantle beneath Africa // Geology. 2000. V. 1. P. 63–66.
10. Macdonald R., Rogers N.W., Fitton J.G. et al. Plume-lithosphere interaction

in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa // *J. Petrol.* 2001. V. 42(3). P.827–900.

11. Furman T., Kaleta K.M., Bryce J.G., Hanan B.B. Tertiary mafic lavas of Turkana, Kenya: constraints on East African plume structure and the occurrence of HIMU volcanism in Africa // *J. Petrol.* 2006. V. 47(6). P. 1221–1244.

A comparison of the basalts: 1) of some islands in Southern Atlantic; 2) from the African volcanic fields with melilitites and nephelinites; 3) from the zones of extension and destruction of the continental plate (Eastern Africa), – show near similarity of their compositions. Probably, it is connected with the same, rather shallow level of mantle plume upwelling, and degassing circumstances of the source melting. On the contrary, alkaline volcanics of the continental plates (Africa, Brazil) and of the near-shore islands are deep-generated (lower mantle) and have the evidences of the high contents of alkali, carbon and volatile components accompanying the melting of the mantle source.

Шипилов Э.В.

(Полярный геофизический институт КНЦ РАН, г. Мурманск,

e-mail: shipilov@pgi.ru)

Пространственно-временная специфика и геодинамика проявлений магматизма Баренцево-Амеразийского суперплюма

Shipilov E.V.

(Polar Geophysical Institute Kola SC RAS, Murmansk)

Spatio-temporal specificity and geodynamic manifestations of magmatism of Barents-Amerasian superplume

Ключевые слова: суперплюм, стадии и фазы магматизма, геодинамика, спрединг, Канадский бассейн, континентальные окраины Арктики, магматическая провинция

Изучение геологического строения и базальтоидного магматизма континентальных окраин Арктического океана в сопоставлении с хронологической последовательностью формирования его спрединговых бассейнов дает основание для выделения в истории его становления трех основных тектономагматических этапов обусловленных суперплюмовыми событиями [1–3]. Позднепермско-триасовая тектоно-геодинамическая активизация связана с действием Сибирского суперплюма, юрско-меловая – с Баренцево-Амеразийским и кайнозойская – с Исландским. Наибольший интерес вызывает анализ геолого-геофизических данных проливающих свет на проявления J-K базальтоидного магматизма и тектоно-геодинамические обстановки, сопровождавшие инициальный этап раскрытия океана в Арктике (Канадский бассейн) и обусловленные действием Баренцево-Амеразийского суперплюма.

В палеотектоническом плане проявления юрско-раннемелового магматизма были сосредоточены, главным образом, за контуром общего ареала оккупированного Сибирским суперплюмом и, вместе с тем, демонстрировали определенное тяготение к поясам каледонид-элсмирид. Продольное и согласованное положение глубочайших палеозойских бассейнов континентальных окраин (Восточно-Баренцево-Свердрупского и Северо-Чукотского), совпадающее с простиранием известных **фрагментов каледонид-элсмирид**, позволяет говорить об унаследованной позиции магматизма Баренцево-Амеразийского плюма и вызванной им первоначальной зоны раскола, приведшей к становлению Канадского бассейна.

В общей сложности в магматической деятельности Баренцево-Амеразийского суперплюма прослеживается 6 разномасштабных пиков активизации (рис.) подразделенных на две стадии. Их выделение производи-

лось с упором на данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ радиологического датирования в том числе и полученные нами [4]. График кривой на рисунке (слева вдоль оси ординат) показывает, что пиковые нагрузки проявлений базальтоидного магматизма приходятся на следующие усредненные уровни значений возрастов: в I стадии ~190, ~157, ~133 млн. лет, во II стадии ~110, ~95 и ~82 млн. лет. Из этого ряда показателей следует, что межпиковые интервалы – 33, 24, 23, 15, 13 млн. лет – со временем снижаются, а во второй стадии действия плюма практически в 2 раза и, соответственно, частота активизации магматизма возрастает. Это дает основание говорить о пульсационном и полициклическом характере проявлений магматизма Баренцевско-Амеразийского суперплюма. Хотя не исключается и вероятность того, что вместе с тем это фрагменты разнопорядковой цикличности, либо здесь имеют место осцилляции осложняющие циклы Бертрана или Штилле [5, 6].

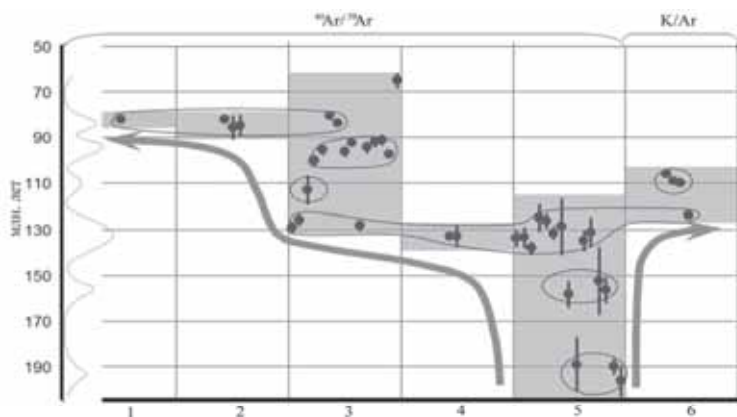


Рисунок. 2D-модель развития Баренцевско-Амеразийского суперплюма по данным радиологического датирования базальтоидных образований (точки и точки с линиями) магматических областей и районов.

