

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН



Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии

Москва

2017

# ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том V



### РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН

# ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии

Москва, 20-24 ноября 2017 г.

Том V

# GEOLOGY OF SEAS AND OCEANS Proceedings of XXII International Conference on Marine Geology

Moscow, November 20–24, 2017

Volume V

Москва / Moscow ИО РАН / IO RAS 2017 ББК 26.221 Г35 УДК 551.35

# Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. – М.: ИО РАН, 2017. – 412 с.

В настоящем издании представлены доклады морских геологов, геофизиков, геохимиков и других специалистов на XXII 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 поддержке 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 XXII International Conference on Marine Geology. Vol. V. – Moscow: IO RAS, 2017. – 412 pp.

The reports of marine geologists, geophysics, geochemists and other specialists of marine science at XXII 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 978-5-89118-758-0 ББК 26.221

© ИО РАН 2017

### ОГЛАВЛЕНИЕ

#### Геофизика и геоморфология дна морей и океанов

*Анохин В.М., Седышева Т.Е., Мельников М.Е.* Особенности 19 геоморфологии Магеллановых гор (Тихий океан)

*Баранов Б.В., Прокудин В.Г., Рукавишникова Д.Д., Дозорова* 24 *К.А.* Подводные оползни на западном склоне Курильской Котловины Охотского моря: распределение, характеристика и возраст

*Башкеев А.С., Давыденко Ю.А.* Оценка чувствительности 28 системы импульсной электроразведки для проведения инженерных работ на шельфе

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., 33 Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексные исследования подводного вулканического массива Ратманова в Курильской островной дуге

*Бондаренко В.И., Рашидов В.А.* Подводные вулканы 38 северных Курил

*Борисов Д.Г., Либина Н.В., Левченко О.В.* Акустическая 43 структура дрифта Иоффе (Южная Атлантика)

Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Немченко Н.В. 45 Сейсмостратиграфия и акустическая структура верхнечетвертичных отложений северо-восточного склона поднятия Сеара (Центральная Атлантика)

Бреховских А.Л., Гринберг О.В., Евсенко Е.И., Клюев М.С., 48 Ольховский С.В., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э., Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А. Комплекс гидроакустического параметрического профилографирования и GPS позиционирования донных антропоценовых отложений и объектов с использованием маломерных судов

Бреховских А.Л., Гринберг О.В., Евсенко Е.И., Клюев М.С., 53 Ольховский С.В., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э., Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А. Структуры и объекты донных антропоценовых отложений в ГИАМЗ «Фанагория»

Бреховских А.Л., Гринберг О.В., Евсенко Е.И., Клюев М.С., 58 Ольховский С.В., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э., Захаров Е.В., Чижиков В.В., Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А. Исследование структуры и геохронология развала камней в подводной части античного городища Патрей методом гидроакустического профилографирования.

*Буданов Л.М., Сергеев А.Ю., Московцев А.А.* Применение 63 георадиолокационного профилирования для изучения отложений различных стадий развития Балтийского моря на примере Нарвско-Лужского междуречья

Городницкий А.М., Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Попов 68 К.В., Шишкина Н.А., Веклич И.А. Глубинные источники магнитных аномалий в океанических областях

*Гусяков В.К.* Цунамигенность подводных землетрясений и 72 условия осадконакопления на морском дне

Добролюбова К.О., Соколов С.Ю., Абрамова А.С. 77 Особенности морфологии клиновидных спрединговых бассейнов

Дорохов Д.В., Дорохова Е.В., Сивков В.В., Ткачева Е.С. 81 Влияние айсбергового и ледового выпахивания на формирование рельефа дна Балтийского моря

Дорохов Д.В., Дорохова Е.В., Кравченко А.Н. Эрозионно-86 аккумулятивные формы рельефа дна плато Рыбачий (юговосточная часть Балтийского моря)

Дубинин Е.П., Кохан А.В., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д., 91 Филаретова А.Н. Особенности строения рельефа дна и структурообразования в зонах термических аномалий Юго-Восточного Индийского хребта (по результатам физического и численного моделирования)

*Дунаев Н.Н.* Новейшая тектоника Кургальского полуострова 96 Балтийского моря

*Евсюков Ю.Д., Борисов Д.Г., Руднев В.И., Рогинский К.А.* 101 Рельеф дна материковой окраины западного Крыма

*Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Борисов Д.Г., Рогинский К.А.* 106 Неотектонические деформации внешней материковой отмели на Керченском полигоне

*Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Борисов Д.Г., Рогинский К.А.* 111 Комплексные исследования рельефа дна верховья Дунайского каньона

*Ермолов А.А., Кизяков А.И.* Геоморфологическое 116 районирование и типизация берегов моря Лаптевых (масштаб 1:1000000)

Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. 121

Тектоническая и магматическая эволюция Марианской островной дуги

*Кизяков А.И., Ермолов А.А.* Геоморфологическое 126 районирование и типизация берегов Карского моря (масштаб 1:200000 – 1:1000000)

*Килесо А.В., Гриценко В.А.* Орографические риски 131 прибрежной зоны моря

Ковачев С.А. Геометрия зоны Беньофа до и после 136 сильнейших землетрясений с эпицентрами в районах островных дуг и активных континентальных окраин

Корнева М.С., Яковенко И.В., Черных А.А., Редько А.Г., 141 Васильев В.В. К вопросу об учете ледниковых толщ при построении карт аномального гравитационного поля

Кохан А.В., Дубинин Е.П. Тектоническое строение и этапы 146 развития восточной части Юго-Западного Индийского хребта

Левченко О.В., Ананьев Р.А., Веклич И.А., Иваненко А.Н., 151 Маринова Ю.Г., Сборщиков И.М., Кольцова А.В., Шмельков Б.С., Белоус О.В. Геофизическая съемка на Восточно-Индийском хребте в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров»

*Ломтев В.Л.* Срыв коры под Японским и Охотским 156 окраинными морями

*Ломтев В.Л.* О строении некоторых форм рельефа 161 тихоокеанской окраины Восточной Камчатки

*Мазарович А.О.* Тектоника и геоморфология дна Мирового 166 океана: термины и определения

Маринова Ю.Г., Левченко О.В., Портнягин М.В., Вернер Р. 169 Геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн в рейсе SO258/1 НИС «ЗОННЕ»

Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко 172 В.В., Ли Н.С., Обжиров А.И., Осипова Е.Б., Шакиров Р.Б. Рельеф Японо-Охотоморского бассейна как индикатор ротационной геодинамики

*Мерклин Л.Р., Мутовкин А.Д., Хортов А.В.* Методика 177 исследований и результаты сейсмоакустических работ НСП в Норвежском и Баренцевом морях в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Миронюк С.Г., Иванова А.А., Старовойтов А.В., Терехина 181 Я.Е. Особенности микро- и мезорельефа гляциального и гляциально-морского типов шельфов северо-восточной и центральной частей Баренцева моря

*Мысливец В.И., Поротов А.В., Янина Т.А.* Строение 186 прибрежных отложений и развитие рельефа лиманных побережий Керченского пролива в позднем голоцене

Пискарев А.Л., Киреев А.А., Поселов В.А., Савин В.А., 191 Смирнов О.Е. Области мезозойского океанического фундамента в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана

Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Барымова А.А, Исаченко А.И., 196 Корост Д.В., Михайлюкова П.Г., Середа И.И., Соловьева М.А., Терехина Я.Е., Токарев М.Ю. Первый опыт крупномасштабного геоморфологического картографирования морского дна по данным многолучевого эхолотирования и гидролокации бокового обзора (пролив Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря)

Руднев В.И., Евсюков Ю.Д., Борисов Д.Г., Рогинский К.А. 201 Особенности рельефа дна внешней материковой окраины Таманского полигона

Руднев В.И., Евсюков Ю.Д., Борисов Д.Г., Рогинский К.А. 206 Детальное строение рельефа дна на полигоне Болгарской материковой отмели

*Рукавишникова Д.Д., Баранов Б.В.* Оползневые процессы и 211 активная тектоника на северо-восточном склоне о. Сахалин, Охотское море

Рябчук Д.В., Сивков В.В., Сергеев А.Ю., Жамойда В.А., 215 Чубаренко Б.В. Морфолитодинамические системы российского сектора Балтийского моря – структура, механизмы функционирования, современное состояние

Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Буданов Л.М., Неевин И.А., 220 Жамойда В.А., Ковалева О.А. Развитие береговой системы Нарвско-Лужского междуречья под влиянием трансгрессивно-регрессивных колебаний палеоводоема Балтийского моря

Смирнов О.Е., Холмянский М.А., Анохин В.М. Роль 224 локальных естественных электрических полей в формировании россыпей на Восточно-арктическом шельфе

#### России

Соколов С.Ю. Формирование медианных хребтов в 228 пассивных частях трансформных разломов – признак сдвиговых смещений

Соколов С.Ю., Сухих Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П. 232 Деформационные процессы в осадочном чехле Канарской абиссальной котловины Атлантики за пределами осевой зоны САХ по данным акустического профилирования в 33 рейсе НИС «Академик Николай Страхов»

*Соловьев В.Д.* О глубинных плотностных неоднородностях 236 структур зоны разломов Оуэн (Индийский океан)

*Сухих Е.А., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В.* Влияние 241 изменчивости температуры придонных вод на результаты геотермических измерений в троге Орла

*Суховеев Е.Н.* Геоморфология и сейсмостратиграфия 246 возвышенности Первенца (Японское море)

Турко Н.Н. Рельеф дна Мадагаскарской котловины 249

Фидаев Д.Т., Исаченко С.М., Ерошенко Д.В. Абразионно- 254 денудационные геологические процессы и внутреннее строение кайнозойских толщ побережья Самбийского полуострова (Калининградская область)

*Черников А.Г., Либина Н.В.* 3D моделирование строение 259 месторождения Белый Тигр по данным дистанционного зондирования Земли

Шкиря М.С., Давыденко Ю.А. Перспективы применения 264 комплекса электромагнитных зондирований методами ЭМЗ-ВП и МТЗ в транзитной зоне шельфа на примере работ на озере Байкал

Яковлев Д.В., Епишкин Д.В., Яковлев А.Г., Пальшин Н.А., 269 Пискунова Е.А., Валясина О.А. Строение многолетнемерзлых пород на арктическом шельфе по данным магнитотеллурики

#### Симпозиум им. Л.П. Зоненшайна «Тектоника литосферных плит»

Артамонов А.В., Добролюбова К.О., Абрамова А.С. 275 Тектонические процессы в литосфере как фактор, контролирующий формирование внутриплитных океанических поднятий

Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н. Основные 280

проблемы тектоники области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы

Барановский М.С., Дубинин Е.П., Грохольский А. Л., 285 Филаретова А.Н. Этапы развития островных блоков в пределах рифтогенных континентальных окраин (по результатам физического моделирования)

Глазырин Е.А., Курилов П.И., Шестопалов В.Л. 289 Исследование геодинамической активности побережья Керченско-Таманской области РФ с использованием GPSтехнологий

Добролюбова К.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н. Сопоставление 294 морфологических особенностей сочленения уступа Кабо-Верде с пассивными частями трансформных разломов и уступов клиновидных спрединговых бассейнов Родригез и Галапагос

Дубинин Е.П., Макушкина А.И., Грохольский А.Л., 298 Барановский М.С. Геодинамические обстановки и условия образования микроконтинентов и краевых плато

*Емельянова Т.А.* Плиоцен-голоценовые щелочно- 302 базальтоидные вулканиты юга Японского моря: геохимические особенности и генезис

*Ильин А.В.* О взаимосвязи геометрической симметрии дна 307 океана и асимметричного спрединга литосферных плит на примере Южной Атлантики

*Кругляков В.В.* Глобальная геология и океанические 310 полиметаллические конкреции

Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Дубинин Е.П., Гандюхин В.В., 315 Галушкин Ю.И., Сергеева В.М., Грохольский А.Л. Особенности рифтогенеза и океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой

*Леликов Е.П.* Основные черты геологии окраинных морей – 320 главного элемента зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану

Лепешко В.В., Шакиров Р.Б. Казанский Б.А., Белоус О.В., 325 Мельниченко Ю.И. О структурных парагенезах эволюции Азиатско-Тихоокеанского сочленения.

*Малиновский А.И.* Морская седиментация в Западно- 330 Сахалинском синсдвиговом бассейне (вещественный состав, обстановки накопления) Мирлин Е.Г. Тектоника плит: что дальше?

Сергеева В.М., Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Лейченков Г.Л., 339 Грохольский А.Л. Особенности структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования

335

Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П. Условия 343 формирования подводных поднятий Южной Атлантики и их геохимическая специфика

*Тарасенко Г.В., Естурлиев А.Е.* Механизм вращения геосфер 347 планеты Земля

*Терехов Е.Н., Балуев А.С.* О выделении новой трапповой 352 провинции девонского возраста в Баренц-регионе и проблеме ксеногенных цирконов

*Туманов В.Р.* Линеаменты и локальные складки в эоцене 357 Северо-Восточной Пустыни Египта, их соотношение с литогенезом

*Улановская Т.Е., Калинин В.В.* Геология Скифской плиты (юг 362 Восточной Европы). Сообщение 1.

*Улановская Т.Е., Калинин В.В.* Геология Скифской плиты (юг 366 Восточной Европы). Сообщение 2.

*Харин Г.С.* Периодичность преобразований магматических 371 пород и формирование литосферы океана

*Хуторской М.Д.* Геотермическая асимметрия структурных 375 элементов океанической коры

*Цуканов Н.В., Дозорова К.А.* Геодинамическая позиция 380 меловых вулканических комплексов южного сегмента Кроноцкой палеодуги

*Цуканов Н.В., Соколов С.Д.* Возраст и состав вулканических 385 комплексов Алазейского плоскогорья (северо-восточная Якутия).

*Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В.* Общие черты в развитии 390 вулканизма Гавайского и Африканского суперплюмов

*Чехович В.Д., Сухов А.Н.* Кайнозойская геодинамика 395 внутренних поднятий в абиссальных котловинах Берингова моря

Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А. 400 Строение коры и тектоносферы подводных поднятий южной части Индийского океана по геофизическим данным

Шипилов Э.В. Деформации Евразийской плиты в кайнозое на 405

примере Шпицбергенского сегмента Баренцевоморской континентальной окраины

Шишкина Т.А., Портнягин М.В., Мигдисова Н.А., Сущевская 409 Н.М. Систематика халькофильных элементов в расплавах океанических толеитов Атлантического океана на примере района тройного сочленения Буве и хребта Рейкьянес

### CONTENTS

### Sea floor geophysics and geomorphology

Anokhin V.M., Sedysheva T.E., Melnikov M.E. Features of the 19 geomorphology of the Magellan Mountains (Pacific Ocean)
Baranov B.V., Prokudin V.G., Rukavishnikova D.D., Dozorova 24 K.A. Landslides on western Kurile basin slope, Okhotsk Sea: distribution, characteristics and age
Bashkeev A.S., Davydenko Yu.A. Assessment of the sensitivity 28 of the pulse electrical survey for shelf engineering works
Blokh Yu.I., Bondarenko V.I., Dolgal A.S., Novikova P.N., 33
Petrova V. V., Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Trusov A.A. Integrated Investigations of the Ratmanov Submarine Massif, Kuril Island Arc.

*Bondarenko V.I., Rashidov V.A.* Submarine volcanoes of the 38 Northern Kuriles

*Borisov D.G., Libina N.V., Levchenko O.V.* Acoustic Structure 43 of the Ioffe Drift (South Atlantic)

*Borisov D.G., Murdmaa I.O., Nemchenko N.V.* Seismic 45 stratigraphy and acoustic structure of the upper Quaternary deposits of the north-western slope of the Ceara Rise (Central Atlantic)

Brekhovskikh A.L., Greenberg O.V., Evsenko E.I., Klyuev M.S., 48 Olkhovsky S.V., Rakitin I.Ya., Sazhneva A.E., Schreider A.A., Schreider Al.A. The complex of hydroacoustic parametric profiler and GPS positioning for bottom anthropocene sediments and objects investigations using small size vessels

Brekhovskikh A.L., Greenberg O.V., Evsenko E.I., Klyuev M.S., 53 Olkhovsky S.V., Rakitin I.Ya., Sazhneva A.E., Schreider A.A., Schreider Al.A. The structures and objects of bottom anthropocene sediments in GIAMZ "Fanagoria"

Brekhovskikh A.L., Greenberg O.V., Evsenko E.I., Klyuev M.S., 58 Olkhovsky S.V., Rakitin I.Ya., Sazhneva A.E., Schreider A.A., Schreider Al.A. The investigation of the stones disintegration structure and geochronology in the underwater part of the ancient Patrey settlement by the method of hydroacoustic parametric profiling

*Budanov L.M., Sergeev A.Y., Moskovcev A.A.* Application of 63 GPR profiling for the study of deposits of different stages of

development of the Baltic Sea on the example of the Narva-Luga interfluve

Gorodnitskiy A.M., Ivanenko A.N., Brusilovskiy Yu.V., Popov 68 K.V., Shishkina N.A., Veklich I.A. Deep sources of magnetic anomalies in oceanic areas

*Gusiakov V.K.* Tsunamigenity of submarine earthquakes and 72 conditions of sedimentation on marine bottom

*Dobrolyubova K.O., Sokolov S.Yu., Abramova A.S.* 77 Morphological Features of Wedge-Shaped Spreading Basins

Dorokhov D., Dorokhova E., Sivkov V., Tkacheva E. Influence 81 of iceberg and ice ridge gouging on the formation of the Baltic Sea bottom relief

*Dorokhov D.V., Dorokhova E.V., Kravchenko A.N.* Erosion and 86 accumulative forms of the bottom relief of the Rybachy plateau (South-Eastern Baltic Sea)

Dubinin E.P., Kokhan A.V., Grokholsky A.L., Agranov G.D., 91 Filaretova A.N. Peculiarities of the bottom relief and structure formation in the areas of thermal anomalies of the South-East Indian Ridge (results of physical and numerical modeling)

*Dunaev N.N.* Newest tectonics of the Kurgalsky Peninsula of the 96 Baltic Sea

*Yevsyukov Yu.D., Borisov D.G., Rudnev V.I., Roginskiy K.A.* 101 The bottom relief of the continental margin of western Crimea

*Yevsyukov Yu.D., Rudnev V.I., Borisov D.G., Roginskiy K.A.* 106 Neotectonic deformation of the outer continental shelf in the Kerch polygon

Yevsyukov Yu.D., Rudnev V.I., Borisov D.G., Roginskiy K.A. 111 Complex study of the bottom relief of the upper part of the Danube canyon

*Ermolov A.A., Kizyakov A.I.* Geomorphological zoning and 116 classification of shores of the Laptev Sea (scale 1:1000000)

Zabarinskaya L.P., Rashidov V.A., Sergeyeva N.A. Tectono- 121 magmatic evolution of the Mariana Island Arc

*Kizyakov A.I., Ermolov A.A.* Geomorphological zoning and 126 classification of shores of the Kara Sea (scale 1:200000 to 1:1000000)

Kileso A.V., Gritsenko V.A. Orographic risks of the sea coast131Kovachev S.A. Geometry of the Benioff zone before and after136the strongest earthquakes with epicenters in the regions of island136

arcs and active continental margins

Korneva M.S., Yakovenko I.V., Chernykh A.A., Redko A.G., 141 Vasiliev V.V. Accounting for contribution of glaciers in gravity anomaly field

*Kokhan A.V., Dubinin E.P.* Tectonic structure and stages of 146 development of the eastern part of the Southwest Indian ridge

Levchenko O.V., Ananiev R.A., Veklich I.A., Ivanenko A.N., 151 Marinova Yu.G., Sborshchikov I.M., Kolcova A.V., Shmelkov B.S., Belous O.V. Geophysical survey over the Ninetyeast Ridge in cruise 42 of RV Akademik Boris Petrov

*Lomtev V.L.* Crustal glide under the Japan and Okhotsk marginal 156 seas

*Lomtev V.L.* On the structure of some landforms of East 161 Kamchatka Pacific margin

*Mazarovich A.O.* Worlds Ocean Tectonic and Geomorphology: 166 termins and definitions

Marinova Yu.G., Levchenko O.V., Portnyagin M.V., Werner R. 169 Geological and geophysical studies of the Ninetyeast Ridge and Osborn knoll during the RV "SONNE" cruise SO258/1

Melnichenko Y.I., Izosov L.A., Kazansky B.A., Lepeshko V.V., 172 Lee N.S., Obzhirov A.I., Osipova E.B., Shakirov R.B. The relief of the Japan-Okhotsk Sea basin as an indicator of rotational geodynamics