Ось ординат – возраст (млн. лет), ось абсцисс – области и районы проявления магматизма. Стрелки – направления омоложения возраста магматизма относительно ЗФИ. 1 – хр. Альфа, 2 – Северная Гренландия, 3 – Свердрупский бассейн (Канадский Арктический архипелаг), 4 – архипелаг Шпицберген, 5 – архипелаг Земля Франца-Иосифа, 6 – о. Беннетта (о-ва Де-Лонга, Новосибирский архипелаг).

I стадия. Начальные фазы внедрения базальтоидов в континентальную литосферу отмечаются в юре в пределах сводово-блокового поднятия Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) – 196–189 и 156–153 млн. лет [7] (рис.) и в Восточно-Баренцевской троговой системе – 159 млн. лет [8] преимущественно в виде силлов и редко покровов. При этом раннеюрский магматизм представлен низкокалийевыми толеитами, а позднеюрский, кроме того, включает

и более глубинные субщелочные базальты. В целом же, позднеюрская фаза магматизма и деструкции литосферы в Арктике, обозначившая зону раскола в полосе сочленения Арктиды и Северо-Американской плиты, способствовала ослаблению и разрыву литосферы и являлась подготовительным и переходным этапом к последующему, основному, тектоно-геодинамическому событию – раскрытию Канадского бассейна.

Раннемеловая фаза – 140–125 млн. лет – характеризуется максимально активной магматической деятельностью плюма и мощными импульсами растяжения. Они охватили не только Баренцевоморскую окраину, но и расположенные **симметрично**, относительно осевой зоны растяжения и спрединга, области Канадского Арктического архипелага и Восточно-Сибирской окраины Евразии (арх. Де-Лонга), а также некоторые районы будущего хребта Менделеева. В это время на ЗФИ были сформированы наиболее заметные разрезы субщелочных базальтов, произошло массовое внедрение комагматических им силлов и даек [4, 7]. Следует подчеркнуть, что несогласие на сейсмических разрезах с возрастом около 130–136 млн. лет в Канадском бассейне, обусловленное основной фазой растяжения литосферы, достаточно определенно сопоставляется с общим интервалом возрастов группы параллельных базальтовых даек о. Хейса (арх. ЗФИ). Это дает основания считать, что при аккреции океанической литосферы Канадского бассейна имело место возникновение трансрегиональной полосы растяжения маркируемой дайками и протянувшейся от ЗФИ до о-ва Королевы Элизабет Канадского Арктического архипелага. В геодинамическом отношении она может интерпретироваться как фрагмент или след «неудавшегося» (не получившего развитие) спредингового центра возникшего в результате либо кратковременного перескока оси спрединга, либо как его звено в поле рассеянного спрединга на данном этапе эволюции Канадского бассейна.

II стадия магматической деятельности Баренцевско-Амеразийского суперплюма началась после некоторой паузы, на которую приходится заключительные эпизоды столкновения Новосибирско-Чукотского блока (микроплиты) с Евразией, закрытие Южно-Анжуйского океана (~120 млн. лет), как следствие – затухание спрединга в Канадской котловине, переориентировка поля напряжений в литосфере на 90° с возникновением условий растяжения и рифтинга в области будущего бассейна Макарова-Подводников в преддверии отрыва хр. Альфа-Менделеева от Баренцево-Карской континентальной окраины. Симметричный магматизм на континентальных окраинах (Свердрупский бассейн – с одной стороны, и о. Беннетта и Чукотский бордерленд – с другой) возобновился во временном диапазоне ~115–105 млн. лет. Вероятно, можно говорить, что этот эпизод магматизма в деятельности плюма был далеко не самым интенсивным, но, тем не менее, он положил начало формированию Центрально-Арктической (или Альфа-Менделеева) магматической провинции. Последняя, по представлениям автора, возникла

после образования Канадского бассейна и, по существу, на месте разорванного в результате дивергенции плит юрско-раннемелового ареала магматизма. Таким образом, эта магматическая провинция оказалась окруженной с трех сторон, некогда объединенными в единый ареал, областями более древних магматических проявлений сосредоточенных в пределах континентальных окраин Баренцева и Восточно-Сибирского морей и Канадского Арктического архипелага. **На макроуровне** плюмовый магматизм средне- и более молодых меловых фаз в целом провинции Альфа-Менделеева может быть квалифицирован как **телескопический** по отношению к более древнему мезозойскому ареалу I стадии, по примеру «дайка в дайке». Судя по результатам драгирования и подводного бурения [9–11], а также специфической структуре аномального магнитного поля, площадь распространения средне-позднемелового магматизма с возрастным интервалом от 115–112 до 82–76 млн. лет охватывает не только хребет Альфа-Менделеева, но и прилегающие сегменты котловины Макарова-Подводников, север Канадской котловины и северные отроги Чукотского бордерленда. В этой связи представляется, что некоторые тектоно-геодинамические элементы глубоководной области (трансформные зоны, отрезки осевых зон спрединга) могли быть замаскированы ареалами магматизма II-ой стадии развития суперплюма.

На поднятии Альфа [10] по результатам проведенных исследований драгированы высокотитанистые щелочные и субщелочные базальты. На северных отрогах хр. Нортвинд и близлежащих подводных горах установлены щелочные и умеренно щелочные базальты. При этом по геохимическим характеристикам на северном отроге хр. Нортвинд они соответствуют субаэральным и близким к ним континентальным платобазальтам. На подводной горе это толеитовые пиллоу-лавы.

На поднятии Менделеева [9] пробуренные скважинами в подножье коренные вулканогенные образования представлены разностями умеренной и низкой щелочности и по изотопно-геохимическим показателям относятся к вулканитам островов и поднятий дна океанов. Габбро-долериты, драгированные со склонов этого поднятия, представлены породами низкой щелочности и по составам также отвечают образованиям континентального генезиса. Однако ни одного образца схожего по составу с MORB-like в ходе проведенных работ не обнаружено.

Плюмовый магматизм отмеченного возраста спорадически и небольшими пятнами проявлялся и в близлежащих районах континентальных окраин. Вполне возможно, что магматизм северной оконечности Гренландии является продолжением или фрагментом Центрально-Арктической провинции. В общей сложности длительность второй трехфазной стадии действия суперплюма сформировавшего Центрально-Арктическую провинцию оценивается в 35–40 млн. лет. В сравнении с существующими воззрениями на параметрические характеристики плюмов результаты исследований по-

звolyют говорить об уникальности рассматриваемого юрско-мелового суперплюма, резко отличающей его по времени действия и многофазности от Сибирского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 216–219.
2. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.
3. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г. Баренцево-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369–372.
4. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376–382.
5. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1994. 190 с.
6. Шипилов Э.В. О периодичности проявлений основного магматизма в пределах Западно-Арктической окраины Евразии в фанерозое // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 3. С. 97–104.
7. Карякин Ю.В., Складчиков Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 293–301.
8. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН. 1991. Т. 320. № 5. С. 1203–1206.
9. Кременецкий А.А., Костицин Ю.А., Морозов А.Ф., Рекант П.В. Источники вещества магматических пород поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2015. № 6. С. 487–501.
10. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология. 2013. № 53. С. 34–55.
11. Mukasa S.B., Mayer L.A., Aviado K. et al. Alpha/Mendelev Ridge and Chukchi Borderland $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology and Geochemistry: Character of the First Submarine Intraplate Lavas Recovered from the Arctic Ocean // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly. 2015. V. 17. EGU2015-8291-2, 2015.

According to the results of the study of geological structure and J-K basaltoid magmatism in the Arctic the polycyclic two-stage functioning of the Barents-Amerasian superplume, leading to the formation of oceanic basins, is based.

Алфавитный указатель

Абрамова А.С.	252	Емельянов Е.М.	58
Алексеев Д.А.	331	Ерошенко Д.В.	289, 361
Ананьев Р.А.	4	Жулёва Е.В.	110
Анохин В.М.	9	Иваненко А.Н.	71, 115
Артамонов А.В.	270	Иващенко А.И.	155
Архипов В.В.	217	Ильин А.В.	120
Асавин А.М.	14	Казакевич Г.И.	125
Астафьев Д.А.	275	Казанский Б.А.	178
Базылев Б.А.	294	Киреев А.А.	222
Баранов Б.В.	19	Клюев М.С.	127, 132
Баренбаум А.А.	24, 29	Ковачев С.А.	182
Баркин Ю.В.	34, 38	Козлов Д.Н.	137
Белоус О.В.	173, 178	Кокин О.В.	217
Блох Ю.И.	43	Колпащикова Т.Н.	173
Бондаренко В.И.	43, 48	Корчагин И.Н.	256
Борисов Д.Г.	53	Кохан А.В.	91, 142
Брусиловский Ю.В.	71, 115	Крек А.В.	145
Буданов Л.М.	58	Крицкая О.Ю.	232
Булычев А.А.	280, 285	Кругляков В.В.	150
Валитов М.Г.	173	Крылов А.А.	155, 182
Волокитина Л.П.	125	Кузин И.П.	182
Гаврилов А.А.	61	Куклев С.Б.	53
Гайнанов В.Г.	261	Курбатова Е.С.	91
Гилод Д.А.	280, 285	Лагутина С.В.	76
Глазырин Е.А.	66	Левашов С.П.	256
Городницкий А.М.	71	Левченко В.Д.	164
Гришкевич В.Ф.	76	Левченко Д.Г.	159, 164
Грохольский А.Л.	91, 304	Левченко О.В.	261
Дмитревский Н.Н.	4	Леднева Г.В.	294
Дозорова К.А.	19, 346	Леликов Е.П.	168
Долгаль А.С.	43	Леонова Т.Д.	173
Дорохов Д.В.	81	Лепешко В.В.	178
Дронь О.В.	86	Лобковский Л.И.	159, 182
Дубинин Е.П.	91, 142, 280, 285, 304	Ломакин И.Э.	9, 299
Дунаев Н.Н.	95	Ломтев В.Л.	187, 192, 197
Евсенко Е.И.	132	Лысенко В.И.	207
Евсюков Ю.Д.	53, 100, 105, 227	Макушкина А.И.	304
Егоров И.В.	164	Малиновский А.И.	308, 313
		Матвеев В.В.	125
		Мельников М.Е.	247