*Merklin L.R., Mutovkin A.D., Khortov A.V.* The research 177 methodology and results of seismo-acoustic works of the NSP in the Norwegian and Barents Seas in the 68th cruise of the R/V "Akademik Mstislav Keldysh"

*Mironyuk S.G., Ivanova A.A., Starovoitov A.V., Terekhina Ya.E.* 181 Features of micro-and mesorelief of the glacial and glacialmarine type of the shelf of the north-eastern and central parts of the Barents Sea

*Myslivets V., Porotov A., Yanina T.* Sedimentary structure and 186 late Holocene evolution of coastal embayment on the south-eastern coastline of Kerch strait (Black Sea)

*Piskarev A.L., Kireev A.A., Poselov V.A., Savin V.A., Smirnov* 191 *O.E.* Regions of Mesozoic oceanic basement in the Eurasian Basin (Arctic Ocean)

Repkina T.Yu., Rybalko A.E., Barymova A.A., Isachenko A.I., 196 Korost D.V., Mikhaylyukova P.G., Sereda I.I., Solovieva M.A., *Terekhina Ya.E., Tokarev M.Yu.* The first experience of highresolution geomorphological mapping of the seabed according to the data of multi-beam echo sounding and sonar sonar survey (the Great Salma Strait of the Kandalaksha Gulf of the White Sea)

*Rudnev V.I., Yevsyukov Yu.D., Borisov D.G., Roginskiy K.A.* 201 Features bottom relief of the outer continental margin of Taman polygon

*Rudnev V.I., Yevsyukov Yu.D., Borisov D.G., Roginskiy K.A.* 206 Detailed structure of the bottom relief at the site of Bulgarian continental shelf

*Rukavishnikova D.D., Baranov B.V.* Submarine Landslides and 211 active tectonics on the North-Eastern Sakhalin slope, Okhotsk Sea

*Ryabchuk D.V., Sivkov V.V., Sergeev A.Yu., Zhamoida V.A.,* 215 *Chubarenko B.V.* Morpholithodynamic systems of the Russian part of the Baltic Sea – structure, functioning, and recent state

Sergeev A.Yu., Ryabchuk D.V., Budanov L.M., Neevin I.A., 220 Zhamoida V.A., Kovaleva O.A. Development of the coastal system of the Narva-Luga Klint Bay during water level fluctuation of the Baltic Sea basin

*Smirnov O.E., Kholmianskii M.A., Anokhin V.M.* The role of 224 local natural electric fields in the formation of placers on the East Arctic shelf of Russia

*Sokolov S.Yu.* Formation of Median Ridges at Passive Parts of 228 Transform Faults – the attribute of strike-slip displacements

Sokolov S.Yu., Sukhikh E.A., Peyve A.A., Chamov N.P. 232 Sedimentary cover deformation processes at Canary Abyssal Basin of Atlantic Ocean beyond MAR Based on Data of Acoustic Profiling in 33-rd cruise of R/V "Akademik Nikolaj Strakhov"

*Soloviev V.D.* Deep density heterogeneities of the Owen 236 Fracture Zone structures (Indian Ocean)

Sukhikh E.A., Akhmedzyanov V.R., Ermakov A.V. Influence of 241 the bottom water temperature variability on the results of geothermal measurements in the Kvitøya trough

*Sukhoveev E.N.* Geomorphology and seismic stratigraphy of the 246 Pervenets Rise (Sea of Japan)

*Turko N.N.* Bottom topography of Madagascarbasin 249

*Fidaev D.T., Isachenko S.M., Eroshenko D.V.* Abrasion-254 denudation geological processes and the internal structure of the Cenozoic strata of the coast of the Sambian Peninsula (Kaliningrad Region)

*Chernikov A.G., Liibina N.V.* 3D model operation a field 259 structure the White Tiger according to remote sensing of Earth

Shkirya M.S., Davidenko Y.A. Application prospects of the 264 complex electromagnetic soundings methods EMS-IP and MT sounding in the transition zone of the shelf on the example of Lake Baikal

Yakovlev D.V., Epishkin D.V., Yakovlev A.G., Palshin N.A., 269 Piskunova E.A., Valyasina O.V. Permafrost structure on Arctic Shelf from magnetotelluric data

# L.P. Zonenshain Memorial Symposium "Lithosphere plate tectonics"

*Artamonov A.V., Dobrolyubova K.O., Abramova A.S.* Tectonic 275 processes in the lithosphere as a factor controlling the formation of intraplate rises of the ocean floor

*Baluev A.S., Morozov Yu.A., Terekhov E.N.* The main problems 280 of tectonics of the Junction Region between the East European craton and the West-Arctic platform

Baranovskiy M.S., Dubinin E.P., Grokholsky A.L., Filaretova 285 A.N. Stage of island blocks development in riftogenious continental margins (physical modeling)

*Glazirin E.A., Kurilov P.I., Shestopalov V.L.* Research of 289 geodynamic activity of the Kerch and Taman coast area of the Russian Federation with use of GPS technologies

Dobrolyubova K.O., Sokolov S.Yu., Turko N.N. Comparison of 294 Morphological Features of Kabo-Verde Scarp Junction eith Passive Parts of transform Faults and Scarps of Wedge-shaped Rodrigez and Galapagos Spreading Basins

Dubinin E.P., Makushkina A.I., Grokholsky A.L., Baranovskiy 298 M.S. Geodynamic environments and conditions of formation of microcontinents and submersible plateaus

*Emelyanova T.A.* Pliocene-Holocene alkaline-basaltic volcanics 302 of the Japan Sea south: geochemical features and genesis

*Ilyin A.V.* The interrelation between the ocean floor geometrical 307 symmetry and asymmetrical spreading of the lithospheric plates

| <i>Kruglyakov V.V.</i> Global geology and ocean polimetalic nodules<br><i>Leitchenkov G.L., Guseva J.B., Dubinin E.P., Gandyukhin V.V.,</i><br><i>Sergeeva V.M., Groholsky A.L.</i> Continental Rifting and early<br>sea-floor spreading between Australia and Antarctica | 310<br>315 |
|---|------------|
| <i>Lelikov E.P.</i> The main features of the Geology of marginal seas<br>– the main element of the zone of transition from Asian<br>continent to the Pacific Ocean  | 320        |
| Lepeshko V.V, Shakirov R.B., Kazansky B.A., Belous O.V.,<br>Melnichenko Y.I. Structural parageneses of the evolution of the<br>Asia-Pacific joint   | 325        |
| Malinovsky A.I. Marine sedimentation in the West Sakhalin syn-  | 330        |
| strike-slip basin (lithological composition, deposition settings)   | 225        |
| Mirtin E.G. Plate lectonic: what next?  | 220        |
| Graholsky A I. The features of structural formation at the early  | 339        |
| stage of the break-up of Australia and Antarctica based on  |            |
| physical simulation   |            |
| Sushchevskava N.M., Beliatsky B.V., Dubinin E.P. Conditions of  | 343        |
| the formation of the South Atlantic seamounts and their   |            |
| geochemical features  |            |
| Tarassenko G.V., Esturliev A.E. Mechanism of rotation of  | 347        |
| geospheres of the planet Earth  |            |
| Terekhov E.N., Baluev A.S. On the allocation of a new trap  | 352        |
| province of the Devonian age in the Barents region and the  |            |
| problem of xenogenic zircons  |            |
| Tumanov V.R. Lineaments and the local folds in the Eocene of  | 357        |
| the North-East Desert of Egypt and their relationship with  |            |
| lithogenesis  | 262        |
| <i>Ulanovskaya I.E., Kalinin V.V.</i> Geology of the Scythian plate   | 362        |
| (South Eastern Europe). Part 1.   | 266        |
| (South Eastern Europe) Part 2   | 300        |
| <i>Kharin G S</i> . Periodicity of the magmatic rock alteration and the   | 371        |
| oceanic lithosphere formation   | 571        |
| <i>Khutorskov M.D.</i> Geothermal asymmetry of the structural   | 375        |
| elements of the oceanic crust   |            |
| Tsukanov N.V., Dozorova K.A. Geodynamics position of  | 380        |
| Cretaceous volcanic rocks of the south part Kronotsk paleoarc   |            |
| Tsukanov N.V., Sokolov S.D. Age and composition of volcanic   | 385        |
|   |            |

complexes Alazey Plateau (North-East Yakutia)

Chernysheva E.A., Eroshenko D.V. Common features in the<br/>volcanism evolution of the Hawaiian and African superplumes<br/>*Chekhovich V.D., Sukhov A.N.* Cenozoic geodynamics of the<br/>395<br/>ridges in the Bering Sea abyssal basins<br/>*Shaikhullina A.A., Dubinin E.P., Bulychev A.A., Gilod D.A.*<br/>400<br/>Structure of the crust and tectonosphere of underwater uplifts of<br/>the southern part of the Indian Ocean by geophysical data<br/>*Shipilov E.V.* Deformations of Eurasian plate in the Cenozoic on<br/>405<br/>the example of the Spitsbergen segment Barents Sea continental<br/>margin

Shishkina T.A., Portnyagin M.V., Migdisova N.A., 409 Sushchevskaya N.M. Chalcophile elements in oceanic tholeiites of Atlantic ocean: comparison of Bouvet Triple Junction and Reykjanes ridge

# ГЕОФИЗИКА И ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

# SEA FLOOR GEOPHYSICS AND GEOMORPHOLOGY

# Анохин В.М.<sup>1, 2, 3</sup>, Седышева Т.Е.<sup>4</sup>, Мельников М.Е.<sup>4</sup>

(<sup>1</sup>Санкт-Петербургский научный центр РАН, Санкт-Петербург, <sup>2</sup>Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, <sup>3</sup>Российский государственный педагогический университет им. Герцена, Санкт-Петербург, <u>vladanokhin@yandex.ru</u>; <sup>4</sup> АО «Южморгеология», Геленджик)

# Особенности геоморфологии Магеллановых гор (Тихий океан)

# Anokhin V.M.<sup>1, 2, 3</sup>, Sedysheva T.E.<sup>4</sup>, Melnikov M.E.<sup>4</sup>

(<sup>1</sup>Saint-Petersburg Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, <sup>2</sup>Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, <sup>3</sup>Herzen State University, St. Petersburg, <sup>4</sup>Join-Stock Company "Yuzhmorgeologiya", Gelendzhik)

# Features of the geomorphology of the Magellan Mountains (Pacific Ocean)

Ключевые слова: гайот, морфология, сателлитная постройка, склон, отрог, линеамент

На существенной части площади Магеллановых гор выполнена батиметрическая съемка многолучевым эхолотом. На основании результатов этих работ построена геоморфологическая карта Магеллановых гор. Выявлены общие закономерности их геоморфологического строения. Обнаруживается пространственная связь морфологических объектов с рисунком линеаментов в этом районе.

К Магеллановым горам относят цепь подводных гор, пересекающую с северо-запада на юго-восток Восточно-Марианскую котловину и разделяющую ее на южную (впадина Сайпан) и северную (котловина Пигафетта). До середины 80-х годов гайоты Магеллановых гор изучались в основном судами АН СССР. В районе были пробурены глубоководные скважины: 199 и 585 DSDP между гайотами Федорова и Ита-Май-Тай, 200 и 202 DSDP на вершинном плато гайота Ита-Май-Тай, 801 ODP в котловине Пигафетта и 802 ODP во впадине Сайпан.

Регулярные геологические работы на Магеллановых горах производились АО «Дальморгеология» до 1996 г. [1–3 и др.]. С 2000 г. работы выполняются ГНЦ «Южморгеология» (с 2016 г. – АО «Южморгеология»). До 2017 г. проведено 11 рейсов НИС «Геленджик», в ходе которых на всех гайотах Магеллановых гор выполнена площадная батиметрическая съемка многолучевым эхолотом Simrad EM12 S-120. На основании этих данных была составлена Геоморфологическая карта Магеллановых гор (рис.).

В цепи Магеллановых гор выделяются два основных звена – западное и восточное. Граница между звеньями проводится между гайотами Паллада и Федорова (рис.). Западное звено имеет широтную ориентацию, простираясь от 149° до 155° в.д. и от 15° до 19° с.ш. Большая часть построек западного

звена соответствует классическим представлениям о гайотах [4, 5]. Они обладают явно выраженным вершинным плато, покрытым рыхлыми осадками, изометричными или овальными основаниями, выпукло-вогнутым профилем склонов.

Восточное звено ориентировано меридионально и расположено между 155° 30' – 158° 00' в.д. и 10° 30' – 14° 30' с.ш. (рис.). Все гайоты восточного звена характеризуются резкими угловатыми очертаниями, осложнены отрогами, сателлитными постройками, многочисленными мезоформами.

В восточном звене отмечено последовательное увеличение глубин вершинных плато гайотов с севера на юг. Бровка плато г. Федорова на западной вершине имеет среднюю глубину 1750 м, Ита-Май-Тай – 2000 м, Геленджик – 2300 м и Бутакова – 2700 м. На гайоте Грамберга, так же как и на восточной постройке г. Федорова, бровка имеет глубину 1500 м. Эта особенность может быть отражением изостатической уравновешенности положения гайотов [6].

На геоморфологической карте (рис.) видно отчетливое разделение западного и восточного звеньев по глубинности межгорных впадин: на площади западного звена преобладают глубины впадин от 5700 до 5850 м, на восточном – от 5800 до 6000 м.

Формы гайотов разнообразны – от простых, в форме усеченного конуса (Скорняковой, Гордина), до весьма сложных, включающих две или более построек. Наиболее сложная форма у гайота Говорова, где сочетаются основное тело, крупные сателлитные постройки и многочисленные осложняющие крупные отроги и выступы. Характерны «сдвоенные» формы, обусловленная срастанием двух сопоставимых по размеру построек (Коцебу, Федорова). Основания гайотов расположены на глубинах 5100–5700 м, в юго-восточной части – до 5900 м. Очертания оснований различны – от относительно правильных (Пегас), до неправильных изрезанных форм (Говорова, Федорова, Ита-Май-Тай). Площади оснований 1 600–15 000 км<sup>2</sup>.

Вершинные плато гайотов Магеллановых гор расположены на глубинах 1400–2600 м. Плато представлены субгоризонтальными и пологонаклонными поверхностями (0–2°), контуры которых в общем повторяют формы оснований. Площади вершинных поверхностей – от 37 км<sup>2</sup> (Вулканолог) до 3 650 км<sup>2</sup> (Говорова) [6].

Центральные части вершин чаще выровнены и перекрыты сплошным чехлом рыхлых карбонатных осадков. Незначительные уклоны (до 5°) отмечаются по периферии вершинных поверхностей, где они практически лишены осадочного покрова, обнажая коренные породы. В других случаях горизонтальным является лишь небольшой участок в центральной части вершины, а далее к бровке уклоны поверхностей последовательно увеличиваются до 5–7°, и вершинная поверхность превращается в очень пологий купол. Вершинные плато и купола часто осложнены валами и ложбинами, уступами, группами вулканических конусовидных или куполовидных построек. Относительные превышения (высоты гор) составляют 3900–5000 м.



Рисунок. Геоморфологическая карта Магеллановых гор 1–3 – вершинные поверхности гайотов: 1 – высокий уровень (до 1400 м), 2 – средний уровень (1400–1700 м), 3 – низкий уровень (1700–2000 м); 4 – склоны гайотов; 5 – цокольные основания гайотов; 6–8 – межгорные впадины: высокий уровень (4000– 5000 м), 7 – средний уровень (5000–6000 м), 8 – низкий уровень (более 6000 м); 9 – бровки вершинных поверхностей; 10 – уступы; 11 – оси отрогов; 12 – оси желобов; 13 – островершинные горы; 14 – отдельные вулканические постройки в пределах гайотов; 15 – радиальные грабены; 16 – линеаменты, выделяемые по геоморфологическим признакам.

Склоны гайотов имеют наибольшую крутизну 20–25° и более в своей верхней части, у бровки вершинной поверхности (1600–2600 м). В центральных частях (2600–4000 м) крутизна уменьшается и составляет 10–15°. У подножий, на глубинах 4000–5600 м, склоны пологие (2–8°). Переход к предгорной равнине фиксируется еще одним перегибом на отметках 5000–5600 м [6].

Все подводные горы осложнены площадными и линейными

мезоформами разных рангов – отрогами, сателлитными и вулканическими постройками. Наиболее крупные сателлитные постройки отмечены у гайотов Говорова, Паллада, Альба, Федорова (рис.). В генетическом отношении сателлиты могут быть индивидуальными постройками, но некоторые, вероятно, являются тектоническими отторженцами (Альба) [7]. Почти на всех гайотах развиты отроги. Они имеют вид узких протяженных хребтов, отходящих от склонов горного сооружения на 10–40 км и более (рис.).

На гайотах развиты также ложбины длиной от 1–2 до 10–15 км, врез – 25–50 м. Судя по характеру изгибов, ложбины образованы придонными водотоками, но крупнейшая ложбина (каньон) на северном склоне гайота Говорова длиной до 25 км, шириной 3–7 км, глубиной вреза 300–1000 м, очевидно, имеет тектоническое происхождение.

Склоны нередко осложнены разнонаправленными уступами протяженностью от 1-2 до 15-30 км, амплитудами 25-350 м, иногда явно тектонического происхождения. На склонах встречаются «радиальные грабены» – трапециевидные структуры проседания размерами 3-6 х 0.6-0.8 км (рис.) [7–9]. Эти структуры образованы за счет сползания блоков с вершинного В «грабенах» краевых участков плато. обнажаются раннемеловые базальты и рифогеннные известняки апта-турона. «Грабены», вероятно, связаны с вулканотектонической активностью.

На вершинных поверхностях гайотов и на их склонах развиты вулканические постройки; иногда их количество достигает нескольких десятков и даже сотен на одной горе. Вулканы часто образуют прямолинейные цепочки и валы (гайоты Говорова, Федорова, Ита-Май-Тай), иногда образуя сложные пересекающиеся линейные структуры (гайот Бутакова) [10–12]. Возраст этих построек по результатам анализов варьирует от сантона до среднего миоцена и плиоцена [8, 13, 14].

На карте (рис.) видно, что на Магеллановых горах существенно развиты линеаменты – протяженные линейные формы, составленные разнотипными формами рельефа (цепями вулканов, уступами, ложбинами и пр.) [12]. Наиболее заметны СВ и СЗ системы линеаментов (пример – СЗ линейная цепь гор Мельникова и прилегающих к ним построек), меридиональная и широтная системы развиты менее. Учитывая прямую связь линеаментов с тектоническими разломами, можно утверждать существенно блоковое строение Магеллановых гор.

Особенности морфологии Магеллановых гор говорят о наличии в их генезисе существенной тектонической составляющей. Признаки разломообразования свидетельствуют о блоковых движениях, которые в комплексе с вулканическими излияниями сформировали существующую структуру гайотов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука, 1995. 368 с.

2. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с.

3. Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянин О.Б., Невретдинов Эр.Б. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 103–126.

4. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 276 с.

5. Heezen B.C., Matthews J.L., Catalano R. et. al. Western Pacific guyots // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. W., 1973. V. 20. P. 653–723.

6. Мельников М.Е., Седышева Т.Е., Агапова Г.В. и др. Особенности геоморфологического строения гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Изв. РГО. 2013. Т. 145. Вып. 6. С. 29–43.

7. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijlbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. scie let. 1998. V. 163. P. 53–68

8. Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Эр.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2000. № 5. Т. 19.-С. 38–46.

9. Staudigel H., Clague D.A. The geological history of deep-sea volcanoes // Oceanography. 2010. V. 23. No. 1. P. 58–71.

10. 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.

11. Анохин В.М., Мельников М.Е., Седышева Т.Е. Некоторые особенности морфологии гайота Бутакова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Известия Русского Географического общества. 2011. № 1. Т. 143. Вып.4. С. 45–60.

12. Анохин В.М. Закономерности структурного плана района Магеллановых гор (Тихий океан) // Известия Русского Географического общества. 2009. № 1. Т. 141. Вып. 1. С. 33–44.

13. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2007. № 3. Т. 26. С. 65–74.

14. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. и др. Первые данные о геологическом строении гайота Бутакова, Магеллановы горы, Тихий океан гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. № 19. С. 78–97.

A significant part of the area of the Magellan Mountains was performed bathymetric survey with a multi-beam. Based on the results of these works, a geomorphological map of the Magellan Mountains was built. The general regularities of their geomorphological structure are revealed. A spatial relationship of morphological objects with a pattern of lineaments in this region is revealed.