Метальников А.А.	110	Савин В.А.	222
Мирлин Е.Г.	318, 322	Сажнева А.Э.	132
Миронов Ю.В.	318, 322	Сапунов В.А.	115
Миронюк С.Г.	202	Седышева Т.Е.	247
Моисеев А.В.	327	Сергеев А.Ю.	86
Мутовкин А.А.	4	Сергеев В.А.	115
Мысливец В.И.	207	Сколотнев С.Г.	341, 351
Нархов Е.Д.	115	Смирнов О.Е.	222
Никонов А.А.	212	Соколов С.Ю.	252
Новикова П.Н.	43	Соловьев В.Д.	256
Огородов С.А.	86, 217	Сорокин В.М.	261
Ольховский С.В.	132	Старовойтов А.В.	261
Остапенко А.А.	232	Субетто Д.А.	137
Палечек Т.Н.	327, 356	Суетнова Е.И.	155
Пальшин Р.А.	331	Тетерин Д.Е.	91
Панина Е.В.	76	Токарев А.М.	242
Петрова В.В.	237	Токарев М.Ю.	242
Пилипенко О.В.	237	Трусов А.А.	43
Пискарев А.Л.	222	Фазлуллин С.М.	132
Попков В.И.	227, 232, 336	Филаретова А.Н.	91
Попов К.В.	71	Фирсенкова В.М.	137
Поротов А.В.	207	Харин Г.С.	289
Рашидов В.А.	43, 110, 237, 313	Хортов А.В.	4
Рогинский К.А.	53, 159, 164	Цвечинский А.С.	217
Родкин М.В.	318	Цуканов Н.В.	346, 351, 356
Росляков А.Г.	242, 261	Чернышева Е.А.	289, 361
Руднев В.И.	53, 100, 105, 227	Чесалова Е.И.	110, 318
Рукавишникова Д.Д.	346	Шипилов Э.В.	264, 366
Рыбалко А.Е.	242	Шишкина Н.А.	71
Рябчук Д.В.	86	Шлезингер А.Е.	4
		Шрейдер Ал.А.	132

ОГЛАВЛЕНИЕ

Геофизика и геоморфология дна морей и океанов	
<i>Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н., Мutowкин А.А., Хортов А.В., Шлезингер А.Е.</i> Сейсмостратиграфический анализ сейсмоакустических профилей сверхвысокого разрешения в Южной и Центральной Атлантике	4
<i>Анохин В.М., Ломакин И.Э.</i> Линеаменты и регматическая сеть как реальные явления глобальной тектоники	9
<i>Асавин А.М.</i> Вулканизм подводных гор Тихого океана – есть ли активность после смерти гайота?	14
<i>Баранов Б.В., Дозорова К.А.</i> Кинематика поперечных разломов преддуговой области Центральных Курил и миграция желоба	19
<i>Баренбаум А.А.</i> О механизме образования базальтового слоя коры океанов	24
<i>Баренбаум А.А.</i> О происхождении коры континентов: новый подход к решению проблемы	29
<i>Баркин Ю.В.</i> К объяснению запаздывания лунно-солнечного прилива	34
<i>Баркин Ю.В.</i> Кризис в науках о Земле в эпоху альтиметрических измерений продолжается	38
<i>Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А.</i> Комплексные исследования Брутонской группы подводных вулканов в Курильской островной дуге	43
<i>Бондаренко В.И.</i> Строение и предполагаемая история развития вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы)	48
<i>Борисов Д.Г., Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Куклев С.Б., Рогинский К.А.</i> Изменения рельефа горы Дооб и топографии шельфа на северо-востоке Черного моря после катастрофического наводнения 2012 года	53
<i>Буданов Л.М., Емельянов Е.М.</i> Морфогенетическая типизация подводных форм береговой зоны Самбийского полуострова	58

<i>Гаврилов А.А.</i> Центральнo-Индooкeанский реликтoвый мe-гасвод	61
<i>Глазырин Е.А.</i> Новые сведения по грязевому вулканизму Керченского пролива	66
<i>Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Попов К.В., Шишкина Н.А.</i> Гидратация литосферы и магнитное поле океана	71
<i>Гришкевич В.Ф., Лагутина С.В., Панина Е.В.</i> Геомеханика образования аномальных разрезв баженовской свиты оползневого типа	76
<i>Дорохов Д.В.</i> Субаквальные ландшафты юго-восточной части Балтийского моря	81
<i>Дронь О.В., Огородов С.А., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю.</i> Роль ледовых процессов в экзогенной геодинамике береговой зоны восточной части Финского залива	86
<i>Дубинин Е.П., Кохан А.В., Грохольский А.Л., Тетерин Д.Е., Курбатова Е.С., Филаретова А.Н.</i> Тектоническое строение моря Скотия и образование микроконтинентов и погруженных континентальных блоков	91
<i>Дунаев Н.Н.</i> Новейшая тектоника в развитии морских береговых аккумулятивных форм (на примере Анапской пересыпи)	95
<i>Евсюков Ю.Д., Руднев В.И.</i> Геоморфология Дунайского каньона	100
<i>Евсюков Ю.Д., Руднев В.И.</i> Новая батиметрическая карта Дунайского конуса выноса	105
<i>Жулёва Е.В., Рашидов В.А., Чесалова Е.И., Метальников А.А.</i> Опыт создания специализированного информационного ресурса на примере Магеллановых гор (Тихий океан)	110
<i>Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Сапунов В.А., Нархов Е.Д., Сергеев В.А.</i> Высokоточное картирование подводных техногенных объектов с помощью полноградиентной системы оверхаузеровских магнитометров	115
<i>Ильин А.В.</i> К истории открытия и изучения рифтовой долины океана	120
<i>Казакевич Г.И., Матвеевков В.В., Волокитина Л.П.</i> Неоднoмерные формы изгибной неустойчивости земной коры. Индийский океан.	125
<i>Клюев М.С.</i> Об аспектах разработки гидролокатора донного обзора	127

<i>Клюев М.С., Ольховский С.В., Фазлуллин С.М., Сажнева А.Э., Евсенко Е.И., Шрейдер Ал.А.</i>	132
О возможностях системы параметрического профилографа, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS для комплексных исследований донных антропоценовых осадочных отложений	
<i>Козлов Д.Н., Субетто Д.А., Фирсенкова В.М.</i>	137
Основные результаты геоморфологических исследований вулканических озер Курильской островной дуги и перспективы палеолимнологических реконструкций	
<i>Кохан А.В., Дубинин Е.П.</i>	142
Ультрамедленный спрединг и геодинамические обстановки его проявления	
<i>Крек А.В.</i>	145
Изменение особенностей вдольберегового перемещения осадочного материала в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики в климатическом масштабе	
<i>Кругляков В.В.</i>	150
О некоторых противоречиях в современных геотектонических построениях	
<i>Крылов А.А., Иващенко А.И., Суетнова Е.И.</i>	155
Моделирование реакции пористых флюидонасыщенных верхних осадков морского шельфа на сейсмическое воздействие	
<i>Левченко Д.Г., Лобковский Л.И., Рогинский К.А.</i>	159
Проблемы и перспективы создания единой сейсмологической сети суша–океан	
<i>Левченко Д.Г., Егоров И.В., Левченко В.Д., Рогинский К.А.</i>	164
Возбуждение и распространение штормовых микросейсм в океанической среде	
<i>Леликов Е.П.</i>	168
Вулканические хребты Центральной глубоководной котловины Японского моря	
<i>Леонова Т.Д., Валитов М. Г., Белоус О.В., Колпащикова Т.Н.</i>	173
Рельеф дна сегмента Южно-Китайского моря его связь с аномальным гравитационным полем	
<i>Лепешко В.В., Казанский Б.А., Белоус О.В.</i>	178
Ассоциации структурных парагенезов Востока Азии и прилегающего океанического дна	
<i>Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А., Крылов А.А.</i>	182
Особенности зоны Бенъофа Центрально-Курильской области	
<i>Ломтев В.Л.</i>	187
Новое в строении и истории СЗ плиты Пацифики (по данным НСП)	
<i>Ломтев В.Л.</i>	192
К строению и истории абиссальных холмов СЗ плиты Пацифики	

<i>Ломтев В.Л.</i> К строению холмов и газоносности поднятия Шатского	197
<i>Миронюк С.Г.</i> Погребенные палеодолины северо-восточного шельфа о. Сахалин: морфология, морфометрия, состав и свойства четвертичных отложений	202
<i>Мысливец В.И., Поротов А.В., Лысенко В.И.</i> Последледниковая трансгрессия Черного моря и речные долины	207
<i>Никонов А.А.</i> О типизации на геодинамической основе водных возмущений типа цунами	212
<i>Огородов С.А., Архипов В.В., Кокин О.В., Цвезинский А.С.</i> Влияние изменений климата на интенсивность экзарации дна ледяными торосистыми образованиями	217
<i>Пискарев А.Л., Киреев А.А., Савин В.А., Смирнов О.Е.</i> Природа магнитных аномалий Северо-Баренцевского бассейна	222
<i>Попков В.И., Евсюков Ю.Д., Руднев В.И.</i> Исследования рельефа дна на детальных полигонах материковой окраины Горного Крыма	227
<i>Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А.</i> Роль сейсмогравитационных процессов в формировании рельефа дна Черного моря у западной оконечности Кавказа	232
<i>Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В.</i> Геолого-геофизические исследования подводного вулкана Минами-Хиоси (Марианская островная дуга)	237
<i>Рыбалко А.Е., Росляков А.Г., Токарев М.Ю., Токарев А.М.</i> Современные геодинамические процессы – важный фактор формирования современной структуры дна шельфовых морей	242
<i>Седышева Т.Е., Мельников М.Е.</i> Результаты крупномасштабного (1 : 50 000) картирования рельефа дна многолучевым эхолотом на примере одного из участков гайота Говорова (Магеллановы горы)	247
<i>Соколов С.Ю., Абрамова А.С.</i> Картирование вертикальных амплитуд разломов в глубоководной части океана по данным высокочастотного профилографа	252
<i>Соловьев В.Д., Корчагин И.Н., Левашов С.П.</i> О глубинных разделах земной коры и особенностях эволюции структур дна Западной Антарктики	256
<i>Сорокин В.М., Гайнанов В.Г., Росляков А.Г., Старовойтов А.В., Левченко О.В.</i> Неотектоника и осадочные процессы на шельфе Черного моря в четвертичное время	261