# Баранов Б.В.<sup>1</sup>, Прокудин В.Г.<sup>2</sup>, Рукавишникова Д.Д.<sup>1</sup>, Дозорова К.А.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: <u>bbaranov@ocean.ru</u>); <sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток)

# Подводные оползни на западном склоне Курильской Котловины Охотского моря: распределение, характеристика и возраст Baranov B.V.<sup>1</sup>, Prokudin V.G.<sup>2</sup>, Rukavishnikova D.D.<sup>1</sup>,

Dozorova K.A.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>V.I. Ilyichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

# Landslides on western Kurile basin slope, Okhotsk Sea: distribution, characteristics and age

Ключевые слова: подводный оползень, морфология рельефа, строение осадков, сейсмическая активность, газонасыщенность осадков, Курильская котловина, Охотское море

Исследованы оползневые процессы на западном склоне Курильской котловины. Крупномасштабные оползни располагаются в обстановке открытых континентальных склонов; оползневые блоки и отложения перемещенных масс приурочены к подводным каньонам – конусам выноса. Возраст оползней – среднеплейстоцен-голоценовый. Оползневые процессы провоцируются сейсмической активностью и газонасыщенностью осадочной толщи. Существует вероятность дальнейшего обрушения склона.

Батиметрические и сейсмические данные, полученные в пяти морских экспедициях в рамках двух международных проектов Kurile-Okhotsk Marine *EX*periment (*KOMEX*, 1998 – 2004) и Sakhalin Slope Gas Hydrates (*SSGH*, 2003 – 2015), были использованы для изучения подводных оползней в южной части восточного склона о. Сахалин, т.е. на западном склоне Курильской котловины (рис. 1).

В результате анализа этих данных было установлено, что в данном районе оползни встречаются повсеместно и различаются по своим размерам и особенностям. Выделяются крупные оползни, размеры которых превышают 100 км<sup>2</sup>, оползневые блоки с горизонтальными размерами до 2 км, и отложения перемещенных масс.

Крупные оползни приурочены к обстановке открытых континентальных окраин, таких как склон Северо-Хоккайдского краевого плато и склон котловины к востоку от хребта Терпения (рис. 2а). Оползневые блоки и отложения перемещенных масс приурочены к обстановке подводных каньонов - конусов выноса залива Терпения (рис. 2б). Оползневые блоки приурочены к бортам каньонов, отложения перемещенных масс заполняют их русла. Качественный вывод о небольших размерах оползневых тел в обстановке каньонов – конусов выноса на западном склоне Курильской котловины согласуется с данными, которые были получены, например, для континентального склона атлантического побережья США [1, 2]. В этом районе количество оползней в каньонах составляет 30% от общего числа оползней, в то время как доля их площадей и объемов равна 6.5% и 7.1%, соответственно, т.е. оползни в каньонах являются менее крупным по сравнению с оползнями открытого склона.



Рисунок 1. Трехмерная карта юго-западной части Охотского моря и положение района исследований (серый прямоугольник). Сокращения: СХП – Северо-Хоккайдское краевое плато, 3А – залив Анива, ТА – Тонино-Анивский полуостров, 3T – залив Терпения, XT – хребет Терпения, КК – Курильская котловина

Обрушение склона в обстановках подводных каньонов - конусов выноса и открытых континентальных окраин склона Курильской котловины провоцируется сейсмической активностью на западной границе Охотской плиты и газонасыщенностью осадков.

Восточный склон острова Сахалин, включая его южную часть, обращенную к Курильской котловине, располагается вблизи активной границы плит, которая проходит вдоль о. Сахалин и трассируется эпицентрами землетрясений (рис. 26). В пределах района исследований эпицентры землетрясений концентрируются на шельфе залива Терпения и на перегибе шельфа вблизи Тонино-Анивского полуострова. На склоне эпицентры землетрясений немногочисленны, однако магнитуда одного из них превышала 5.0, т.е. оно являлось достаточно сильным событием. Землетрясения, происходящие в Сахалинской сейсмической зоне, являются мелкофокусными, поэтому даже слабые толчки (с магнитудой менее 4.0) вызывают значительные колебания грунта. На карте общего сейсмического районирования Северной Евразии ОСР-97 [3] шельф залива Терпения и Тонино-Анивского полуострова входит в 8-бальную зону, а западный склон Курильской котловины соответствует 7-бальной зоне (рис. 2б). Сейсмические нагрузки, возникающие при ланных значениях интенсивности, являются достаточными для обрушения склона, как это было показано с помощью одномерного и двухмерного моделирования [4].



Рисунок 2. (а) Местоположение оползней и отложений перемещенных масс на западном склоне Курильской котловины. *1* – оползни площадью более 100 км<sup>2</sup>, 2 – оползневые блоки или отложения перемещенных масс, выделенные по единичным пересечениям, *3* – газовые факелы. (б) эпицентры мелкофокусных землетрясений с 1905 по 2014 гг. [5, 6] и изолинии сейсмической интенсивности в баллах шкалы MSK-64 [3]. Район исследований показан прямоугольником серого цвета.

Обрушение склона за счет разложения газогидратов, приводящего к высачиванию газа и соответствующему увеличению порового давления в осадках для курильского склона о. Сахалин подтверждается наличием газогидратов в осадочных колонках, отобранных на глубинах 725 м и 1050 м [7]. На шельфе и склоне этого района (рис. 2a) было также зарегистрировано множество гидроакустических аномалий (газовых факелов). вызванных высачиванием газа И свидетельствующих 0 газонасыщенности осадочной толщи.

Наличие подводных оползней с возрастом от голоцена до среднего плейстоцена на склоне Курильской котловины дает основание прогнозировать возможность его дальнейшего обрушения с образованием волн цунами. При этом наибольшую опасность, по всей видимости, представляют области открытого континентального склона, где были обнаружены наиболее крупные оползневые тела.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН, тема №0149-2015-0030 и при финансовой поддержке РНФ (грант №14-50-00095).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gnibidenko H.S., Hilde T.W.C., Gretskaya E.V. et al. Kurile (South Okhotsk) back-arc basin. In: Back-Arc Basins: Tectonics and Magmatism / Taylor B. (Ed.). New York: Plenum, 1995. P. 421–449.

2. Chaytor J.D., Brink U.S., Solow A.R., Andrews B.D. Size distribution of submarine landslides along the U.S. Atlantic margin // Marine Geology. 2009. V. 264. P. 16–27

3. Общее сейсмическое районирование Северной Евразии. ОСР-97. Карты А, В и С. м-б 1:8000000. / Под ред. Уломов В.И. М.: ИФЗ РАН, 2000. 3 л.

4. Ионов В.Ю., Калинин Э.В., Фоменко И.К. и др. Условия формирования подводных оползней в отложениях бровки континентального склона Черного моря в районе поселка Архипо-Осиповка // Инженерная геология. 2012. № 5. С. 36–46.

6. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений о. Сахалин 1905-2005. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 104 с.

7. ANSSComCat, Composite Earthquake Catalog (Northern California Earthquake Data Center). Berkeley, 2014. http://www.quake.geo.berkeley.edu/cnss/.

5. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2012, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 59 / Edited by Jin Y.K. et al. Incheon: Korea Polar Research Institute, 2013. 163 p.

Landslide processes on the Kurile Basin western slope were studied. Large-scale landslides are observed in open continental margins areas; landslide blocks and mass-transport deposits are located in areas of submarine canyons – fans. Landslide age is Middle Pleistocene – Holocene. Landslides are triggered by seismic activity and gas saturation of sediments. Further slope failure is possible.

## Башкеев А.С., Давыденко Ю.А.

(Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, e-mail: <u>bashkeev.as@gmail.com</u>)

# Оценка чувствительности системы импульсной электроразведки для проведения инженерных работ на шельфе

### Bashkeev A.S., Davydenko Yu.A.

(Irkutsk national research technical university, Irkutsk)

# Assessment of the sensitivity of the pulse electrical survey for shelf engineering works

Ключевые слова: импульсная электроразведка, трехмерная прямая задача, оценка чувствительности, инженерные работы

Для определения чувствительности системы импульсной электроразведки для проведения инженерных работ на шельфе были проведены расчеты трехмерной прямой задачи в программном комплексе ITEM-IP.

Инженерно-геологические работы (ИГР) являются неотъемлемой частью минерально-сырьевой освоения базы строительство нефте-И газопроводов, буровых платформ, коммуникаций и т.д., а в условиях шельфа ИГР особенно актуально. В данной работе оценивается чувствительность системы импульсной электроразведки к многолетнемерзлым породам  $(MM\Pi)$ на фоне среды с низким сопротивлением, как к наиболее типовому разрезу шельфа.

За основу взята технология дифференциального нормированного метода электроразведки (ДНМЭ) [1, 2], успешно прошедшая апробацию на суше [3] и многих акваториях [4] России и зарубежья, но с изменённой геометрией установки. Данная работа является продолжением работы наших коллег из ООО «СГНПК» [5] – были изменены: геометрия установки и модель горизонтально-слоистой среды. В их работе в качестве объекта выступала линза криопэгов в толще ММП.

Моделируемая электроразведочная установка имеет следующие геометрические параметры: длина генераторной линии 500 м., длина приемной – 1875 м; приемные линии  $M_1N_1-M_5N_5$  находятся между питающими электродами A и B (симметричная установка), а  $M_6N_6-M_{20}N_{20}$  – разнесены и находятся вне генераторной линии AB (рис. 1).

Для решения прямой задачи была задана трехслойная горизонтальнослоистая среда с включением трехмерного объекта в третий слой. (табл. 1). Среда по геоэлектрическим параметрам приближена к условиям на шельфе.



Рисунок 1. Схема моделируемой электроразведочной установки

| N | h, м | ρ, Ом·м | η, % | τ, c | с   |
|---|------|---------|------|------|-----|
| 1 | 20   | 0.25    | 0    | 0.01 | 0.5 |
| 2 | 10   | 2       | 2    | 0.01 | 0.5 |
| 3 | 3000 | 3       | 2    | 0.01 | 0.5 |

| TC 🗂 1    | т             |             |                                       |              |          |
|-----------|---------------|-------------|---------------------------------------|--------------|----------|
|           | <br>IgngMethi | NOTITICT OF | FORUSOUTS III HO                      | CHORETOR COS | TIT      |
| таолина і |               | гзаланной   | 1000000000000000000000000000000000000 |              |          |
|           |               |             |                                       |              | <u> </u> |

На глубине 80–100 м. (слой 3) был помещен объект, ассоциирующийся с распространением многолетнемерзлых пород (ММП). Геометрические размеры объекта составляют 1000х1000х20 м. Геоэлектрические параметры: УЭС ( $\rho$ ) – 1000 Ом·м; поляризуемость ( $\eta$ ) – 20%; время релаксации ( $\tau$ ) – 10<sup>-5</sup> с., показатель степени (с) – 0.9.

Расчеты проводились для 32-х положений установки с шагом в 100 м., чтобы приемные линии полностью пересекали заданный объект (рис. 2).



Для определения чувствительности системы импульсной электроразведки для проведения ИГР на шельфе были проведены расчеты трехмерной прямой залачи в программном комплексе ITEM-IP. разработанным М.Г. Персовой и А.Г. Соловейчик [6]. Расчеты проводились с учетом процессов, как становления поля, так и вызванной поляризации при токе в 100 А на 128 временных задержках от 0.06 до 476.18 мс. В качестве оценки чувствительности выступал рассчитанный вклад заданного объекта. Фоновыми значениями считаются значения, рассчитанные только от среды без аномального вклада объекта.

На постоянном токе максимальный вклад объекта в поле пропускания для приемных электродов  $M_1N_1$ - $M_5N_5$  составил 1.15 мВ (рис. 3a), что составляет около 42% от фоновых значений. Для электродов  $M_6N_6$ - $M_{20}N_{20}$  – 0.34 мВ, что составляет около 110% (рис. 3б).



Рисунок 3. Вклад объекта в поле пропускания, рассчитанный для разносов: а)  $M_1N_1$ - $M_5N_5$ ; б)  $M_7N_7$ - $M_{21}N_{21}$ 

Ниже представлена сводная таблица по вкладам объекта ММП в поле пропускания (табл. 2).

Таблица 2. Сводная таблица по вкладам объекта в поле пропускания

| Разносы                 | Средний вклад<br>объекта, мВ | Среднеквадратичный<br>вклад объекта, мВ |  |  |
|-------------------------|------------------------------|---|--|--|
| $M_1N_1 - M_5N_5$       | 0.85                         | 0.47                                    |  |  |
| $M_6N_6-M_{20}N_{20}\\$ | 0.12                         | 0.09                                    |  |  |

На переменном токе максимальный вклад объекта в поле становления на электродах  $M_1N_1$  составляет 26 мВ (рис. 4), что составляет около 6% от фоновых значений.

Вклады объекта в поле становления по всем разносам MN сведены в таблицу (табл. 3). Данные рассчитывались только для разносов от –500 до 500 м, где находился объект.



Рисунок 4. Вклад объекта в поле становления, рассчитанный для разноса  $$M_1N_1$$ 

Таблица 3. Сводная таблица по вкладам объекта

| ,                               | Максимальный                | Средний вклад       | Среднеквалратичный         |
|---------------------------------|-----------------------------|---------------------|----------------------------|
| Разнос                          | $\Delta U(t) \rightarrow D$ |                     |                            |
|                                 | вклад в $\Delta U(t)$ , мв  | $B \Delta U(t), MD$ | вклад в $\Delta U(t)$ , мБ |
| $M_1N_1$                        | -28.96                      | -4.62               | 6.74                       |
| $M_2N_2$                        | -80.67                      | -13.29              | 19.3                       |
| $M_3N_3$                        | -127.48                     | -21.06              | 30.47                      |
| $M_4N_4$                        | -165.4                      | -27.19              | 39.16                      |
| $M_5N_5$                        | -188.6                      | -13.77              | 30.71                      |
| M <sub>6</sub> N <sub>6</sub>   | 1.86                        | 0.1                 | 0.37                       |
| M <sub>7</sub> N <sub>7</sub>   | -8.93                       | -0.66               | 1.86                       |
| M <sub>8</sub> N <sub>8</sub>   | -19.57                      | -1.97               | 2.88                       |
| M <sub>9</sub> N <sub>9</sub>   | -31.51                      | -3.2                | 4.57                       |
| M <sub>10</sub> N <sub>10</sub> | -35.25                      | -1.08               | 5                          |
| M <sub>11</sub> N <sub>11</sub> | -37.19                      | -4.69               | 5.12                       |
| M <sub>12</sub> N <sub>12</sub> | -36.51                      | -4.66               | 4.93                       |
| M <sub>13</sub> N <sub>13</sub> | -34.49                      | -4.18               | 4.63                       |
| M <sub>14</sub> N <sub>14</sub> | -44.69                      | -6.3                | 6.06                       |
| M <sub>15</sub> N <sub>15</sub> | -47.62                      | -7.29               | 6.8                        |
| M <sub>16</sub> N <sub>16</sub> | -32.28                      | -1.45               | 5.5                        |
| M <sub>17</sub> N <sub>17</sub> | -23.76                      | -4.8                | 4.05                       |
| M <sub>18</sub> N <sub>18</sub> | -19.44                      | -4.92               | 3.85                       |
| M <sub>19</sub> N <sub>19</sub> | -13.57                      | -4.31               | 3.92                       |
| M <sub>20</sub> N <sub>20</sub> | -5.61                       | -2.31               | 1.69                       |

Исходя из полученных данных и взяв во внимание, что порог чувствительности систем импульсной электроразведки по опыту морских работ ДНМЭ составляет 0.01 мВ [1] следует, что проектируемая система импульсной электроразведки пригодна для проведения ИГР на шельфе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давыденко Ю.А., Грайвер А.В., Давыденко А.Ю., Легейдо П.Ю. Технология сбора и первичной обработки данных дифференциальнонормированного метода электроразведки (ДНМЭ) // Материалы пятой всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли. 2011. Т. 2. С. 22–25.

2. Veeken P., Legeydo P., Davidenko Y. et al. Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration // Geophysics. 2009. V. 74. P. 47-58.

3. Ситников А.А., Мальцев С.Х., Иванов С.А. и др. Аппаратура и системы наблюдений для решения нефтегазопоисковых задач дифференциальнонормированным методом электроразведки (ДНМЭ) на суше // Приборы и системы разведочной геофизики. 2017. № 2. С. 36–41.

4. Ситников А.А., Мальцев С.Х., Иванов С.А. и др. Аппаратура, устройства и системы наблюдений для решения нефтегазопоисковых и инженерно-геологических задач на акваториях электроразведочными методами ДНМЭ и НДЭМЗ // Приборы и системы разведочной геофизики. 2017. № 2. С. 42–49.

5. Жуган П.П., Яковлев С.В., Агеенков Е.В. Морские электроразведочные работы для площадных инженерно-геологических изысканий // Материалы 13-й научно-практической конференции и выставки «Инженерная геофизика 2017». Кисловодск, Россия, 24–28 апреля 2017 г.

6. Soloveichik Y.G., Persova M.G., Vagin D.V., Domnikov P.A. The finite element 3D-modeling software for the electromagnetic methods of engineering geophysics support // Geophysics 2015: [conf. proc.], 11 EAGE intern. sci. and proc. conf. and exhibition on engineering and mining geophysics, Gelendzhik, 20–24 Apr. 2015. EAGE, 2015.

Calculations of the three-dimensional direct task in the ITEM-IP software package were performed to determine the sensitivity of pulse electroprospecting system for offshore geophysical survey. Engineering works on the offshore are very important for the development of resources – the construction of oil-and-gas pipeline, drilling platforms and communication lines.

# Блох Ю.И.<sup>1</sup>, Бондаренко В.И.<sup>2</sup>, Долгаль А.С.<sup>3</sup>, Новикова П.Н.<sup>3</sup>, Петрова В.В.<sup>4</sup>, Пилипенко О.В.<sup>5</sup>, Рашидов В.А.<sup>6</sup>, Трусов А.А.<sup>7</sup>

(<sup>1</sup>Москва, e-mail: yuri\_blokh@mail.ru; <sup>2</sup>Костромской ГУ им. Н.А. Некрасова, Кострома; <sup>3</sup>Горный институт УрО РАН, Пермь; <sup>4</sup>Геологический институт РАН, Москва; <sup>5</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва; <sup>6</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; <sup>7</sup>АО «ГНПП Аэрогеофизика», Москва)

### Комплексные исследования подводного вулканического массива Ратманова в Курильской островной дуге Blokh Yu.I.<sup>1</sup>, Bondarenko V.I.<sup>2</sup>, Dolgal A.S.<sup>3</sup>, Novikova P.N.<sup>3</sup>, Petrova V. V.<sup>4</sup>, Pilipenko O.V.<sup>5</sup>, Rashidov V.A.<sup>6</sup>, Trusov A.A.<sup>7</sup>

(<sup>1</sup>Moscow; <sup>2</sup>State Nekrasov University of Kostroma; <sup>3</sup>Mining Institute of the Ural Branch of the RAS, Perm; <sup>4</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>5</sup>Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow; <sup>6</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatskyy; <sup>7</sup>SC «GNPP Aerogeofizika», Moscow)

### Integrated Investigations of the Ratmanov Submarine Massif, Kuril Island Arc

Ключевые слова: комплексные исследования, подводный вулканический массив Ратманова, Курильская островная дуга.

Комплексные исследования подводного вулканического массива Ратманова, расположенного в Курильской островной дуге, выполненные с помощью современных интерпретационных технологий и лабораторного оборудования, позволили получить новые данные о его происхождении и строении.

Подводный вулканический массив Ратманова, названный в честь известного отечественного океанографа-гидролога Георгия Ефимовича Ратманова [1], расположен на Охотоморском склоне северной части Курильской островной дуги. Он вытянут в северо-восточном направлении и расположен в 15 км к юго-востоку от о. Чиринкотан. Массив, исследованный в нескольких рейсах НИС "Вулканолог", поднимается с глубин 2200–1500 м. Его плоская вершина размером  $10 \times 16$  км расположена на глубинах 800–780 м [2–3]. Объем вулканической постройки составляет ~ 180 км<sup>3</sup>. На северо-западном склоне массива располагается подводный вулкан с относительной высотой 400–450 м [2]. Подножие массива перекрыто вулканогенно-осадочной толщей мощностью 400–800 м. С учетом этих осадков относительная высота массива в северной части составляет 1300 м, в южной – 2300 м. К массиву Ратманова приурочена положительная аномалия магнитного поля  $\Delta T_{\rm a}$  интенсивностью 400 нТл.

При драгировании массива на его южном склоне подняты щебень и галька палеотипных пород, а на подводном вулкане в северо-западной части

опробованы свежие андезиты (табл. 1) с включениями андезибазальтов.

| 1                              |                        |                |            |           |  |
|--------------------------------|------------------------|----------------|------------|-----------|--|
| Вулкан                         | массив Ратманова       |                |            |           |  |
| Обр. №                         | B-25-40/1              | B-25-40/2a     | B-25-40/6a | B-25-40/8 |  |
|                                | Содержание в масс.%    |                |            |           |  |
| SiO <sub>2</sub>               | SiO <sub>2</sub> 59.41 |                | 58.64      | 56.90     |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.61                   | 0.67           | 0.72       | 0.72      |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.56                  | 17.74          | 18.02      | 17.02     |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.65                   | 1.27           | 2.08       | 3.51      |  |
| FeO                            | 3.04                   | 3.81           | 3.10       | 3.08      |  |
| MnO                            | 0.15                   | 0.14           | 0.14       | 0.15      |  |
| MgO                            | 2.95                   | 3.29           | 3.54       | 3.73      |  |
| CaO                            | 7.51                   | 7.19           | 7.22       | 8.31      |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.25                   | 3.05           | 2.84       | 3.32      |  |
| K <sub>2</sub> O               | 2.12                   | 2.07           | 2.20       | 1.73      |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.19                   | 0.18           | 0.15       | 0.23      |  |
| П.П.П.                         | 1.22                   | 0.83           | 1.02       | 0.97      |  |
| Сумма                          | 99.66                  | 99.57          | 99.66      | 99.66     |  |
| S                              | 0.01                   | < 0.01         | < 0.01     | 0.01      |  |
|                                |                        | Содержание в р | pm         |           |  |
| Sc 18                          |                        | 19             | 18         | 27        |  |
| V                              | 173                    | 159            | 159        | 214       |  |
| Cr                             | 83                     | 77             | 86         | 130       |  |
| Co                             | 12                     | 14             | 17         | 19        |  |
| Ni                             | 29                     | 24             | 30         | 36        |  |
| Cu                             | 26                     | 30             | 29         | 32        |  |
| Zn 51                          |                        | 51 64          |            | 53        |  |
| Ga                             | 15                     | 16             | 17         | 16        |  |
| As                             | <2.0                   | <2.0           | 2.4        | <2.0      |  |
| Rb                             | 48                     | 47             | 50         | 39        |  |
| Sr                             | 493                    | 516            | 16         | 514       |  |
| Y                              | 17                     | 495            | 17         | 18        |  |
| Zr                             | 74                     | 75             | 78         | 74        |  |
| Nb                             | 3.2                    | <1.5           | 1.5        | 3.1       |  |
| Мо                             | <1.5                   | 2.9            | 2.5        | <1.5      |  |
| Th                             | 5.4                    | 4.0            | 4.6        | 5.3       |  |
| U                              | <2.0                   | <2.0           | <2.0       | <2.0      |  |
| Pb                             | 5.8                    | 6.0            | 7.8        | 5.1       |  |
| Ba                             | 426                    | 423            | 440        | 359       |  |

Таблица 1. Химический состав драгированных образцов

Андезиты относятся к К-Na разностям нормального ряда [2].

Петромагнитные исследования драгированных образцов, выполненные с помощью современного лабораторного оборудования, показали, что достаточно высокая остаточная намагниченность, изменяющаяся в диапазоне от 0.7 до 6.1 А/м, обусловлена высоким содержанием псевдооднодоменных и многодоменных зерен низкокоэрцитивных ферромагнитных минералов (табл. 2).

| Tuotingu 2. Tresponius missie mupunteprietinus Aput nposumismi oopusigos |        |        |        |        |        |        |        |        |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| №  | B25-   |
| образца  | 40/1-1 | 40/1-2 | 40/2-1 | 40/2-2 | 40/6-1 | 40/6-2 | 40/8-1 | 40/8-2 |
| Jn, А/м  | 2.42   | 6.10   | 1.29   | 0.68   | 1.46   | 1.45   | 0.82   | 1.05   |
| $k * 10^{-3}$ ,  | 57.66  | 107.70 | 39.68  | 39.05  | 35.34  | 29.61  | 39.75  | 35.19  |
| ед. СИ   |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Qn,  | 1.05   | 1.42   | 0.81   | 0.43   | 1.04   | 1.23   | 0.52   | 0.73   |
| P'   | 1.070  | 1.088  | 1.009  | 1.031  | 1.047  | 1.021  | 1.031  | 1.021  |
| Bcr,   | 18.5   | 18.1   | 18.7   | 18.5   | 19.3   | 19.1   | 18.1   | 18.7   |
| мТл  |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Bc,  | 5.70   |        | 5.65   |        | 4.00   |        | 11.4   |        |
| мТл  |        |        |        |        |        |        |        |        |
| B <sub>0.5</sub> ,   | 25.2   | 18.5   | 35.7   | 35.0   | 36.2   | 42.6   | 27.0   | 18.9   |
| мТл  |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Jrs,   | 424.6  | 914.6  | 225.4  | 203.0  | 157.0  | 145.6  | 204.6  | 192.6  |
| А/м  |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Js,  | 4750   |        | 3100   |        | 2900   |        | 4160   |        |
| А/м  |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Jrs/Js   | 0.089  |        | 0.073  |        | 0.054  |        | 0.049  |        |
| Bcr/Bc   | 3.25   |        | 3.31   |        | 4.82   |        | 1.59   |        |
| Струк-   | PSD    |        | PSD    |        | PSD-   |        | PSD-   |        |
| тура   |        |        |        |        | MD     |        | MD     |        |
| C, %   | 1.14   |        | 0.75   |        | 0.71   |        | 0.97   |        |

Таблица 2. Петромагнитные характеристики драгированных образцов

Примечание. Jn – естественная остаточная намагниченность; *k* – магнитная восприимчивость; Qn – фактор Кенигсбергера, P' – степень анизотропии магнитной восприимчивости; Bcr – остаточная коэрцитивная сила; Bc – коэрцитивная сила; B<sub>0.5</sub> – медианное поле; Jrs – остаточная намагниченность насыщения; Js – намагниченность насыщения; PSD – псевдооднодоменные зерна; MD – многодоменные зерна, C –объемная концентрация ферромагнетика.

Термомомагнитный анализ образцов по зависимости магнитной восприимчивости от температуры показал наличие двух ферромагнитных фаз с точками Кюри ~400–420°С и ~530–550°С. Это говорит о том, что основными носителями намагниченности являются титаномагнетит и титаномагнетит с низким содержанием Ті, по составу близкий к магнетиту.

Интерпретация материалов геофизических исследований была выполнена с помощью современных компьютерных технологий [4].

Применение интегрированной системы СИНГУЛЯР позволило установить, что основные особые точки функции, описывающей магнитные аномалии, приурочены к верхней кромке вулканических пород, тогда как подводящие каналы являются субвертикальными [3].

С помощью программы ИГЛА [5] установлено, что вектор эффективной намагниченности пород, слагающих массив Ратманова, отклонен от вектора нормального поля  $T_0$  к юго-востоку на угол ~54°, что позволяет говорить о приуроченности времени образования массива к периодам геомагнитных инверсий.

3D-моделирование вулканической постройки с помощью программы
REIST из пакета структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий СИГМА-3D показало, что максимальная эффективная намагниченность вулканического массива Ратманова достигает 0.8 А/м (рисунок), что хорошо согласуется с данными петромагнитных исследований.



Рисунок. Подводный вулканический массив Ратманова: a – аномальное магнитное поле  $\Delta T_a$ ;  $\delta$  – батиметрия; s – распределение эффективной намагниченности; c – распределение эффективной намагниченности, изображенное на поверхности вулкана.

В результате выполненных исследований установлено, что массив Ратманова представляет собой относительно древний подводный вулкан, образовавшийся во время геомагнитных инверсий, на северо-западном склоне которого расположен молодой андезитовый купол. Драгированные андезиты имеют достаточно высокую остаточную намагниченность и относятся к K-Na разностям нормального ряда. Данные 3D-моделирования позволяют предположить, что основная часть вулканического массива Раманова сложена андезитами.

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

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные

горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71-88.

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

3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Новые данные о строении подводных вулканических массивов Рикорда и Ратманова (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 44-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 23 – 27 января 2017 г. М: ИФЗ РАН, 2017. С. 60–65.

4. 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.

5. 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.

Integrated studies of the Ratmanov Submarine Volcanic Massif in the Kuril Island Arc were performed using modern technologies of interpretation and laboratory equipment, which allowed obtaining new data on its structure.

# Бондаренко В.И.<sup>1</sup>, Рашидов В.А.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Костромской ГУ, Кострома, e-mail: <u>vibond@list.ru</u>; <sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский)

## Подводные вулканы северных Курил Bondarenko V.I.<sup>1</sup>, Rashidov V.A.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>State University of Kostroma; <sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatskyy)

### Submarine volcanoes of the Northern Kuriles

Ключевые слова: подводные вулканы, Курильские острова, северные Курилы, Курильская глубоководная котловина, прогиб Атласова, пролив Крузенштерна

В пределах северного звена Курильской островной дуги к настоящему времени выявлено 37 подводных вулканов, большая часть которых располагается на Охотоморских склонах дуги, а 8 – в пределах северного замыкания Курильской котловины и в осевой части прогиба Атласова. 15 вулканов островершинные, а 22 – плосковершинные. Возраст вулканов – от нескольких млн. лет до голоценового. Для плосковершинных вулканов отмечается увеличение глубины вершины с удалением от фронта дуги – от 100–150 м до 1300 м.

Со времени опубликования каталога подводных вулканов и гор Курильской островной дуги (КОД) [1], в составлении которого принимали участие и авторы настоящей работы, прошло 25 лет. Через 13 лет был опубликован модифицированный вариант этого каталога [2].

В результате детальной интерпретации материалов комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных на НИС «Вулканолог», появились новые данные, позволившие уточнить особенности морфологии и строения известных подводных вулканов, а также идентифицировать ряд новых подводных вулканических построек [3–9].

Все известные при современном уровне изученности подводные вулканы северной части КОД, располагающиеся от Камчатки до пролива Крузенштерна включительно, представлены в таблице и на рисунке. В соответствии с каталогом [1] в пределах северных Курил были выделены три группы подводных вулканов: 1 – Парамуширская; 2 – Онекотанская; 3 – Чиринкотанская (зона пролива Крузенштерна). Парамуширская группа включает 7 вулканов, Онекотанская – 10, а Чиринкотанская – 20.

Располагаются подводные вулканы неравномерно. В зависимости от расстояния от вулканического фронта можно выделить две полосы их относительного сгущения: в осевой части КОД на расстояниях до 10 км от вулканического фронта и на удалениях 25–50 км, в пределах средней и нижней части Охотоморского склона дуги. Некоторые вулканы (8–9) располагаются на удалениях 50–95 км от вулканического фронта, в пределах северного замыкания Курильской котловины и в осевой части прогиба Атласова [10] (рис.).

| N₂      | Название         | Широ   | Долго-  | Глубина   | Отно-  | Расстоя       | Форма   |
|---------|------------------|--------|---------|-----------|--------|---------------|---------|
| Ш/<br>П | подводного       | -1a,   | Ta,     | вершины   | си-    | ние от        | вулкана |
| п       | Булкана          |        |         | IVI       | ная    | вулкани       |         |
|         |                  |        |         |           | BLICO- | фронта        |         |
|         |                  |        |         |           | та м   | фронти,<br>км |         |
| 1       | Григорьева (1.1) | 50.95  | 155 43  | 59        | 800    | 58            | п       |
| 2       | 12               | 50.53  | 155.4   | 580       | 120    | 36            | 0       |
| 3       | 13               | 49.816 | 155.15  | 130       | 460    | 6             | п       |
| 4       | 1.5              | 50.33  | 154 216 | 555       | 1200   | 95            | 0       |
| 5       | 15               | 50.33  | 155 351 | 520       | 550    | 30            | ŏ       |
| 6       | 16               | 50.432 | 155.236 | 400       | 450    | 32            | õ       |
| 7       | 17               | 50.434 | 155.472 | 650       | 550    | 27            | п       |
| 8       | Белянкина (2-1)  | 49.93  | 154 15  | 508       | 1100   | 75            | 0       |
| 9       | Смирнова (2.2)   | 49 916 | 154.35  | 950       | 850    | 62            | п       |
| 10      | Ск. Авось (2.3)  | 49 716 | 154 116 | 06нум     | 2000   | 63            | 0       |
| 11      | 2.4              | 49.65  | 154.23  | 128       | 400    | 54            | п       |
| 12      | 2.5              | 49 616 | 154 316 | 112       | 400    | 46            | П       |
| 13      | 2.6              | 49.66  | 154.68  | 111       | 700    | 27            | п       |
| 14      | 2.7              | 49 416 | 154.3   | 131       | 400    | 35            | П       |
| 15      | 2.8              | 49 38  | 154 166 | 178       | 2000   | 42            | П       |
| 16      | 2.9              | 49 35  | 154.26  | 150       | 300    | 33            | п       |
| 17      | 2.10             | 49 30  | 154.28  | 730       | 200    | 31            | П       |
| 18      | Элельштейна      | 49.233 | 153.48  | 620       | 2100   | 43            | 0       |
|         | (3.1)            | .,     |         |           |        |               | -       |
| 19      | 3.2              | 49.13  | 154,166 | 337       | 360    | 24            | П       |
| 20      | 3.3              | 49.08  | 154.016 | 162       | 440    | 30            | П       |
| 21      | 3.4              | 48.95  | 154.366 | 21        | 40     | 1             | П       |
| 22      | 3.5              | 48.916 | 153.616 | 21        | 450    | 42            | 0       |
| 23      | Ратманова (3.6)  | 48.833 | 153.7   | 806       | 700    | 35            | П       |
| 24      | Макарова (3.7)   | 48.833 | 153.25  | 1416      | 1500   | 61            | 0       |
| 25      | 3.8              | 48.8   | 152.916 | 2160      | 1950   | 77            | 0       |
| 26      | 3.9              | 48.66  | 153.38  | 1328      | 1300   | 40            | П       |
| 27      | 3.10             | 48.65  | 153.95  | 73        | 1100   | 4             | П       |
| 28      | Ск. Ловушки      | 48.53  | 153.85  | 42 н.у.м. | 400    | 4             | 0       |
|         | (3.11)           |        |         | 5         |        |               |         |
| 29      | 3.12             | 48.43  | 153.76  | 152       | 300    | 2             | П       |
| 30      | 3.13             | 48.38  | 153.7   | 124       | 300    | 4             | П       |
| 31      | 3.14             | 48.6   | 153.116 | 1118      | 1900   | 50            | 0       |
| 32      | 3.15             | 48.56  | 153.3   | 1710      | 600    | 40            | 0       |
| 33      | 3.16             | 48.46  | 153.13  | 509       | 2500   | 43            | П       |
| 34      | 3.17             | 48.38  | 152.96  | 2500      | 300    | 48            | 0       |
| 35      | 3.18             | 48.33  | 153.16  | 216       | 2200   | 32            | П       |
| 36      | 3.19             | 48.2   | 153.51  | 1100      | 900    | 2             | 0       |
| 37      | 3.20             | 48.2   | 153.35  | 378       | 300    | 10            | П       |
| -       | -                |        |         | 0         |        |               |         |

### Таблица. Подводные вулканы северной части КОД

Примечание. П – плосковершинный вулкан; О – островершинный вулкан.



Рисунок. Схема расположения вулканов северной части КОД: 1– наземные вулканы; 2–3 – подводные вулканы: 2 – островершинные, 3 – плосковершинные; 4 – изобаты; 5 – прогиб Атласова; 6 – Курильская глубоководная котловина; 7 – номера вулканов. Подчеркнуты плосковершинные вулканы.

В приосевой части КОД преобладают небольшие плосковершинные

вулканы [1] с глубиной вершин в пределах 120–200 м. В средней и нижней части Охотоморских склонов дуги преобладают крупные вулканические постройки. Размеры основания некоторых из них 20–30 км, относительные высоты – до 2000–2500 м, а с учетом мощности перекрывающих их основание осадочных отложений, высота построек достигает 2500–3000 м. Объем вулканических построек изменяется от 5–6 км<sup>3</sup> для небольших подводных вулканов до 280 км<sup>3</sup> у массива Эдельштейна [9].

Для плосковершинных вулканов отмечается увеличение глубины вершины с удалением от фронта дуги – от 100–150 м в приосевой части КОД до 1328 м у вулкана 3.9, располагающегося в нижней части островного склона. Если считать, что плоские вершины подводных вулканов – результат абразии, то мы должны предполагать значительное погружение дна моря после формирования этих вулканических построек в пределах Охотоморского склона КОД и прилегающих частей Курильской котловины. Амплитуда погружения может превышать 1300 м в районе пролива Крузенштерна и 800 – 900 м в районе вулкана Смирнова [8]. Наблюдаемая картина, по-видимому, является отражением процесса формирования Курильской котловины, северное замыкание которой протягивается до острова-вулкана Алаид в виде пологого прогиба в современном рельефе дна, наложенного на более древний прогиб Атласова.

Судя по соотношениям подводных вулканов с осадочным чехлом и основными морфоструктурами региона возраст вулканов может меняться от неогенового до голоценового.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

2. Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. 604 с.

3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 и 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2013. № 1 (21). С. 77–85.

4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 17–26.

5. Бондаренко В.И. Новая подводная кальдера у о. Онекотан (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3 . С. 92–95.

6. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2006. № 8. С. 69–85.

7. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 13–18.

8. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводных вулканов Белянкина и Смирнова (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 107.

9. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Подводный вулканический массив Эдельштейна (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 3-13.

10. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. К.С. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 листов.

37 submarine volcanoes have been revealed within the northern part of the Kurile island arc. The majority is located on the arc slopes of the Sea of Okhotsk, 8 are located within the northern closing of the Kurile trough and axial zone of the Atlasov depression. 12 volcanoes have conic summits and 25 are flat-topped. The age varies from several millions of years to Holocene. The flat-topped volcanoes show the increase in the depth of the summits accompanied by retreating from the frontal zone of the arc (100-150 m to 1300 m).

# Борисов Д.Г., Либина Н.В., Левченко О.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва <u>dborisov@ocean.ru</u>)

### Акустическая структура дрифта Иоффе (Южная Атлантика) Borisov D.G., Libina N.V., Levchenko O.V. (Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow) Acoustic Structure of the Ioffe Drift (South Atlantic)

Ключевые слова: контуриты, придонные течения, САГВ, ААДВ, сейсмопрофилирование, Бразильская котловина

В работе представлены результаты сейсмопрофилирования, выполненного в 32-м и 52-м рейсах НИС «Академик Иоффе» (2010, 2016) в районе так называемого дрифта Иоффе с помощью параметрического эхолота-профилографа «SES 2000 deep». Дрифтом Иоффе условно называется крупное осадочное тело на субширотном хребте, приуроченном к зоне разломов Флорианополис в Южной части Бразильской котловины. По результатам профилирования удалось уточнить геометрию и размеры осадочного тела, изучить его акустическую структуру.

В 2010 г. в 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» ученые Института океанологии начали исследование крупного осадочного тела. покрывающего субширотный хребет в зоне разломов Флорианополис (26-27° ю.ш.) [1]. Впервые в этом районе с помощью параметрического профилографа «SES 2000 deep» были получены сейсмопрофили высокого разрешения (результирующая частота 4-5 кГц, глубина проникновения сигнала ниже поверхности дна – до 50 м). Было установлено, что данное тело покрывает вершину и южный склон хребта и прослеживается в интервале глубин от 3700 до 4000 м. В акустической структуре осадочного тела были обнаружены внутренние угловые несогласия, признаки эрозии, отмечена линзовидная форма сейсмоакустических единиц. По результатам анализа сейсмоакустических данных, колонок донных осадков, отобранных в 32-м и позднее в 46-м рейсе (2014 г.) НИС «Академик Иоффе», а также гидрологических данных, свидетельствующих о наличии в данном районе интенсивных придонных течений [2], исследуемое осадочное тело было предварительно классифицировано как дрифт (т.е. осадочное тело, сформированное преимущественно под действием придонных течений) [3].

изучения акустической Для более летального структуры предполагаемого дрифта в 2016 году в ходе 52-го рейса НИС «Академик Иоффе» были дополнительно получены 7 сейсмопрофилей с помощью профилографа **«SES** 2000 deep». Анализ результатов сейсмопрофилирования позволил выделить три основные сейсмофациальные единицы, две из которых характеризуются четкой акустической стратификацией и разделены между собой практически

акустически прозрачной сейсмофациальной единицей. Такое чередование обнаружено сейсмофациальных единиц на всех полученных сейсмопрофилях. В акустической структуре дрифта обнаружены четкие угловые несогласия, признаки эрозии. На сейсмозаписях также имеются признаки обнажения коренных пород и тектонических сбросов. По сейсмопрофилирования результатам была составлена уточненная батиметрическая карта.