Симпозиум им. Л.П. Зоненшайна**«Тектоника литосферных плит»**

<i>Артамонов А.В.</i> Особенности строения и магматизма гайотов системы поднятий Маркус-Неккер (Тихий океан)	270
<i>Астафьев Д.А.</i> Особенности планетарной геодинамики океанических коромантийных секторов Земли	275
<i>Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П.</i> Литосфера Восточного Индийского хребта по результатам анализа потенциальных полей	280
<i>Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П.</i> Литосфера северо-восточной части Индийского океана по результатам анализа потенциальных полей	285
<i>Ерошенко Д.В., Чернышева Е.А., Харин Г.С.</i> Сравнение вулканизма Китового хребта с вулканизмом «горячих точек» Тристан и Камерун	289
<i>Леднева Г.В., Базылев Б.А.</i> Дуниты, троктолиты и габброиды офиолитов Ганкуваямской пластины Кузольского террейна (Корякское нагорье): геохимия и петрология корового plutонического комплекса задугового бассейна	294
<i>Ломакин И.Э.</i> Линеаменты и происхождение океана	299
<i>Макушкина А.И., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> Особенности формирования микроконтинента Ян-Майен и плато Воринг в процессе раскрытия Северной Атлантики (физическое моделирование)	304
<i>Малиновский А.И.</i> Литология и палеогеодинамические обстановки формирования отложений Западно-Сахалинского террейна	308
<i>Малиновский А.И., Рашидов В.А.</i> Осадочные и вулканогенно-осадочные породы островов шельфа Вьетнама	313
<i>Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Родкин М.В., Чесалова Е.И.</i> Разноранговые внутриплитные подводные горы северо-западной части Тихого океана: параметры, пространственное распределение, геохимия вулканитов, возможная природа вулканизма	318
<i>Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В.</i> Роль вихревого движения в геодинамике Эгейского моря	322

<i>Палечек Т.Н., Моисеев А.В.</i> Тектоно-стратиграфические комплексы западной части Корякского нагорья (р-н Усть-Бельских гор): строение, возраст и состав	327
<i>Пальшин Р.А., Алексеев Д.А.</i> Глубинная электропроводность как индикатор флюидного режима в зонах субдукции	331
<i>Попков В.И.</i> Некоторые вопросы внутриплитной тектоники и геодинамики	336
<i>Сколотнев С.Г.</i> Регулярные пространственные вариации состава и строения коры и структуры океанического дна в осевой и гребневой зонах Срединно-Атлантического хребта	341
<i>Цуканов Н.В., Дозорова К.А., Рукавишников Д.Д.</i> Геодинамика тектоно-стратиграфических террейнов Камчатки	346
<i>Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г.</i> Верхнемеловые магматические породы Алазейского плоскогорья: новые данные о составе и условиях образования (северо-восточная Якутия)	351
<i>Цуканов Н.В., Палечек Т.Н.</i> Особенности состава и геодинамические условия формирования магматических комплексов Камчатского перешейка	356
<i>Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В.</i> Вариации составов плюмовых вулканитов в Южной Атлантике и на Африканской плите	361
<i>Шитилов Э.В.</i> Пространственно-временная специфика и геодинамика проявлений магматизма Баренцевско-Амеразийского суперплюма	366
Алфавитный указатель	371

CONTENTS

Sea floor geophysics and geomorphology

<i>Ananiev R.A., Dmitrevskii N.N., Mutovkin A.A., Khortov A.V., Shlezinger A.E.</i> Seismostratigraphic and tectonic analysis of high-resolution seismoacoustic profiles in South and Central Atlantic	4
<i>Anokhin V.M., Lomakin I.E.</i> Lineaments and regmatic network as a real phenomenon of global tectonics	9
<i>Asavin A.M.</i> Volcanism seamounts of the Pacific Ocean. Is there any activity after the death of Guyots?	14
<i>Baranov B.V., Dozorova K.A.</i> Kinematics of transcurrent faults in Central Kuriles forearc and trench migration	19
<i>Barenbaum A.A.</i> On the mechanism of formation basaltic layer of oceanic crust	24
<i>Barenbaum A.A.</i> On the origin of continental crust: new approach to solving the problem	29
<i>Barkin Yu.V.</i> An explanation of the Laplace delay of luni-solar tides	34
<i>Barkin Yu.V.</i> Crisis in geosciences in epoch of altimetry measurments	38
<i>Blokh Yu.I., Bondarenko V.I., Dolgal A.S., Novikova P.N., Rashidov V.A., Trusov A.A.</i> Integrated Investigations of Brouton Group of Submarine Volcanoes, Kuril Island Arc	43
<i>Bondarenko V.I.</i> Structure and forming history of the Ushishir volcanic massif (Central Kurile)	48
<i>Borisov D.G., Evsyukov Yu.D., Rudnev V.I., Kuklev S.B., Roginskiy K.A.</i> Changes in relief of the Doob mountain and topography of the NE Black Sea shelf caused by catastrophic flood in 2012	53
<i>Budanov L.M., Emelyanov E.M.</i> Morphological and genetic types of underwater relief forms in coastal area of Sambian peninsula	58
<i>Gavrilov A.A.</i> Central-Indoceanic relic megaarch	61
<i>Glazyrin E.A.</i> New data on mud volcanism of the Kerch Strait	66
<i>Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N., Popov K.V., Shishkina N.A.</i> Hidratation of the Lithosphere and Oceanic Magnetic Field	71
<i>Grishkevich V.F., Lagutina S.V., Panina E.V.</i> Geomechanic of bazhenov's enormous sequence's submarine landslides	76

<i>Dorokhov D.</i> Submerged landscapes in the South-Eastern Baltic Sea	81
<i>Dron' O.V., Ogorodov S.A., Ryabchuk D.V., Sergeev A.Yu.</i> Role of sea-ice in exogenous geodynamics of the Eastern Gulf of Finland coastal zone	86
<i>Dubinin E.P., Kokhan A.V., Grokholsky A.L., Teterin D.E., Kurbatova E.S., Filaretova A.N.</i> Tectonic structure of the Scotia Sea and formation of microcontinents and submerged continental blocks	91
<i>Dunaev N.N.</i> The newest tectonics in the development of marine coastal accumulative forms (for example the Anapa spit)	95
<i>Yevsyukov Yu.D., Rudnev V.I.</i> Geomorphology of the Danube canyon	100
<i>Yevsyukov Yu.D., Rudnev V.I.</i> New bathymetric chart of the Danube alluvial fan	105
<i>Zhuleva E.V., Rashidov V.A., Chesalova E.I., Metalnikov A.A.</i> Experience of the specialize information resource creation on the example of Magellan seamounts in the Pacific	110
<i>Ivanenko A.N., Brusilovskiy Yu.V., Sapunov V.A., Narkhov E.D., Sergeev A.V.</i> High precision mapping of submerged objects with the aid of full-gradient Overhouser magnetometer system	115
<i>Ilyin A.V.</i> To history of the ocean rift valley discovery and study	120
<i>Kazakevich G.I., Matveenkov V.V., Volokitina L.P.</i> Non-one-dimensional forms of the buckling instability of the earth's crust. Indian Ocean	125
<i>Klyuev M.S.</i> About under bottom sonar development aspects	127
<i>Klyuev M.S., Olhovskiy S.V., Fazlullin S.M., Evsenko E.I., Sazhneva A.E., Shrader A.I.A.</i> About the capabilities of the system of parametric profilograph, echolot and GLONASS/GPS receiver for integrated studies of anthropocene bottom sediments	132
<i>Kozlov D.N., Subetto D.A., Firsenkova V.M.</i> Main results of geomorphological investigations of volcanic lakes of the Kurile island arc and perspectives of paleolimnological reconstructions	137
<i>Kokhan A.V., Dubinin E.P.</i> Ultra-slow spreading and geodynamic environments of its manifestation	142
<i>Krek A.V.</i> Change of the features of alongshore movement of sedimentary material in the coastal part of the South-eastern Baltic Sea in the climate scale	145
<i>Kruglyakov V.V.</i> About some contradictions in modern geotectonic constructions	150

<i>Krylov A.A., Ivashchenko A.I., Suetnova H.I.</i> Modeling the earthquake response of the porous fluid-saturated offshore upper sediments	155
<i>Levchenko D.G., Lobkovsky L.I., Roginsky K.A.</i> Problems and prospects of creating a global seismological network of land and ocean	159
<i>Levchenko D.G., Yegorov I.V., Levchenko V.D., Roginsky K.A.</i> Generation and propagation of storm microseisms in the oceanic environment	164
<i>Lelikov E.P.</i> Volcanic ridges of the Central deep-sea basin of the Japan Sea	168
<i>Leonova T.D., Valitov M.G., Belous O.V., Kolpashikova T.N.</i> The bottom relief of the South China Sea segment and its correlation with gravitational field anomaly	173
<i>Lepeshko V.V., Kazansky B.A., Belous O.V., Melnichenko Y.I.</i> Associations of structural paragenesis of the East of Asia and adjacent oceanic bottom	178
<i>Lobkovsky L.I., Kuzin I.P., Kovachev S.A., Krylov A.A.</i> The peculiarities of the Central Kuril region Benioff zone	182
<i>Lomtev V.L.</i> The new in the structure and history of NW Pacific plate (by SCP data)	187
<i>Lomtev V.L.</i> On the structure and history of abyssal hills of NW Pacific plate	192
<i>Lomtev V.L.</i> To the structure of seahills and gas presence of Shatsky rise	197
<i>Mironyuk S.G.</i> Buried paleovalleys northeastern shelf of Sakhalin Island: morphology, morphometry, composition and properties of Quaternary deposits	202
<i>Myslivets V.I., Porotov A.V., Lysenko V.I.</i> The Holocene transgression of the Black Sea and incised valleys	207
<i>Nikonov A.A.</i> On typification of water excitations such as tsunami on the geodynamic base	212
<i>Ogorodov S.A., Arkhipov V.V., Kokin O.V., Tsvetsinskiy A.S.</i> The influence of climate change on the intensity of ice gouging of the bottom by hummocky formations	217
<i>Piskarev A.L., Kireev A.A., Savin V.A., Smirnov O.E.</i> Nature of the magnetic anomalies in the North Barents Basin	222
<i>Popkov V.I., Yevsyukov Y.D., Rudnev V.I.</i> Research on detailed bottom topography ranges the continental margin of the Crimean Mountains	227