Обобщение данных сейсмопрофилирования 32-го и 52-го рейсов НИС «Академик Иоффе» показало, что верхняя часть сейсмоакустического разреза дрифта Иоффе имеет сложную структуру. Характерная геометрия осадочного тела, его вытянутость в направлении придонных течений наличие четких внутренних несогласий, линзовидная, выпуклая к верху форма сейсмофациальных единиц, низкая (до умеренной) амплитуда отражений – все эти признаки позволяют отнести обнаруженное осадочное тело к контуритовым дрифтам. Однако на формирование современного облика осадочного тела значительное влияние оказали и вертикальные тектонические движения.

Авторы выражают благодарность научному составу и экипажам рейсов 32 и 52 НИС «Академик Иоффе» за помощь в проведении исследований. Работа выполнена при финансовой гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых кандидатов наук МК-909.2017.5.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левченко О.В., Мурдмаа И.О. Стратегия системных исследований структуры донных осадков вдоль трансатлантических геотраверзов (32-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Иоффе", осень 2010 г., Калининград-Ушуая) // Океанология. 2013. Т. 53. № 1. С. 139–144.

2. Тараканов Р.Ю., Морозов Е.Г. Поток антарктической донной воды на выходе из канала Вима // Океанология. 2015. Т. 55 № 2. С. 173–188.

3. Ivanova E., Murdmaa I., Borisov D., Dmitrenko O., Levchenko O., Emelyanov E. Late Pliocene-Pleistocene Stratigraphy and History of Formation of the Ioffe Calcareous Contourite Drift, Western South Atlantic // Marine Geology. 2016. № 372. P. 17–30.

This work is focused on results of seismoacoustic profiling carried out during cruises 32 and 52 of the RV Akademik Ioffe using the SES 2000 deep parametric echo-sounder. The Ioffe Drift represents a large depositional body covering the sub-latitudal ridge in the Florianopolis fracture zone (Southern Brazil Basin). Analysis of seismic data allowed better understanding of acoustic structure, overall geometry and dimensions of the depositional body.

### Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Немченко Н.В. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва <u>dborisov@ocean.ru</u>) Сейсмостратиграфия и акустическая структура верхнечетвертичных отложений северо-восточного склона поднятия Ceapa (Центральная Атлантика) Borisov D.G., Murdmaa I.O., Nemchenko N.V. (P.P. Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow) Seismic stratigraphy and acoustic structure of the upper Quaternary deposits of the north-western slope of the Ceara Rise (Central Atlantic)

Ключевые слова: сейсмопрофилирование, глубоководное бурение, сейсмофации, рефлектор

В работе представлены результаты анализа сейсмоакустических данных высокого разрешения полученных в двух рейсах НИС «Maurice Ewing» и НИС «Академик Иоффе» (1992, 2011). Составлена карта распределения сейсмофаций в районе исследования, на основе сопоставления сейсмических данных с кернами глубоководного бурения проведено сейсмостратиграфическое расчленение верхней части разреза четвертичных отложений поднятия.

Поднятие Сеара представляет собой асейсмичный хребет в Центральной Атлантике, образовавшийся около 80 млн. лет назад в районе Срединно-Атлантического хребта. Оно простирается более чем на 500 км с северозапада на юго-восток и превышает 100 км по ширине. В поперечном разрезе поднятие Сеара имеет ассиметричный профиль с более крутым югозападным и пологим северо-восточным склонами. Глубина океана варьирует от 4600 м у подножия северо-восточного склона поднятия до 3100 на вершине. Мощность осадков, покрывающих базальтовый фундамент хребта Сеара, превышает 1000 м.

Основная задача данной статьи состояла в изучении акустической структуры четвертичных отложений поднятия Сеара и сопоставлении сейсмозаписей сверхвысокого разрешения с кернами глубоководного бурения скважин 929А-Е для выявления геологической природы отдельных отражающих границ и выполнения детального сейсмостратиграфического расчленения верхней части разреза четвертичных отложений поднятия.

В 35-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2011 г.) маршрут экспедиции, в ходе которой выполнялось непрерывное сейсмопрофилирование с помощью параметрического эхолота-профилографа "SES 2000 deep" (результирующая частота 4 кГц), пролегал через точки скважин проекта глубоководного бурения ODP 929 и 925 на склоне и вершине поднятия Сеара в Центральной Атлантике [1]. Данные скважины были пробурены в 1994 г. в рамках 154 рейса судна «JOIDES Resolution». Бурение предваряли детальные

сейсмические исследования с борта НИС «Maurice Ewing» (рейс Ew9209), выполненные в 1992 Г. И включавшие в себя одноканальное сейсмопрофилирование с использованием пневматических пушек (частота 30Гц) и сейсмоакустическую съемку сигнала помощью с эхолотпрофилографа Atlas Hydrosweep (3.5 кГц) [2].

В рамках данной работы были проанализированы сейсмоакустические записи профилографа «SES 2000 deep», полученные в 35-м рейсе НИС «Академик Иоффе» и сейсмозаписи высокого разрешения из рейса Ew9209 НИС «Maurice Ewing», которые были запрошены авторами из Обсерватории Ламонт-Доерти (США) и оцифрованы. В результате была построена карта распределения сейсмофаций в районе исследования.

Геологическая интерпретация сейсмических данных строилась на сопоставлении значений амплитуды отраженного сигнала профилографа «SES 2000 deep» со сводным геологическим разрезом скважин 929А–Е и данными о плотности осадка. Значения амплитуды отраженного сигнала «SES 2000 deep» по глубине сейсмического разреза были получены в точке с координатами, примерно соответствующими скважине 929А. Возрастная модель для сводного геологического разреза скважин 929А-Е взята из статьи [3].

На основании полученных результатов было проведено детальное сейсмостратиграфическое расчленение разреза верхнечетвертичных отложений северо-восточного склона поднятия Сеара в интервале глубин 4100-4500 м. Сейсмоакустический разрез охватил отложения возрастом от 0 до 1.2 млн. лет.

Сопоставление сейсмоакустических данных сверхвысокого разрешения с результатами глубоководного бурения на поднятии Сеара позволило установить, что отражающие границы создаются вариациями содержания карбоната кальция и плотности осадка, обусловленными наличием прослоев силта (с примесью песка) и железистых хардграундов.

Авторы выражают благодарность научному составу и экипажу 35-го рейса НИС «Академик Иоффе» за помощь в выполнении сейсмопрофилирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60111 мол\_а\_к.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левченко О.В., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др. Новые результаты сейсмофациального анализа четвертичных отложений Западной Атлантики // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458. № 4. С. 480–485.

2. Mountain G.S., Curry W.B. Cruise Ew9209: site survey for Leg 154 // Proc. ODP, Initial Reports., 154: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. P. 39–52.

3. Bickert T., Curry W.B., Wefer G. Late Pliocene to Holocene (2.6-0 Ma) Western Equatorial Atlantic deep-water circulation: inferences from benthic stable isotopes // Shackleton N.J., Curry W.B., Richter C., Bralower T.J. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1997. V. 154. P. 239–254.

This study is based on high-resolution seismoacoustic data collected during two cruises of the RV Maurice Ewing and RV Akademik Ioffe. Analysis of these data allowed to build a seismic facies distribution map. Seismic stratigraphy of the upper Quaternary deposits of the Ceara Rise is resulted from correlation between ODP cores and seismoacoustic records.

# Бреховских А.Л.<sup>1</sup>, Гринберг О.В.<sup>1</sup>, Евсенко Е.И.<sup>1</sup>, Клюев М.С.<sup>1</sup>, Ольховский С.В.<sup>2</sup>, Ракитин И.Я.<sup>1</sup>, Сажнева А.Э.<sup>1</sup>, Шрейдер А.А.<sup>1</sup>, Шрейдер Ал.А.<sup>1</sup>

 $(^{1}$ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: <u>mklyuev@mail.ru</u>,  $^{2}$ Институт Археологии РАН, Москва, , e-mail: <u>ptakkon@yandex.ru</u>)

## Комплекс гидроакустического параметрического профилографирования и GPS позиционирования донных антропоценовых отложений и объектов с использованием маломерных судов

Brekhovskikh A.L.<sup>1</sup>, Greenberg O.V.<sup>1</sup>, Evsenko E.I.<sup>1</sup>, Klyuev M.S.<sup>1</sup>, Olkhovsky S.V.<sup>2</sup>, Rakitin I.Ya.<sup>1</sup>, Sazhneva A.E.<sup>1</sup>, Schreider A.A.<sup>1</sup>, Schreider Al.A.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of archeology RAS, Moscow) The complex of hydroacoustic parametric profiler and GPS positioning for bottom anthropocene sediments and objects investigations using small size vessels

Ключевые слова: геофизика, геологоразведка, гидроакустика, антропоценовые осадки, параметрический профилограф, эхолот, GPS навигация, маломерные суда

Рассматривается комплекс гидроакустического параметрического профилографирования и GPS позиционирования антропоценовых донных осадков и объектов с маломерных судов, разработанная в лаборатории геодинамики, георесурсов и геоэкологии ИО РАН. Приведены принципы действия, состав, некоторые характеристики и результаты испытаний системы в натурных условиях.

Изучение антропоценовых донных отложений и объектов является весьма важной и актуальной научно-практической задачей [1]. Это обусловлено тем, что антропоценовые отложения и объекты, помимо чисто геологического аспекта, отображают влияние человеческого фактора на окружающую среду на различных этапах его развития. Они содержат многочисленные артефакты, которые являются свидетелями различных 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 маркерами ушедших эпох. На суше эти отложения достаточно хорошо исследованы, а под водой являются донной среде малоизученными по причине их труднодоступности и до сих пор требуют интенсивных исследований.

Одним из наиболее эффективных технических средств изучения структуры и объектов донных осадков являются гидроакустические параметрические профилографы [2], которые обладают узкой диаграммой направленности (единицы градусов), что позволяет более точно определять местоположение донных объектов, их размеры и форму [3]. Их принцип действия основан на одновременном излучении двух близких высоких частот, которые формируют разностную низкую частоту вследствие нелинейных эффектов в водной среде. Эта низкая частота способна глубоко проникать в донные осадки, причем диаграмма направленности для нее 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 профилографа (обычного и параметрического) могут возникать различные факторы, снижающие эффективность его использования. К ним, в частности, относятся некоторые типы донных осадков (песок, галька, твердые породы), донная растительность (водоросли), объекты водной среды (ЗРС) и т.п. Для снижения влияния этих факторов следует оптимизировать выбор рабочей частоты (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 геодинамики, георесурсов и геоэкологии ИО РАН в последнее время был разработан комплекс гидроакустического параметрического профилографирования и GPS позиционирования антропоценовых донных осадков с маломерных судов. Он включает низкочастотный параметрический донный профилограф и высокочастотный эхолот (на базе прибора SeaKing DST и программного обеспечения SeaNet), приемник спутниковой навигации GPS/ГЛОНАС (на базе прибора Trimble BX982), комплекс судовождения малых судов (на базе программного обеспечения AquaScan),управляющий компьютер (на базе ноутбука Panasonic CF-31), устройство автономного питания и средства крепления элементов системы на маломерных судах [4].

Некоторые параметры комплекса приведены в таблице, а общий его вид при установке на маломерном судне представлен на рис.1.

Этот комплекс позволяет производить площадные галсовые съемки полигонов с маломерных судов И одновременно анализировать информацию об осадках, полученных с различных приборов, и делать более достоверные заключения об их свойствах, структуре и включениях. Он позволяет получать, отображать в псевдоцвете и записывать информацию о профиле дна и объектах водной толщи на высокой частоте и профиле, структуре включениях дна и объектах водной толщи на низкой частоте с привязкой к данным спутниковой навигации GPS/ГЛОНАС в реальном режиме времени при движении маломерного судна по заданной сетке галсов.

| Высокая рабочая частота                 |                               |  |  |  |
|---|-------------------------------|--|--|--|
| Значение                                | 200 кГц                       |  |  |  |
| Отстояние от дна                        | 1<÷200 м                      |  |  |  |
| Разрешение                              | 0.01 ÷ 0.1 м                  |  |  |  |
| Угол раствора сигнала излучения         | 4°                            |  |  |  |
| Уровень излучения                       | 220dB / 1µПа на 1м            |  |  |  |
| Способ отображения величины отклика     | цветная/чб шкала 80 дБ        |  |  |  |
| Низкая рабочая частота                  |                               |  |  |  |
| Значение                                | 20 кГц                        |  |  |  |
| Длительность посылки                    | 100 мкс                       |  |  |  |
| Отстояние от дна / оптимальное          | 1<÷30 м / 5 м                 |  |  |  |
| Глубина проникновения в грунт           | до 10 м ил                    |  |  |  |
| Разрешение                              | 60 µс на 30 м от дна (0.05 м) |  |  |  |
| Угол раствора сигнала излучения         | 4.5°                          |  |  |  |
| Уровень излучения                       | 185dB / 1µПа на 1м            |  |  |  |
| Способ отображения величины отклика     | цветная/чб шкала 80 дб        |  |  |  |
| Темп посылок в зависимости от диапазона | 6м-9/сек, 10м-6/сек,20÷50м-   |  |  |  |
|   | 5/сек                         |  |  |  |
| Максимальная рабочая глубина            | 4000 м                        |  |  |  |
| Способ передачи данных                  | ArcNet, RS232                 |  |  |  |
| Управление прибором                     | с компьютера                  |  |  |  |
| Программное обеспечение                 | Tritech SeaNet Software OC    |  |  |  |
|   | Windows                       |  |  |  |
| Питание                                 | 24 В постоянного тока, 410 мА |  |  |  |
| Вес на воздухе / в воде                 | 6.3 кг / 2.7 кг               |  |  |  |
| Габариты излучателя Высота х Диаметр    | 34см х 20см                   |  |  |  |

Таблица. Некоторые технические характеристики системы



Рисунок 1. Общий вид системы на маломерном судне.



Рисунок 2. Разрез затопленного плавучего крана и донных слоев.



Рисунок 3. Разрез каменного мола времен античной Фанагории (сверху). Первое кратное отражение (снизу).

Комплекс был испытан в Таманском заливе в районе поселка Сенной Краснодарского края. Глубина в районе работ составляла от 0.5 до 3.5 м. Дно слагалось илистыми песками и было частично покрыто водорослями высотой до 1 м.

В результате испытаний комплекс подтвердил свою работоспособность и эффективность. В качестве примеров работы комплекса, на рис. 2 представлен профилографический разрез затопленного плавучего крана размерами около 12х2 м и донных слоев толщиной около 0.2 м с привязкой к географическим координатам. На рис. 3 приведен профилографический разрез каменного мола времен античной Фанагории (2500 лет назад) шириною около 70 м и высотой около 0.5 м. Видна структура мола, сложенного из отдельных камней, два археологических шурфа (слева от мола) и первое кратное отражение (ниже основного).

Работа выполнена в рамках Государственного задания №0149-2014-0030, гранта РФФИ №15-06-02485 и Программы І.31П фундаментальных исследований Президиума РАН.

### 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. Клюев М.С., Ольховский С.В., Фазлуллин С.М. и др. О возможностях системы параметрического профилографа, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS для комплексных исследований донных антропоценовых осадочных отложений // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2015. С. 132–136.

Sub-bottom parametric profiler system with GPS positioning for anthropocene sediments explorations by small vessels is presented. The system operation consept, its compound, characteristics and test results are described.

# Бреховских А.Л.<sup>1</sup>, Гринберг О.В.<sup>1</sup>, Евсенко Е.И.<sup>1</sup>, Клюев М.С.<sup>1</sup>, Ольховский С.В.<sup>2</sup>, Ракитин И.Я.<sup>1</sup>, Сажнева А.Э.<sup>1</sup>, Шрейдер А.А.<sup>1</sup>, Шрейдер Ал.А.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: <u>mklyuev@mail.ru</u>, <sup>2</sup>Институт Археологии РАН, Москва, , e-mail: <u>ptakkon@yandex.ru</u>)

### Структуры и объекты донных антропоценовых отложений в ГИАМЗ «Фанагория»

Brekhovskikh A.L.<sup>1</sup>, Greenberg O.V.<sup>1</sup>, Evsenko E.I.<sup>1</sup>, Klyuev M.S.<sup>1</sup>, Olkhovsky S.V.<sup>2</sup>, Rakitin I.Ya.<sup>1</sup>, Sazhneva A.E.<sup>1</sup>, Schreider A.A.<sup>1</sup>, Schreider Al.A.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of archeology RAS, Moscow) **The structures and objects of bottom anthropocene sediments in GIAMZ "Fanagoria"** 

Ключевые слова: геофизика, геологоразведка, гидроакустика, антропоценовые осадки, параметрический профилограф, эхолот, GPS навигация, обработка данных, распознавание образов, картографирование.

Представлены результата исследований структур и объектов в ГИАМЗ «Фанагория» с помощью гидроакустической системы профилографирования донных антропоценовых осадков с маломерных судов. Описаны алгоритмы обработки данных и приведен план полигона с обнаруженными структурами и объектами.

В последнее время в лаборатории геодинамики, георесурсов и геоэкологии ИО РАН был разработан комплекс гидроакустического параметрического профилографирования и GPS позиционирования антропоценовых донных осадков и объектов с маломерных судов [1–2]. Он позволяет получать данные о рельфе поверхности, внутренней структуре и объектах донных антропоценовых осадков [3], а также объектах водной среды с привязкой к географическим координатам.

С помощью этого комплекса было проведено предварительное гидроакустическое профилографирование полигона в морской части Государственного историко-археологического музея-заповедника (ГИАМЗ) «Фанагория» на берегу Таманского залива Краснодарского края вблизи поселка Сенной.

Целью исследований было изучение возможностей комплекса по выявлению структур и объектов культурного наследия, погребенных в донных антропоценовых осадках морской части ГИАМЗ «Фанагория» (около 2500 лет назад), а также разработка алгоритмов их обнаружения, распознавания и картографирования.



Рисунок 1. Разрез известнякового мола времен античной Фанагории.

Полигон имел вид прямоугольника, вытянутого в направлении примерно запад-восток (азимут около 80°) с размерами около 1400х300 м. Точки границ полигона имеют примерные координаты: 36°56.940' в.д. 45°16.600' с.ш. (юго-западная), 36°56.940' в.д. 45°16.840' с.ш. (северо-западная), 36°57.980' в.д. 45°16.760' с.ш. (юго-восточная), 36°57.980' в.д. 45°16.940' с.ш. (северо-восточная). При проведении исследований было выполнено 52 продольных (азимут около 80°, длина около 1400 м) галсов с шагом 5 метров и 8 поперечных (азимут около 170°, длина около 400 м) галсов.

Глубины в месте проведения исследований составляли от 0.5 до 3.5 м. Дно слагается осадочными илами и песком с включением ракушек, местами образующими ракушечные слои. Оно было частично покрыто водорослями различной густоты высотой до метра. Аппаратура позволяла визуализировать структуру дна примерно на 2 м в его толщу при отсутствии водорослей и примерно на 1 м при их наличии.

При обследовании полигона маломерное судно с системой двигалось по

сетке галсов, охватывающей полигон, со скоростью около 2 узлов под управлением программы судовождения AquaScan, в результате чего были получены гидроакустические разрезы формы дна и его внутренней структуры с помощью компьютерной программы SeaNet с привязкой к географическим координатам.

В результате были получены профилографические разрезы донной поверхности, а также структур и объектов донных антропоценовых осадков. В качестве примера, на рис. 1 приведен профилографический разрез известнякового мола времен античной Фанагории, ширина которого составляет около 20 м, а высота около 0.5 м.

Обработка профилей производилась визуально согласно разработанным алгоритмам. При этом в качестве критериев наличия донных структур и объектов использовались следующие:

1. Наличие возвышений, понижений и травы на донной поверхности;

2. Наличие в толще дна или на его поверхности областей с повышенным (пониженным) обратным откликом гидроакустического сигнала относительно прилегающих областей;

3. Нарушение однородности донных слоев, границ слоев, рельефа дна, или водорослей;

4. Совместный анализ информации эхолота и профилографа;

5. Анализ записей при различных значениях порогов и в разных псевдоцветах;

6. Наличие подобных особенностей (пп.1-3) на первом кратном отражении;

7. Наличие подобных особенностей (пп. 1–4) на соседних галсах и их группирование в цепочки.

При обработке данных использовались также элементы математической теории распознавания образов.

В результате этой обработки был выявлен целый ряд донных структур и объектов, положения которых были нанесены на план полигона, построенный с помощью компьютерной программы Global Mapper.