<i>Popkov V.I., Krickaya O.Y., Ostapenko A.A.</i> Role of seismogravitational processes in the formation of the bottom relief of the Black Sea at the western end of the Caucasus	232
<i>Rashidov V.A., Pilipenko O.V., Petrova V.V.</i> Geological and geophysical investigations of Minami-Hiyochi submarine volcano (Mariana island Arc)	237
<i>Rybalko A.E., Rosljakov A.G., Tokarev M.Ju., Tokarev A.M.</i> Modern geodynamic processes - important factor in the formation of modern structures on the bottom shelf seas	242
<i>Sedysheva T.E., Melnikov M.E.</i> Ultimations of large-scale (1 : 50 000) underwater topography survey by multibeam echosounder within one of the Govorov's guyot site (Magellan Seamounts)	247
<i>Sokolov S.Y., Abramova A.S.</i> Mapping of vertical fault amplitudes in deep ocean environmet using data of subbottom profiler	252
<i>Solovyov V.D., Korchagin I.N., Levashov S.P.</i> On the crust deep sections and evolution features of the West Antarctica bottom structures	256
<i>Sorokin V.M., Gainanov V.G., Roslyakov A.G., Starovoitov A.V., Levchenko O.V.</i> Neotectonics and sedimentary processes on the shelf of the Black sea during the Quaternary	261
<i>Shipilov E.V.</i> On rifts of the South Kara basin	264
L.P. Zonenshain Memorial Symposium "Lithosphere plate tectonics"	
<i>Artamonov A.V.</i> Structural features and magmatism of Marcus-Necker Rise guyots (Pacific Ocean)	270
<i>Astafiev D.A.</i> Features of planetary geodynamics of oceanic crust-mantle sectors of the Earth	275
<i>Bulychev A.A., Gilod D.A., Dubinin E.P.</i> The lithosphere East Indian Ridge on the results analysis of potential fields	280
<i>Bulychev A.A., Gilod D.A., Dubinin E.P.</i> The lithosphere of the northeastern part Indian Ocean on the results analysis of potential fields	285
<i>Eroshenko D.V., Chernysheva E.A., Kharin G.S.</i> A comparison of Whale ridge volcanism with "hot spots" volcanism of Tristan and Cameroon	289
<i>Ledneva G.V., Bazylev B.A.</i> Dunites, troctolites and gabbros of the Gankuvayam ophiolite of the Kuyul terrane (the Koryak Highlands): Geochemistry and petrology of back-arc crustal plutonic complex	294

<i>Lomakin I.E.</i> The Lineaments and Origin of Ocean	299
<i>Makushkina A.I., Dubinin E.P., Grokholsky A.L.</i> Peculiarities of the Jan-Mayen microcontinent and the Voring Plateau formation during the opening of the North Atlantic region (analogue modelling)	304
<i>Malinovsky A.I.</i> Lithology and paleogeodynamic settings of the West Sakhalin terrane deposits	308
<i>Malinovsky A.I., Rashidov V.A.</i> Sedimentary and volcanogenic-sedimentary rocks of the Vietnam Shelf islands	313
<i>Mirlin E.G., Mironov Yu.V., Rodkin M.V., Chesalova E.I.</i> The multi-scale intraplate seamounts in the north-western Pacific Ocean: the parameters, spatial distribution, geochemistry of volcanics, possible nature of volcanism	318
<i>Mirlin E.G., Mironov Yu.V.</i> The role of the vortex motions in the Aegean Sea geodynamics	322
<i>Palechek T.N., Moiseev A.V.</i> Tectono-stratigraphic complexes of the western part of the Koryak Upland (Ust'-Bel'sky Mountains): their structure, age and composition	327
<i>Palshin N.A., Alekseev D.A.</i> Deep electrical conductivity as an indicator of fluid regime in subduction zones	331
<i>Popkov V.I.</i> Some questions intraplate tectonics and geodynamics	336
<i>Skolotnev S.G.</i> Regular spatial compositional and structural variations of the crust and structure of the oceanic floor in the crest of the Mid-Atlantic Ridge	341
<i>Tsukanov N.V., Dozorova K.A., Rukavishnikova D.D.</i> Geodynamic of Kamchatka terranes	346
<i>Tsukanov N.V., Skolotnev S.G.</i> Upper Cretaceous magmatic rocks of Alazey Plateau: new data of composition and geodynamic conditions (North-East Yakutia)	351
<i>Tsukanov N.V., Palechek T.N.</i> Composition and geodynamic conditions of the Kamchatka Isthmus magmatic complexes	356
<i>Chernysheva E.A., Eroshenko D.V.</i> Variations of the plume volcanic rocks composition in the Southern Atlantic and at the African plate	361
<i>Shipilov E.V.</i> Spatio-temporal specificity and geodynamic manifestations of magmatism of Barents-Amerasian superplume	366

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

**Материалы XXI Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии**

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том V

Подписано к печати 16.10.2015

Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 24,0.

Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”

119017, Москва, Пыжевский пер., 7, ком. 332.

Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91

E-mail: geos-books@yandex.ru

<http://www.geos-books.ru>

Отпечатано с готового оригинал-макета

в ООО “Чебоксарская типография № 1”

428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.



Фото Панкратовой Н.В., Григорьева А.В.