На плане (рис. 2) используются следующие обозначения:

коричневая сплошная линия – южная береговая линия,

синяя сплошная линия - северная морская граница полигона,

дом – причал, лагерь,

красный крест – затопленный подъемный кран,

оранжевый квадтат – затопленный перевернутый баркас,

синяя звезда --затопленный пароход,

черная стрелка – затопленная галера,

якорь – затопленные турецкие якоря,

желтый треугольник – древний ряж (пристань),

коричневый ромб – насыпной островок,

бордовая сплошная линия – границы каменного мола (пунктир-его



Рисунок 2. План расположения структур и объектов в ГИАМЗ «Фанагория»

песочная сплошная линия – граница известнякового мола (пунктир – его вершина),

зеленая пунктирная линия в левом верхнем углу – граница водорослей (слева – нет, справа – есть), зеленые пунктирные линии – полянки в водорослях,

голубые сплошные линии – батиметрия 0.5, 2 и 3.5 м.

В результате исследований была подтверждена эффективность работы комплекса, адекватность алгоритмов и методик обработки данных, выявлены и локализованы некоторые структуры и объекты донных антропоценовых отложений в ГИАМЗ «Фанагория», а также получен электронный интерактивный план их расположения.

Работа выполнена в рамках Государственного задания №0149-2014-0030, гранта РФФИ №15-06-02485 и Программы І.31П фундаментальных исследований Президиума РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клюев М.С., Ольховский С.В., Фазлуллин С.М. и др. О возможностях системы параметрического профилографа, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS для комплексных исследований донных антропоценовых осадочных отложений // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Том V. М.: ГЕОС. 2015. С. 132–136.

2. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Клюев М.С., Евсенко Е.И. Высокоразрешающая геоакустическая система для геолого-археологического изучения дна // Процессы в геосредах. 2016. № 2(6). С. 156–161.

3 Crossland C.J., Kremer H.H., Lindeboom H.J., Marshall J.I. Coastal Fluxes in the Anthropocene. Springer Edition, 2004. 234 p.

4. Клюев М.С., Ольховский С.В., Шрейдер А.А. О модели подводной территории ГИАМЗ «Фанагория» // Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах. Сборник тезисов докладов школы. М.: ООО «ПРИНТ ПРО», 2016, С. 102–105.

Results of bottom structures and objects explorations in Phanagoria reservation using sonar profiling system fitted on small vessel are presented. Analysis methods and processing are described. The object map is given.

# Бреховских А.Л.<sup>1</sup>, Гринберг О.В.<sup>1</sup>, Евсенко Е.И.<sup>1</sup>, Клюев М.С.<sup>1</sup>, Ольховский С.В.<sup>2</sup>, Ракитин И.Я.<sup>1</sup>, Сажнева А.Э.<sup>1</sup>, Захаров Е.В.<sup>3</sup>, Чижиков В.В.<sup>3</sup>, Шрейдер А.А.<sup>1</sup>, Шрейдер Ал.А.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г.Москва, e-mail: <u>mklyuev@mail.ru</u>, <sup>2</sup>Институт Археологии РАН, г.Москва, , e-mail: <u>ptakkon@yandex.ru</u>, <sup>3</sup>Государственный Исторический музей, г.Москва, e-mail: <u>zakharov.evg@gmail.com</u>)

Исследование структуры и геохронология развала камней в подводной части античного городища Патрей методом гидроакустического параметрического профилографирования

Brekhovskikh A.L.<sup>1</sup>, Greenberg O.V.<sup>1</sup>, Evsenko E.I.<sup>1</sup>, Klyuev M.S.<sup>1</sup>, Olkhovsky S.V.<sup>2</sup>, Rakitin I.Ya.<sup>1</sup>, Sazhneva A.E.<sup>1</sup>, Schreider A.A.<sup>1</sup>, Schreider Al.A.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of archeology RAS, Moscow, <sup>3</sup>The state Historical Museum, Moscow)

# The investigation of the stones disintegration structure and geochronology in the underwater part of the ancient Patrey settlement by the method of hydroacoustic parametric profiling

Ключевые слова: геофизика, гидроакустика, антропоценовые осадки, геохронология, параметрический профилограф, распознавание образов, картографирование.

Исследована структура и оценена геохронология развала камней в подводной части античного городища Патрей методом гидроакустического параметрического профилографирования.

На берегах Таманского залива с VI в. до н. э. существовал целый ряд античных греческих поселений – Гермонасса (современная Тамань), Фанагория, Кепы, Патрей (рис. 1, слева), входивших в состав Боспорского царства [1]. Поселение Патрей расположенно на северном берегу Таманского залива, на окраине современного посёлка Гаркуша в Темрюкском районе Краснодарского края. Оно существовало с конца II – начала I тыс. до н. э. до XIV в. н.э. В античную эпоху поселение переживает свой расцвет и превращается в небольшой город.

Около I в. до н.э. здесь была сооружена крепость (рис. 1, справа), входившая в единую систему поселений и укреплений северо-западной части Таманского полуострова – восточных рубежей Боспорского царства. Вокруг крепости располагались кварталы жилой застройки внутри укреплений и прилегающие производственные объекты вроде гончарных мастерских и винодельческих комплексов. По-видимому, крепость была прямоугольной формы размерами около 80 х 100 м, по периметру которой был вырыт ров и насыпан глиняный вал высотой 2.60 м. На поверхности вала из сырцовых кирпичей была возведена оборонительная стена толщиной 3.60 м. На восточной стороне ее находились ворота шириной 3.65 м, защищенные с обеих сторон прямоугольными пилонами 6.70х1.90 м.



Рисунок 1. Античные поселения Таманского залива (слева) и план крепости городища Патрей I века до н.э. (справа).

Внутри крепости была насыпана мощная платформа, на которой располагались жилые и производственные сооружения, построенные по единому плану из аналогичных сырцовых кирпичей на каменных фундаментах и разделенные узкими переулками с каменными и черепичными вымостками. В начале II в. крепость погибла в пожаре.

Около 2400–2300 лет назад (около IV–III в до н.э.) низменные территории Патрея, как и других античных поселений Таманского залива, были затоплены вследствие опускания дна Азовского моря [1]. В результате многие древние сооружения и объекты оказались под водой, в частности так называемый «Развал камней» вблизи побережья городища Патрей.

Отметим, что участок земной коры, на котором расположено Азовское море (и Таманский залив), за длительную историю своего геологического развития претерпел множество изменений и трансформаций. За последние 6000 лет (поздний голоцен) уровень Азовского моря претерпел целый ряд колебаний, которые имели характер трансгрессивно-регрессивных этапов (понижений и повышений уровня) (рис. 2) [2].

Среди них особо выделяется Фанагорийская регрессивная стадия развития, основная фаза которой происходила около 2600–2300 лет назад (около VI–III в до н.э.). Эта стадия характеризуется последним существенным осушением обширных территорий Таманского залива, которая сопровождалась понижением его уровня вплоть до 6 метров относительно настоящего. В этот период античные города и поселения Таманского залива увеличили свои территории за счет этих осушенных территорий.

За Фанагорийской регрессией последовало начало Нимфейской трансгрессии (около 2200 лет назад, около века II до н.э.), которая характеризовалась затоплением осушенных в Фанагорийскую регрессивную стадию территорий. Этот процесс сопровождался затоплением территорий

разросшихся античных поселений, которые оказались законсервированными в донных осадках под водой вместе с постройками и артефактами практически до наших дней.



Рисунок 2. Колебания уровня (трансгрессивно-регрессивные этапы) в развитии Азовского моря в позднем голоцене [2].

Одним из интересных объектов затопленной части античного Патрея называемый «Развал камней», который исследуется является так подводными археологами с начала 2000-х гг. Он находится на расстоянии около 250 метров южнее береговой линии на глубине от 2 до 3 м. Дно в районе «Развала» слагается песчаными илами с включением ракушек, местами образующими ракушечные внутридонные слои, и частично покрыто водорослями высотой до 1 м. «Развал» состоит из камней различной величины, которые образуют скопление размером около 100х100 скопления были зафиксированы пределах этого участки М. В сохранившегося культурного слоя, фрагменты керамических сосудов VI-V вв. до н.э.

Для исследования этого Развала камней было предложено использовать комплекс гидроакустического параметрического профилографирования и GPS позиционирования антропоценовых донных осадков и объектов с маломерных судов, который был разработан в лаборатории геодинамики, георесурсов и геоэкологии ИО РАН [3–4]. Он позволяет получать данные о рельфе поверхности, внутренней структуре и объектах донных антропоценовых осадков, а также объектах водной среды с привязкой к географическим координатам.

Исследование «Развала камней» производилось методом получения его профилографических разрезов при движении системы над Развалом под различными азимутами (метод сечения азимутальными галсами) с привязкой к географическим координатам. На рис.4 представлены два профилографических разреза – азимут 355° (примерно юг-север) и азимут 108° (примерно запад-восток). Всего было выполнено 16 азимутальных разрезов.

Обработка данных проводилась согласно разработанным методикам и алгоритмам, а также с использованием теории распознавания образов [5].

Для обозначения структур «Развала» использовались условные понятия положения «фундамента», «стен» и «вершин», которые определялись следующим образом:

1. Положение «фундамента» «Развала» определялось как излом линии дна (нарушение структуры дна) на границе объекта;

2. Положение «стен» «Развала» определялось как положение локальных максимумов высот объекта;

3. Положение «вершин» объекта определялось как положение абсолютных максимумов высот «Развала».



Рисунок 3. Профилографические азимутальные разрезы Развала камней: а) юг-север и б) запад-восток.



Рисунок 4. Структура развала камней вблизи городища Патрей.

Положения «фундамента», «стен» и «вершин» «Развала» были определены для всех 16 разрезов и нанесены на карту с помощью компьютерной программы Global Mapper в универсальной поперечной проекции Меркатора UTM зона 37 (36°E-42°E северной геосферы, метры север/юг – метры запад/восток) в системе координат WGS84.

Здесь зелеными кружками показано положение внешней границы «фундамента» «Развала», синими ромбами – положение «стен», красными

крестами-положение «вершин», синей линией - береговая линия городища, оранжевым треугольником – положение поселения Патрей на урезе воды.

Полученная карта позволяет сделать вывод, что «Развал камней» имеет правильную упорядоченную структуру прямоугольной формы размерами около 100х100 м. Точки «фундамента» и «стен» «Развала» выстраиваются в прямые отрезки, ориентированные по сторонам света: северо-запад, юговосток и юго-запад, северо-восток. Возможно, они соответствуют положению реальных фундаментов и стен сооружения, построенного по определенному плану и содержащему регулярные структуры. Судя по наличию в сохранившихся под «Развалом камней» участков культурного слоя VI–IV вв. до н.э., данное сооружение может быть датировано этим или более поздним временем. По данным геохронологии [2] возраст «Развала» составляет около 2500 лет назад.

Полученные результаты позволяют сделать вывод об адекватности и эффективности методик и алгоритмов, разработанных для изучения подводных археологических объектов с помощью гидроакустического параметрического донного профилографа-эхолота, системы спутниковой навигаии GPS и комплекса судовождения малых судов AquaScan.

Работа выполнена в рамках Государственного задания №0149-2014-0030, гранта РФФИ №15-06-02485 и Программы І.31П фундаментальных исследований Президиума РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Античные государства Северного Причерноморья / Археология СССР. Т. 9. М., 1984. 392 с.

2 Ковалева Г.В., Измайлов Я.А., Золотарева А.Е. Диатомовые водоросли из позднеголоценовых отложений Азовского моря как индикаторы колебаний уровня водоема // Вестник Южного научного центра. 2015. Т. 11. № 1. С. 53–62.

3. Клюев М.С., Ольховский С.В. и др. О возможностях системы параметрического профилографа, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS для комплексных исследований донных антропоценовых осадочных отложений // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2015. С. 132–136.

4. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Клюев М.С., Евсенко Е.И. Высокоразрешающая геоакустическая система для геолого-археологического изучения дна // Процессы в геосредах. 2016. № 2(6). С. 156–161.

5. Клюев М.С., Ольховский С.В., Шрейдер А.А. О модели подводной территории ГИАМЗ «Фанагория» // Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах. Сборник тезисов докладов Международной школы. М.: ООО «ПРИНТ ПРО», 2016. С. 102–105.

The structure and geochronology of the stones disintegration in the underwater part of the ancient Patrey settlement are investigated by the method of hydroacoustic parametric profiling.

### Буданов Л.М., Сергеев А.Ю., Московцев А.А. (<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, e-mail: Leonid\_Budanov@vsegei.ru) Применение георадиолокационного профилирования для изучения отложений различных стадий развития Балтийского моря на примере Нарвско-Лужского междуречья Budanov L.M., Sergeev A.Y., Moskovcev A.A. (A.P. Karpinsky Russian geological research institute, Saint-Petersburg) Application of GPR profiling for the study of deposits of different stages of development of the Baltic Sea on the example of the Narva-Luga interfluve

Ключевые слова: георадар, прибрежно-морские отложения, палеореконструкция, Балтийское море, Финский залив

В Нарвско-Лужском междуречье проведены георадиолокационные исследования, анализ результатов которых позволяет детализировать геоморфологию верхней части геологического разреза.

Уточнение особенностей верхней части геологического разреза - важная часть исследований направленных на изучение изменений уровня моря. Такие исследования проводятся сотрудниками отдела морской геологии и региональной геоэкологии ВСЕГЕИ с 2012 по 2017 гг. в рамках грантов РФФИ и РНФ на территории Нарвско-Лужского междуречья. В этом районе в 20 веке проводилисьмасштабные геологические исследования, составлен карт. Повсеместно комплекс на поверхность здесь выходят преимущественно песчаные отложения четвертичного возраста, которые довольно генерализовано подразделяются по генезису на морские, эоловые, ледниковые и аллювиальные. Тогда как в прибрежно-морских отложениях по геоморфологическим признакам выделяют береговые валы, косы, береговые склонны другие формы. подводные И Для подробной классификации отложений применяются геоморфологические методы, которые весьма успешно дополняют геофизические исследования. Одним из наиболее производительных и эффективных наземных методов в подобной геологической обстановке является георадиолокация.

На исследуемой территории за период с 2012 по 2017 гг. сделано 66.5 км георадиолокационного профилирования (рис. 1). При съёмке использовался георадар GSSI SIR-2000 с антенными блоками 70, 200 и 400 МГц, навигационная привязка осуществилась GPS-навигатором, на профилях со значительными (более 2-х м) перепадом рельефа осуществлялась геодезическая съемка с использованием нивелира или тахеометра. Приемно-

передающая антенна буксировалась автомобилем по грунтовым дорогам или людьми по пересеченной местности. Антенны с центральной частотой 200 и 400 МГц использовалась для детального изучения верхней части геологического разреза (5–10 м) и 70 МГц регионального изучения территории (до 25 м).



Рисунок 1. Схема расположения георадиолокационных профилей

Исходная радарограмма представляет из себя набор трасс, расстояние

между точками наблюдения во время съёмки нормировалось за счёт использования одометра, таким образом на ее горизонтальной оси можно отображать либо порядковые номера трасс, либо соответствующее им пройденные растения в метрах. На вертикальной шкале отображается время пробега электромагнитной волны от приемно-передающей антенны до отражающей поверхности и обратно в наносекундах. Время переводится в глубины путем его умножения на половину скорости распространения электромагнитных волн в исследуемой среде. Скорость продольной волны позволяет определять программа обработки RADAN по крутизне гипербол дифракции, возникающих на контрастных объектах, размер которых не превышает первую зону Френеля [1]. Для исследуемой территории в результате многократных измерений были определены максимальная скорость – 11–13 см/нс (на дюнах) и минимальная – 7 см/нс (на относительно пониженных участках рельефа).

В ходе интерпретации на полученных радарограммах было выделено и прослежено 5 георадиолокационных комплексов. Нижний (FK1) георадиолокационный комплекс характеризуется отсутствием протяженных отражающих границ и понижением амплитуд отражений до полного их отсутствия, возникающим при увеличении содержания глинистых частиц в литологическом составе отложений. Кровля комплекса выделяется по хорошо коррелируемому интенсивному отражению, которое соответствует эрозионному горизонту, обогащенному грубообломочным материалом. Кровля неровная, на значительном количестве профилей погружающаяся ниже проникающей способности электромагнитных волн. Наиболее близко к поверхности она проявлена в северо-западной части района исследования, с явным погружением в южном направлении в сторону р. Россонь и в западном в сторону Нарвского залива.

Отложения нижнего комплекса почти повсеместно перекрываются отложениями ГК2. Перекрытие согласное, местами с примыканием и выклиниванием слоев. Ha записи волновая картина внутри георадиолокацинного комплекса представлена довольно интенсивными хорошо коррелируемыми протяженными отражающими границами, наклон которых изменяется в широких пределах вертикали по от субгоризонтального в основании в основании до субвертикального в верхней части, между такими отражающими границами заключены зоны с практически отсутствующими отражениями. ГК2 по несогласным углам наклона осей синфазности подразделяется на несколько (4 и более) пачек, которые судя по отображению на радарограмме И измеренной диэлектрической проницаемости имеют существенно песчаный состав отложений с простоями более грубого обломочного материала. Описанные структурно-текстурные особенности характерны для речных дельтовых отложений [2, 3] и флювиогляциальных дельт [4-6].

Выше на радарограммах по интенсивной субгоризонтальной

65

отражающей границе на подошве и серии схожих по волновой картине отражающих горизонтов, между которыми для записи характерно наличие не протяженных, имеющих пологий (до 10°), наклон осей синфазности выделен ГКЗ, который представлен пачками переслаивания существенно песчаных отложений, разделенных. Внутри комплекса выделяется от двух до трех эрозионных горизонтов, разделяющих пачки, которые сложены слабонаклонными в восточном направлении И косослоистыми отложениями. Выделенные нижние два эрозионных горизонта местами объединяются, смыкаясь и переходя в единый мощный слой. Верхний эрозионный горизонт, слагающий кровлю ГКЗ совпадает с дневной поверхностью на большей части территории, и только в пределах развития дюнных гряд перекрыт эоловыми отложениями.

ГК4 формирует положительные формы современного рельефа. В пределах комплекса интенсивных отражений не наблюдается, отражающие границы имеют протяженные наклонные (до 25–30° в восточном направлении) оси синфазности, а измеренная скорость распростанения электромагнитных волн для этой среды достигает 13 см/нс, что характерно для сухих песчаных отложений эоловых форм. ГК4 представлен довольно однородными дюнными песками, слоистость, наблюдаемая на волновой картине, вещественно не проявляется.

ГК5 выделен в западной и северо-западной части Куземкинской палеокосы. Нижняя граница комплекса, выделяемая по структурному несогласию, представлена протяженной довольно интенсивной осью синфазности. Для волновой картины комплекса характерно наличие слабонаклонных (5–7°) не протяженных отражающих горизонтов. Со стороны Нарвского залива в комплексе выделяется до трех пачек косослоистых отложений, с наклоном слоев в западном направлении. Верхняя пачка ГК5 выходит на дневную поверхность, формируя современный рельеф с серией палео-береговых валов.

Анализ выделенных геофизических комплексов позволит установить последовательность этапов развития региона в голоцене. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 17-77-20041 «Воздействие глобальных, региональных и субрегиональных природных факторов на развитие береговых морфосистем восточной части Финского залива, как среды обитания человека».

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Dietrich P., Ghienne J.-F., Normandeau A., Lajeunesse A. Upslope-mugrating bedforms in a proglacial Sandur delta: cyclic spets from river-derived underflows? // Journal of Sedimentary Research. 2016. V. 86. P. 113–123.
Heinz J., Aigner Th. Hierarchical dynamic stratigraphy in various Quaternary gravel deposits, Rhine glacier area (SW Germany): implications for

hydrostratigraphy // Intertational Journal of Earth Science (Geol. Rundsch.),

2003. V. 92. P. 923-938.

3. Sokołowski R.J. Middle and Late Pleistocene fluvial to glacio-deltaic succession in the Mrzezino site, northern Poland // Quaternary geology of north-central Poland: from the Baltic coast to the Last Glacial Maximun limit / R. Sokolowski, D. Moskalewicz (Eds.). University of Gdansk, 2016. P. 36–52.

4. Tercier P., Knight R., Jol H. A comparison of the correlation structure in GPR images of deltaic and barrier-spit depositional environments // Geophysics. 2000. V. 65. N. 4. P. 1142–1153.

5. Uscinowicz S. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the southern Baltic. Polish Geological Institute Special Papers, 2003. V. 10. 79 p.

6. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных, 2008.

In the Narva-Luga interfluve, georadiolocation studies were carried out, the analysis of it's results makes it possible to detail the geomorphology of the upper part of the geological section.

### Городницкий А.М., Иваненко А.Н., Брусиловский Ю.В., Попов К.В., Шишкина Н.А., Веклич И.А.

(Институт океанологии им.П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, e-mail: gorodnit@yandex.ru, ivanenko.ocean@gmail.com)

# Глубинные источники магнитных аномалий в океанических областях

# Gorodnitskiy A.M., Ivanenko A.N., Brusilovskiy Yu.V., Popov K.V., Shishkina N.A., Veklich I.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

### Deep sources of magnetic anomalies in oceanic areas

Ключевые слова: серпентинизация, гравимагнитные съемоки, внутриплитовые дислокации, модель магнитоактивного слоя

Комплексный анализ геолого-геофизических материалов в океанических областях свидетельствует о том, что глубинные источники аномального магнитного поля установлены практически во всех основных морфоструктурах Мирового океана. Глубина их по данным магнитного моделирования достигает 20 и более км. Это заставляет пересмотреть представление о геотермическом режиме океанической литосферы и глубине точки Кюри

Увеличение объема и качества высокоточных морских гравимагнитных съемок, петромагнитных исследований образцов, полученных с помощью глубоководного бурения, драгирования, а также магнитное и плотностное моделирование, делают необходимым пересмотр прежних представлений о природе магнитных аномалий в океанических областях. Наряду с магнитным сейсмическим слоем 2а, в последние годы выявлены глубинные источники, связанные с формированием серпентинитовых образований при Комплексный гидратации верхней мантии. анализ геофизических материалов свидетельствует о том, что такие глубинные источники установлены практически во всех основных морфоструктурах Мирового океана, - срединных хребтах, абиссальных котловинах, внутриплитовых асейсмичных поднятиях и зонах поддвига. Глубина их залегания по данным магнитного моделирования может достигать более 20 км. Это заставляет пересмотреть представление о геотермическом режиме океанической литосферы и максимальной глубине точки Кюри.

Глубинные серпентинитовые тела обнаружены в зоне Срединно-Атлантического хребта, в области пересечения его трансформными разломами. Они отмечаются обратной корреляцией повышенной аномалии магнитного поля и пониженной аномалии Буге. Это может приводить к изостатическому подъему коры в гребневой части хребта.

Получить более детальные представления о серпентинизации в зонах медленно-спрединговых срединно-океанских хребтов и трансформных

разломов позволяют выполненные нами модельные расчеты по четырем профилям в районе пересечения Срединно-Атлантического хребта и разлома 15°20′ рис. 1 (данные из геофизической базы GEODAS) [https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas/].



Рисунок 1. Положение расчетных профилей и полигона в районе пересечения Срединно-Атлантического хребта и трансформного разлома 15°20′ (*a*); геомагнитные разрезы разлома по результатам моделирования *б* – по широтным профилям 1, 2, 3; *в* – по профилю 4 вкрест простирания разлома.

Представленные на геомагнитном разрезе глубинные объекты, повидимому, связаны с серпентинизированными перидотитами, что подтверждается данными петромагнитных исследований образцов, отобранных в осевой части на пересечении с САХ.

Непосредственная связь аномалий магнитного поля с серпентинитовым слоем океанической коры зафиксирована в зонах асейсмичных поднятий и внутриплитовой деформации, где в обстановке сжатия формируются покровно-налвиговые структуры в соответствии с механизмом двухъярусной тектоники. Типичным примером таких образований является подводный хребет Горриндж в Северной Атлантике, который входит в систему подводных гор Хосшу, расположенную в восточной части Азоро-Гибралтарской зоны разломов, прослеживающейся от точки тройного сочленения Северо-Американской, Евразийской и Африканской плит в районе Азорских островов на западе, до Гибралтарского пролива на востоке (рис. 2).

Основным магнитным объектом в пределах хребта Горриндж в зоне вершины Геттисберг являются массивные выходы серпентинизированных

гипербазитов, представленных апогарцбургитовыми серпентинитами.



Рисунок 2. Батиметрическая карта хребта Горриндж и профили магнитного моделирования

Магнитные аномалии, связанные с глубинными магнитными телами в океанической литосфере, установлены в пределах Аравийско-Индийского хребта и в Центральной котловине Индийского океана. Здесь они приурочены внутриплитовым асейсмичным полнятиям и к предположительно имеют серпентинитовую природу. Результаты магнитного моделирования свидетельствуют о том, что глубина точки Кюри в зонах внутриплитовых дислокаций и в районе Восточно-Индийского хребта достигает 20 км и более. Обращает на себя внимание этимология происхождения подводных гор В этом регионе. Иx геомагнитное изучение позволяет предположить, что они имеют сложную вулкано-тектоническую природу и могут быть связаны с серпентинитовыми протрузиями в зонах дизъюнктивных нарушений.



Рисунок 3. Индийский океан батиметрия (а), магнитное поле (б) и геомагнитные разрезы по данным моделирования по профилям 6 и 10 (в).

На рис. 3 представлены карты рельефа и аномального магнитного поля по материалам геомагнитной съемки, выполненной в 2017 г. в Центрально-Индийской котловине к западу от Восточно-Индийского хребта. На карте АМП показано положение расчетных профилей. Как видно на геомагнитных разрезах, глубины магнитных тел здесь достигают более 20 км и приурочены к областям тектонических дислокаций.

Наиболее активно процесс формирования глубинных магнитных тел, связанный с гидратацией верхней мантии и серпентинизацией, проявляется в зонах субдукции на деструктивных границах плит. Характерным примером этого могут быть Курило-Камчатская и Алеутская зоны Тихого океана. Здесь прослеживается линейная полоса глубинных положительных магнитных аномалий (рис. 4).



Рисунок 4. Район Алеутской дуги. Карты аномального магнитного поля (а) и аномалий силы тяжести в редукции Буге (б) [http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/wgm2012].

Как видно на рисунке, линейной зоне аномального магнитного поля, соответствует линейная зона понижения аномалий Буге, ввиду того, что серпентинитовые тела обладают пониженной плотностью.

В зонах поддвига, так же как и во внутриплитовых областях, возможно формирование серпентинитовых подводных гор. Такие горы обнаружены в частности, в районе Идзу-Бонинского желоба.

Комплексный анализ большого объема геолого-геофизических материалов указывает, таким образом, на существенный вклад глубинных серпентинитовых образований в аномалии магнитного поля в океанических областях, что необходимо учитывать при изучении геологического строения и тектонической эволюции океанической литосферы.

Integrated analysis of geological-geophysical data in the oceanic regions indicates that the underlying sources of the anomalous magnetic field is established in almost all the major morphostructures of the ocean. Their depth according to the magnetic simulation is 20 km or more. It makes you reconsider the idea of the geothermal regime of the oceanic lithosphere and the depth to the Curie point
## Гусяков В.К.

(Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, email: gvk@sscc.ru)

# Цунамигенность подводных землетрясений и условия осадконакопления на морском дне

### Gusiakov V.K.

(Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, SD RAS, Novosibirsk)

# Tsunamigenity of submarine earthquakes and conditions of sedimentation on marine bottom

Ключевые слова: землетрясение, цунами, сейсмотектоника, осадконакопление, подводные оползни

В работе изучается распределение параметра  $\Delta I$ , представляющего собой разность между фактической и ожидаемой (по величине момент-магнитуды землетрясения  $M_w$ ) интенсивностью цунами. Производится разделение этих землетрясений на три группы, условно названные "красными" ( $\Delta I > 1$ ), "зелеными" ( $-1 \le \Delta I \le 1$ ) и "синими" ( $\Delta I < -1$ ) событиями. При анализе географического распределения событий в этих группах выявляется их определенная корреляция с положением основных зон осадконакопления в океане, обусловленных наличием климатической и циркумконтинентальной зональности.

Считается, ЧТО при тектонических цунами ИХ интенсивность определяется, в основном, магнитудой землетрясения и при прочих равных условиях прямо пропорциональна ей. Однако фактический разброс интенсивности цунами при землетрясениях одной и той же магнитуды чрезвычайно велик и достигает шести баллов по шкале Соловьева-Имамуры, т.е. максимальные амплитуды цунами при данной магнитуде землетрясения могут различаться более чем в 60 раз [1]. Факторами, влияющими на результирующую интенсивность цунами, являются также механизм и глубина очага, продолжительность подвижки, глубина воды в эпицентральной области. Однако результаты физического и численного моделирования показывают, что влияние всех этих факторов не столь велико и даже для наиболее существенного из них (механизм очага) не может превышать одного порядка высоты волн, что составляет менее трех баллов интенсивности [2-5].

Столь высокий фактический разброс интенсивности цунами свидетельствует об участии других факторов (помимо чисто поршневого механизма, обусловленного косейсмическими деформациями дна) в процессе возбуждения цунами. Одним из таких факторов является, несомненно, энергетический вклад подводных оползней, лавин и обвалов в механизм генерации цунами. [6–9]. Оползневый механизм фактически всегда принимался во внимание при изучении цунами и составители каталогов старались особо отмечать события, при которых вклад оползневой компоненты оказывался существенным либо даже определяющим. Однако такой механизм рассматривался скорее как исключение, чем правило. И.В. Мелекесцев в работе, посвященной анализу Озерновского цунами 23 ноября 1969 г. [10], по-видимому, впервые заявил о лидирующей роли большеобъемных подводных обвалов и оползней в процессе генерации цунами.

В работе [11] в предположении о чисто поршневом (обусловленном только косейсмическими подвижками дна) механизме возбуждения цунами на модельном рельефе, отражающем основные морфологические особенности морского дна в районе островных дуг, была получена теоретическая зависимость интенсивности цунами I по шкале Соловьева-Имамуры от момент-магнитуды землетрясения  $M_w$ . Она представляется формулой I = 3.55  $M_w - 27.1$ ).

Вычисляя по этой формуле ожидаемую (в рамках поршневого механизма) интенсивность цунами для землетрясения с известной магнитудой M<sub>w</sub>, можно затем определить разность между фактической I<sub>obs</sub> и ожидаемой І<sub>ехр</sub> интенсивностью, вычисляемую как ∆І=І<sub>оbs</sub> - І<sub>ехр</sub>. В настоящей работе все цунамигенные землетрясения, происшедшие в Тихом океане с 1900 по 2015 гг. и имеющие надежные оценки как момент-магнитуды, так и интенсивности (всего около 450 событий), по величине параметра ΔI были разделены на три группы. К первой ("красной") группе были отнесены события с повышенной интенсивностью цунами, для которых ΔI>1. Ко второй ("зеленой") группе были отнесены события с "нормальной" интенсивностью, для которых разность между фактической и ожидаемой интенсивностью находится в пределах -1≤ ∆I ≤1. Наконец, к третьей ("синей") группе были отнесены события с пониженной более чем на единицу интенсивностью цунами (ΔI<-1). Количественное распределение цунамигенных землетрясений между указанными тремя группами оказалось следующим: в "красной" группе находится 135 событий, в "зеленой" - 230 события и в "синей" – 85 событий.

Естественным является вопрос, какими иными параметрами, помимо величины ΔI различаются эти три группы цунамигенных землетрясений. Для ответа на него было проведено изучение распределения среди трех выделенных групп цунамигенных событий других параметров очагов, таких как средние магнитуды  $M_s$  и  $M_w$ , средние глубины очагов и глубины воды в эпицентральной области, механизмы очагов.

Средние магнитуды M<sub>S</sub> и M<sub>w</sub> для "зеленой" и "синей" групп оказались весьма близки, для "красной" группы они были примерно на 0.5 балла ниже. Таким образом, события с повышенной цунамиэффективностью оказываются, против ожидания, в среднем наиболее слабыми.

Средние глубины очагов во всех трех группах оказались практически

одинаковыми, с разницей менее 1 км, что на порядок меньше точности определения этой величины. Поэтому с уверенностью можно утверждать, что глубина очага не является фактором, определяющим в существенной мере степень цунамигенности подводных землетрясений (исключение составляют немногочисленные сильные глубокофокусные землетрясения).

Подавляющее большинство тихоокеанских цунамигенных землетрясений являются коровыми с глубинами очагов от 10 до 50 км. Кроме того, в силу большой магнитуды (в среднем 7.4) вертикальная протяженность их очагов составляет значительную величину (35–40 км), что само по себе «размазывает» эффект глубины очага.

Напротив, средние глубины воды в эпицентральной области оказываются существенно различными (1295 м для "красной", 1670 м для «зеленой» и 2449 м для «синей» групп), однако, это различие оказывается противоположным тому, чего можно ожидать исходя из поршневой модели возбуждения.

важным магнитуды Наиболее после фактором, влияюшим на интенсивность цунами, является механизм очага, причем здесь наиболее сушественным фактором является наличие сдвиговой компоненты подвижки в очаге. Изучение механизмов очагов по данным Гарвардского каталога СМТ [12] для не выявило, однако, отчетливых различий между тремя группами цунамигенных землетрясений, за исключением, возможно, "зеленой" группы, для которой характерна большая однородность механизмов с преобладанием взбросо-сбросовых и надвиговых механизмов.

Выполненный статистический анализ распределения магнитуд, глубин и механизмов очагов не обнаружил сколько-нибудь значимых различий между тремя выделенными группами цунамигенных событий (за небольшим исключение, все цунамигенные землетрясения являются мелкофокусными с типичными для зон субдукции надвиговыми и взбрососбросовыми механизмами очагов).

В то же время при анализе их географического распределения на карте Тихоокеанского региона обнаружилась совершенно определенная корреляция положения этих трех групп землетрясений с зонами океанской седиментации. выделяемыми в монографии А.П. Лисицина "Осадкообразование в океанах" [13]. Суммированные в ней результаты многолетнего изучения распределения осадков в океане показывают, что оно чрезвычайно неравномерно и определяется комплексом факторов, основными из которых являются поставка осадочного материала с суши, режим океанических течений и волновой режим на поверхности. В пределах одних и тех же климатических зон распределение осадочного материала варьироваться. Это сильно связано с влиянием может циркумконтинентальной зональности увеличением скоростей \_ осадконакопления по мере приближения к побережью с достижением максимальных величин в приустьевых участках крупнейших рек, в

74

мелководных окраинных морях, а также у основания материкового склона, куда в конечном итоге сгружается большая часть терригенного осадочного материала.

Наложение географического распределения очагов цунамигенных землетрясений, разделенных по указанному выше признаку, на приводимую в [13] схему климатической и циркумконтинентальной зональности в процессах океанского седиментогенеза совершенно отчетливо показывает наличие определенной корреляции степени цунамигенности тихоокеанских землетрясений с климатическими зонами океанского седиментогенеза. В первую очередь можно отметить, что все цунамигенные землетрясения, происшедшие в окраинных морях типа Желтого, Японского, Берингова оказываются "красными". "Красными" являются также большинство западной иунамигенных землетрясений, происходящих в части экваториальной гумидной зоны Тихого океана (Индонезия, Филиппины. Гвинея). Напротив, большинство подводных Новая землетрясений, происшедшие в удаленных от континентов цунамигенных зонах (Гуамская, Тонга-Кермадек, Новозеландская) оказываются "синими". Большая часть цунамигенных землетрясений происходящих в типичных зонах субдукции (типа Курило-Камчатской, Алеутской) являются "зелеными", т.е. их цунамигенный потенциал в наибольшей степени соответствует поршневой модели. Весьма наглядным является распределение землетрясений из "красной" группы вдоль побережья Центральной и Южной Америки. За исключением одного, все они сконцентрированы в достаточно узкой зоне между 12° с.ш. и 10° .ю.ш., т.е. оказываются лежащими целиком внутри экваториальной гумидной зоны.

Помимо наличия больших количеств осадочного материала на дне, другим важнейшим фактором для образования подводного оползня или обвала является наличие уклонов морского дна, обеспечивающих возможность движения больших масс осадочного материала вниз по склону.. Анализ уклонов морского дна в эпицентральных областях цунамигенных землетрясений из "красной" и "синей" групп показал наличие значительно более крутых уклонов дна в очаговых областях землетрясений из «красной» группы сравнительно с землетрясениями из "синей" группы. При малых (менее 1°) уклонах дна наличие даже огромных количеств осадочного материала, заполняющих иногда бассейн почти целиком, не приводит к образованию оползней.

Проведенное исследование позволяет подтвердить существенное влияние оползневой компоненты на условия генерации цунами И продемонстрировать связь условий осадконакопления в океане с цунамигенностью очагов подводных землетрясений. Его результаты показывают, что данный фактор является чрезвычайно существенным и в какой-то мере присутствует при возникновении большинства (если не всех) разрушительных цунами. Работа выполнена при финансовой поддержке

75

гранта РФФИ 2016-05-00450.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gusiakov V.K. Evaluation of intensity of recent seismogenic tsunamis in the World Ocean from 2000 to 2014 // Pure and Appl. Geoph. 2015. V. 172. No. 12. P. 3271–3279.

2. Hammack J.L. A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth // J.Fluid Mech. 1973. V. 60. Part 4. P. 769–799.

3. Ward S. Relationships of tsunami generation and an earthquake source // J.Phys. Earth. 1980. V. 28. No. 5. P.4 41–474.

4. Yamashita T., Sato R. Generation of tsunami by a fault model // J.Phys.Earth. 1974. V. 22. No. 4. P. 415–440.

5. Гусяков В.К. О связи волны цунами с параметрами очага подводного землетрясения // Математические проблемы геофизики, Новосибирск.: ВЦ СО АН СССР. 1974. Вып. 5. Ч. 1. С. 118–140.

6. Shepard F.P. Depth changes in Sagami Bay during the Great Japanese Earthquake // J. Geol. 1933. V. 41. P. 527–536.

7. Mader Ch.L. A landslide model for the 1975 Hawaii tsunami // Sci. Tsunami Hazards. 1984. V. 2. No. 2. P. 71–78.

8. Miller D.J. Giant Waves in Lituya Bay // Bull. Seis. Soc. Am. 1960. V. 50. No. 3. P. 253–266.

9. Mitchell R.C. Submartine landslides off the coast of Puerto Rico and Barbados, West Indies // Nature. 1954. V. 173. No. 4394. P. 119–121.

10. Мелекесцев И.В. О возможной причине Озерновского цунами 23.XI.1969г. на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1995. № 3. С. 105–108.

11. Гусяков В.К., Чубаров Л.Б. Численное моделирование возбуждения и распространения цунами в прибрежной зоне // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1987. № 11. С. 53–64.

12. Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2825–2853.

13. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 425 с.

In this study, we introduce the formal classification of these earthquakes on the basis of their  $\Delta I$  parameter, that is the difference between the observed and the expected tsunami intensity. Based on the  $\Delta I$  value, we divide all the events into the three groups: "red" ( $\Delta I$ >1), "green" ( $-1 < \Delta I < 1$ ), and "blue" ( $\Delta I < -1$ ). Geographical distribution of events in these groups shows their clear correlation with the climatic and circumcontinetal zonation in the oceanic sedimentation.

### Добролюбова К.О., Соколов С.Ю., Абрамова А.С. (Геологический институт РАН, Москва, e-mail: <u>k\_dobrolubova@mail.ru</u>) Особенности морфологии клиновидных спрединговых бассейнов Dobrolyubova K.O., Sokolov S.Yu., Abramova A.S. (Geological institute RAS, Moscow) Morphological Features of Wedge-Shaped Spreading Basins

Ключевые слова: Галапагосский рифт, восточная часть ЮЗИХ, спрединг, клиновидный бассейн

Клиновидные спрединговые бассейны – Галапагосский и восточный (ЮЗИХ) – уникальные объекты, характеризующиеся общей специфической морфологией.

Восточный Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) представляет собой клиновидную спрединговую структуру и по скорости спрединга относится к медленноспрединговым хребтам. Длина бассейна около 1050 км, ширина раскрытия ~600 км. Глубины в рифтовой долине достигают 5.7 км, расчлененность рельефа – 4 км. Рифтовая долина состоит из серии вытянутых заглубленных впадин, разделенных неотектоническими хребтами (рис. 1).



Рисунок 1. Карта оттененного рельефа. Восточная часть ЮЗИХ

Спрединг близок к ортогональному без трансформных смещений. Гребневая зона состоит из крупных блоковых поднятий. Прослеживается симметрия горных массивов южного и северного флангов хребтов. Отдельные вершины достигают высоты до 1500 м. Сводовое поднятие, напротив, асимметрично в плане: северный фланг значительно шире южного.

Бассейн с юга и севера отделен от абиссальной котловины четко выраженными в рельефе уступами. Северный уступ имеет субширотное простирание. Превышение над поверхностью клина составляет порядка 1000 м. Несогласие с направлением рифтовой долины составляет порядка 45 градусов. Южный уступ имеет более резкие очертания и более крутой и высокий склон (до 1500 м). Он сонаправлен рифтовой долине.

Анализ батиметрии и аномального магнитного поля позволяет предположить, что ЮЗИХ заложен по ранее существовавшему трансформному разлому с последующим компенсационным поворотом.



Рисунок 2. Галапагосская спрединговая система. Карта оттененного рельефа

Галапагосский рифт (рис. 2) относится к быстроспрединговым хребтам. Скорость спрединга составляет 4.2-7.2 см в год [1]. Протяженность рифта около 2200 км, при ширине раскрытия около 1000 км, расчлененность рельефа превышает 3 км. Рифтовая долина выражена в рельефе четко и представлена цепочкой вытянутых впадин, глубина в которых доходит до 5500 м. Гребневая зона представлена вытянутыми блоковыми поднятиями. Западная часть Галапагосской спрединговой системы (ГСС) – собственно Галапагосский клин не обнаруживает значимых трансформных смещений. Восточнее, гле рельеф продуктами осложняется функционирования Галапагосского плюма И появляются трансформные смешения. морфологический рисунок значительно усложняется.

ГСС расположена субширотно и обрамлена с севера и юга пограничными уступами. Южный уступ значительно менее четко выражен в рельефе, чем северный и представлен цепочкой удлиненных хребтов с асимметричными склонами (северный значительно круче южного). С севера ГСС ограничена серией ярко выраженных в рельефе субширотных эшелонированных уступов и хребтов, относительная высота которых доходит местами до 1500 м. Интересен тот факт, что в отличие от восточного ЮЗИХ, пограничные уступы ГСС не являются монолитными структурами, протягивающимися на тысячи километров, а представляют собой дискретные образования. Вероятно, это можно объяснить высокой скоростью спрединга в этом районе.

Еще одной особенностью ГСС является отсутствие непосредственного контакта с ВТП. Расстояние от крайней точки ГСС до ВТП составляет около 50 км. Сейсмотомографией выявлена зона разуплотненной мантии, которая протягивается в субширотном направлении и пересекает ВТП. Подошва коры приподнята на 2–2.5 км. При этом по гравиметрическим данным не фиксируется каких-либо существенных положительных аномалий в этом районе [2].

Выводы:

1. Возникновение клиновидных спрединговых систем, вероятно, сопряжено с изменением вектора движения фрагментов крупных литосферных плит севернее или южнее оси клина.

2. Клиновидные спрединговые бассейны закладываются по наиболее ослабленной зоне, например по трансформному разлому.

3. Клиновидные спрединговые системы являются компенсационными структурами, наращивание коры в которых происходит в условиях «холодной» литосферы и, возможно, при наличии под ней аномальной разуплотненной мантии.

4. Морфология клиновидных бассейнов определяется не столько скоростью раскрытия бассейна, сколько глобальными планетарными факторами, такими как абсолютное значение и направление векторов движения плит.

5. Отличительной особенностью клиновидных спрединговых систем является формирование краевой зоны, представленной четко выраженными в рельефе уступами, круто обрывающимися в сторону бассейна и расположенными с азимутальным несогласием, относительно новообразованных спрединговых структур.

Авторы признательны экипажу НИС «Академик Николай Страхов» за самоотверженную работу, без которой сбор геолого-геофизических данных в районе ЮЗИХ не был бы возможен. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-05888), Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №3, темы ГИН РАН «Опасные

геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане» (государственная регистрация № 0135-2016-0013).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Мир, 2001. 604 с.

2. Кашинцев Г.Л., Шрейдер А.А., Тектоника и магматизм района впадины Хесса // Океанология. 2009. Т. 49. № 4. С. 559–567.

Wedge-shaped spreading basins – Galapagos  $\mu$  eastern SWIR are the unique objects, which could be characterized by common specific morphology.

# Дорохов Д.В.<sup>1</sup>, Дорохова Е.В.<sup>1</sup>, Сивков В.В.<sup>1, 2</sup>, Ткачева Е.С.<sup>1, 2</sup>

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: <u>d\_dorohov@mail.ru</u>; <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. Иммануила Канта, Калининград)

# Влияние айсбергового и ледового выпахивания на формирование рельефа дна Балтийского моря

**Dorokhov D.<sup>1</sup>, Dorokhova E.<sup>1</sup>, Sivkov V.<sup>1, 2</sup>, Tkacheva E.<sup>1, 2</sup>** (<sup>1</sup>P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad; <sup>2</sup> Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

# Influence of iceberg and ice ridge gouging on the formation of the Baltic Sea bottom relief

Ключевые слова: айсберговые и ледовые борозды выпахивания, Балтийское море, геолого-геофизические исследования, палеогеография

Детальные геолого-геофизические исследования, выполненные в 2015–2016 гг., позволили впервые обнаружить многочисленные борозды ледового и айсбергового выпахивания на дне Балтийского моря. Обнаруженные борозды интерпретированы как реликтовые. Они образовались под воздействием айсбергов и торосов на ранних стадиях развития Балтийского моря при отступлении Скандинавского ледника.

Геологическое строение Балтийского моря достаточно хорошо изучено. Однако удаленные от береговой зоны акватории по-прежнему остаются «белыми пятнами» в изучении микрорельефа дна и процессов его формирования. В Юго-Восточной Балтике одним из таких районов является Гданьско-Готландский порог. Согласно предыдущим исследованиям, опирающимся на единичные галсы сейсмоакустического и эхолотного профилирования, поверхность дна порога отличается четко выраженным мелко-холмисто-грядовым рельефом [1, 2]. В экспедициях НИС «Шельф» (2009 г.) и НИС «Профессор Штокман» (2010 г.) на Гданьско-Готландском пороге были выполнены дополнительные геофизические исследования с помощью современного однолучевого эхолота, и на глубинах 75-110 м отмечены квазирегулярные формы холмисто-грядового рельефа (рис. 1). Подобные «волнистые» формы рельефа дна были ранее обнаружены в южной части Балтики на поверхности Слупской банки и интерпретированы как «морены Де Геера» [3]. Однако на Гданьско-Готландском пороге редкие профили не позволили однозначно определить генезис «волнистых» форм.

В экспедициях НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2015 г., НИС «Профессор Штокман» и НИС «Академик Николай Страхов» в 2016 г. были получены новые геолого-геофизические данные (рис. 2a, б). Геофизические исследования выполнялись с использованием интерферометрического гидролокатора бокового обзора (ИГЛБО) Teledyne Benthos C3D-TOW 3D,

однолучевого эхолота (ОЛЭ) Simrad EA400SP и многолучевого эхолота (МЛЭ) RESON-AS Seabat 8111. Интерпретация записей ГЛБО выполнялась с помощью донного пробоотбора и подводной видеосъемки дна телеуправляемым подводным аппаратом (ТПА) СуперГНОМ.



Рисунок 1. Пример профиля однолучевого эхолота на Гданьско-Готландском пороге в рейсе НИС «Профессор Штокман» в 2010 г.

Благодаря площадной сонарной и батиметрической съемке дна впервые выявлено. что квазирегулярные формы холмисто-грядового рельефа представляют собой протяженные линейные борозды (рис. 2в). На записях многолучевого эхолота борозды представляют собой вытянутые локальные понижения рельефа. На записях ГЛБО они представляют собой структуры темного цвета, которые обусловлены понижениями в рельефе и илистыми отложениями на поверхности дна борозд (рис. 2в). Илы заполняют борозды, а также в виде наилка 1-3 см покрывают дно практически всего района исследования. На большей части Гданьско-Готландского порога борозды сформированы в осадках, представленых миктитами - глинами от серого до желтого и красного цвета, в большинстве случаев с включениями песка и гравия, которые представляют собой ледниковые и послеледниковые отложения Балтийского Ледникового Озера (БЛО) [1, 4]. Гравелистые фракции зачастую представлены железо-марганцевыми конкрециями. На поверхности дна широко распространены железо-марганцевые корки и многочисленные валуны.

В настоящее время в научных публикациях отсутствует информация о наличии и генезисе таких борозд на дне Балтийского моря. Их происхождение не связано с антропогенным воздействием. Эндогенные процессы, способные образовывать такие борозды на поверхности дна, неизвестны. Борозды не имеют отношение к моренам Де Геера, а так же не могут являться флювиогляциальными палеоврезами. Наличие наилка на дне и железо-марганцевых образований свидетельствует об отсутствии интенсивной придонной гидродинамики, что исключает современные эрозионные процессы на поверхности плотных моренных отложений.



Рисунок 2. Район исследования на Гданьско-Готландском пороге (А), схема экспедиционных работ (Б), пример мозаики ГЛБО (В).

Современное Балтийское море является незамерзающим, что исключает формирование борозд в наши дни под воздействием торосов. Идентичные хаотичные борозды наблюдаются в Арктике [5, 6], Антарктике [7], и даже в северной части Каспийского моря [8]. Борозды выпахивания образуются в результате воздействия на дно килей дрейфующих торосов и айсбергов. Поскольку морфологические особенности таких борозд идентичны обнаруженным на Гданьско-Готландском пороге отрицательным формам рельефа, они интерпретированы как реликтовые борозды айсбергового и ледового выпахивания. Борозды образовались на ранних стадиях развития Балтийского моря в период около 13.2–11.7 тыс. лет назад во время отступления Скандинавского ледника, когда в большом количестве формировались айсберги и крупные торосы. Слабая придонная гидродинамика в Литориновой стадии и удаленность поднятия от береговых и прибрежных источников осадочного вещества позволили сохранить следы ледовой экзарации до наших дней.

Преобладающее направление с севера на юг и северо-запада на юговосток соответствует направлению дрейфа айсбергов от Скандинавского ледника. Прямолинейность большинства борозд, не зависящая от рельефа дна, свидетельствует о значительной массе ледовых образований (крупных айсбергов и полей многолетнего льда).

Борозды имеют протяженность от десятков метров до десятков километров. местах наложения борозд формируются В широкие отрицательные формы рельефа – ямы. Ширина борозд варьируется от 1 до 300 м, большая часть имеет ширину 20-60 м. Глубина борозд от 1 до 10 м, большая часть имеет глубину 2-4 м. Большинство борозд на всем протяжении имеет постоянную ширину и глубину, которые по мере увеличиваться/уменьшаться, распространения могут сохраняя свое генеральное направление. Такое изменение связано с проседанием айсберга при разрушении талой рыхлой нижней части киля и увеличением зоны контакта с дном. Начало/конец борозд может характеризоваться резким увеличением или уменьшением ширины и глубины. Ямы в конце борозды образовывались под воздействием севших на мель айсбергов или торосов (стамух) в периоды резкого снижения уровня на стадии БЛО.

В поперечном сечении борозды имеют U или V-образный профиль, иногда со сложной формой откосов (рис. 1). Как правило, V-образную форму имеют борозды небольших размеров глубиной 1-2 м, образованные остроконечными килями. Большая часть борозд формировалась плоским килем и имеет U-образную форму. Большинство борозд по краям имеет валы (обваловку или боковые бермы) высотой 0.5-2 м, которые образовались в результате вытеснения грунта в обе стороны по мере продвижения айсберга. Некоторые борозды заканчиваются валом (фронтальным бермом) высотой от 0.5 до 6 м, который формируется на дне перед килем движущегося айсберга. Редко встречаются борозды, которые распространяются параллельно друг другу и на поперечном профиле имеют форму W. Такие борозды формировались двухкилевыми плавающими льдами.

В июне 2017 г. в 34 рейсе НИС «Академик Николай Страхов» на двух полигонах в западной части Слупского желоба была выполнена съемка МЛЭ, которая так же показала наличие на глубинах 60–70 м следов ледовой экзарации. Результаты подтвердили предположение, что айсберги и торосы распространялись по всей акватории и достигали южной части Балтийского моря. Записи профилографов так же свидетельствуют о том, что большая часть борозд выпахивания захоронена под голоценовыми илами на дне впадин. Статистический подход к изучению морфологических

84

характеристик борозд выпахивания позволит в дальнейшем получить информацию о преобладающих размерах, направлении движения и количестве айсбергов в различных районах Балтийского моря, что в свою очередь позволит получить новые знания об изменении климата в позднем плейстоцене и голоцене.

Исследование выполнено при поддержке Программы повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта «5-100».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sviridov N.I., Emelyanov E.M. Lithofacial complexes of quaternary deposits in the Central and Southeastern Baltic Sea // Lithol. Miner. Resour. 2000. V. 35(3). P. 211–231.

2. Rudenko M.V. Relief of the Gdansk Basin // Geology of the Gdansk basin / Emelyanov (ed). Kaliningrad: Yantarny skaz, 2002. P. 26–31.

3. Uścinowicz Sz. De Geer moraines on the Słupsk Bank // 10th Int Marine Geological Conf, The Baltic Sea Geology. St. Petersburg: VSEGEI, 2010. P. 139–141

4. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарн. Сказ, 1998. 160 с.

 Ogorodov S.A., Arkhipov V., Kokin O. et al. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // Geogr. Environ. Sustain. 2013. V. 6(3). P. 21–37.
Ananyev R., Dmitrevskiy N., Jakobsson M. et al. Sea-ice ploughmarks in the

eastern Laptev Sea, East Siberian Arctic shelf // Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient / Dowdeswell J.A., Canals M., Jakobsson M. et al. (eds.). Geol. Soc. Lond. Memoirs. 2016. V. 46. P. 301–302.

7. Dowdeswell J.A., Bamber J.L. Keel depths of modern Antarctic icebergs and implications for sea-floor scouring in the geological record // Mar. Geol. 2007. V. 243. P. 120–131.

8. Ogorodov S.A., Arkhipov V. Caspian Sea bottom scouring by hummocky ice floes // Dokl. Earth Sci. 2010. V. 432(1). P. 703–707.

Detail geological and geophysical investigations carried out in 2015–2016, allowed to discover numerous ice and iceberg ploughmarks on the seafloor of the Baltic Sea. Revealed ice ploughmarks are interpreted as relict. They were formed on early stages of the Baltic Sea during the deglaciation of Scandinavian Ice Sheet when icebergs were abundant.

# Дорохов Д.В.<sup>1</sup>, Дорохова Е.В.<sup>1</sup>, Кравченко А.Н.<sup>1,2</sup>

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: <u>d\_dorohov@mail.ru</u>; <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. Иммануила Канта, Калининград)

## Эрозионно-аккумулятивные формы рельефа дна плато Рыбачий (юго-восточная часть Балтийского моря) Dorokhov D.V.<sup>1</sup>, Dorokhova E.V.<sup>1</sup>, Kravchenko A.N.<sup>1, 2</sup>

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

# Erosion and accumulative forms of the bottom relief of the Rybachy plateau (South-Eastern Baltic Sea)

Ключевые слова: батиметрия, гидролокация бокового обзора, донные отложения, гранулометрия, геоморфология, палеогеография, Балтийское море

В северо-восточной части плато Рыбачий в 2016–2017 гг. выполнены детальные геолого-геофизические исследования. Обнаружены эрозионно-аккумулятивные формы рельефа дна, которые определены как реликтовые. Их генезис связан с колебаниями уровня Балтийского моря в позднем плейстоцене и голоцене.

В 32-м рейсе (2 этап) НИС «Академик Николай Страхов» в 2016 г. и 135м рейсе НИС «Профессор Штокман» в 2017 г. были получены новые геолого-геофизические данные в центральной части и на северо-восточном (российский сектор юго-восточной склоне плато Рыбачий части Балтийского моря) на глубинах 28-55 м (рис. 1). В 2016 г. были выполнены только геофизические исследования с использованием буксируемого интерферометрического гидролокатора бокового обзора (ГЛБО) Teledyne Benthos C3D-TOW 3D и штатного судового многолучевого эхолота (МЛЭ) НИС «Академик Николай Страхов» RESON-AS Seabat 8111. В районе исследования пройдено 26 галсов общей протяженностью 590 км, площадь покрытия составила 261 км<sup>2</sup>. Межгалсовое расстояние составляло 500 м, что позволило обеспечить практически 100% покрытие дна данными ГЛБО. Многолучевой эхолот был запущен в тестовом режиме впервые после длительного простоя судна. Тем не менее, удалось получить качественные батиметрические данные и использовать их в дальнейшей работе. Полоса обзора МЛЭ составляла 180 м, что обеспечило 36% покрытие дна площадными батиметрическими данными. В 2017 г. на 20 судовых станциях с помощью дночерпателя Ван Вина были отобраны пробы поверхностных донных отложений, запланированные по полученной в 2016 г. сонарной съемке



Рисунок 1. Мозаика ГЛБО (цвета инвертированы) с гранулометрическими типами осадков в точках пробоотбора на плато Рыбачий (Га – галька, Г – гравий, пГ – гравий с песком, гП – гравелистые пески, Пс – пески среднезернистые, Пм – пески мелкозернистые, иГр – илистый гравий). На врезке показано расположение района исследования и увеличенного участка ГЛБО.

Для обработки данных ГЛБО и построения мозаики использовалось программное обеспечение HYPACK 2014. Литологическая интерпретация сонарных записей выполнялась по данным гранулометрического анализа проб осадков и по результатам автоматической классификации донных отложений на мозаике ГЛБО средствами модуля GEOCODER HYPACK 2014. Гранулометрический анализ выполнялся методом сухого рассева с помощью рассеивающей машины (грохота) Анализетте 33 («Фрич», Германия). Использовался набор сит с интервалом 0.5 ф (сита от 0.063 до 10 мм) [1]. Анализ осадков с высоким содержанием илистой фракции

проводился для фракции > 0.063 мм с предварительным высушиванием и взвешиванием. Гранулометрическая классификация типов осадков выполнена по Фолку [2]. Данные многолучевой эхолотной съемки обрабатывались в программе PDS2000. После ввода поправок, фильтрации данных и удаления краевых лучей по каждому галсу построена цифровая модель рельефа дна с размером ячейки 10х10 м.

В результате сплошной съемки ГЛБО выявлены формы рельефа, нехарактерные для данных глубин Юго-Восточной Балтики. На фоне плоского дна в центральной части района исследования (северо-восточный склон плато Рыбачий) на глубинах 35-45 м на записях МЛЭ и ГЛБО отчетливо прослеживаются протяженные положительные формы рельефа (валы), направленные поперек изобат (рис. 1). По данным МЛЭ длина валов составляет 3-8 км, ширина – от нескольких десятков метров до 3 км. Валы разделены узкими протяженными разветвленными врезами (ложбинами) глубиной от 10 см до 3 м. Ширина врезов варьируется от нескольких метров до 2-3 км. На поперечных батиметрических профилях валы, как правило, имеют округлую вершину и крутые склоны. Зачастую вершины валов так же изрезаны многочисленными узкими разветвленными каналами глубиной до 0.5 м. Поперечные профили врезов имеют острую V-образную форму. В верхней широкой части они имеют пологий западный склон и крутой восточный, а у основания наоборот – западный склон становится крутым, а восточный выполаживается (рис. 2).



Рисунок 2. Батиметрический профиль на склоне плато Рыбачий. Положение профиля на рис. 1.

На записях ГЛБО положительные формы рельефа выделяются в виде темных зон (рис. 1), т.е. их поверхность характеризуются слабым акустическим рассеянием. По данным гранулометрии их поверхность сложена хорошо сортированными (коэффициент сортировки от 1.3 до 1.6) преимущественно мелко- и среднезернистыми песками. Ложбины на сонограммах ГЛБО выделяются в виде протяженных светлых участков, т.е. их поверхность характеризуется сильным акустическим рассеянием. По данным гранулометрического анализа они представлены гравием и гравием с песком (рис. 1). В юго-западной части участка (центральная часть плато Рыбачий) и северо-восточной части участка (склон плато Рыбачий) распространены гравий и крупнозернистые пески с гравием, являющиеся типичными для морен Гданьского бассейна [3]. Рельеф дна на большей части плато представляет слабонаклонную мелкохолмистую поверхность морены, где на различных стадиях Балтийского моря образовалась серия абразионных террас на глубинах 20–25 м, 30–35 м и 40–45 м [4].

Очевидно, что существование выявленных форм рельефа на глубинах 35-45 м не может быть обусловлено современными литодинамическими процессами, действующими на глубинах менее 30 м [5]. Вероятно, их происхождение связано с историей Балтийского моря. Известно, что на различных стадиях развития Балтийского моря в результате регрессий и трансгрессий район исследования подвергался неоднократному осушению и затоплению. Согласно [6] на ранней стадии Балтийского Ледникового озера около 13 тыс. лет назад был максимальный уровень вод, который составлял +10 м относительно современного. В ходе регрессии на стадии Иольдиевого моря около 11 тыс. лет назад относительный уровень был минимальным и составлял по [6] -57 м, а по [4] до -62 м. В это время плато Рыбачий выступало в море в виде полуострова [4], а район исследования находился на суше на высотах 7-34 м. В ходе последующей трансгрессии на стадии Анцилового озера около 9,6 тыс. лет назад относительный уровень достиг -5 м, после чего в ходе очередной регрессии на поздней стадии Анцилового озера около 8.8 тыс. лет назад снова упал до -40 м. В ходе последующей литориновой трансгрессии уровень моря возрастал и около 7 тыс. лет назад практически достиг современного положения [6]. Поскольку рельеф дна и донные отложения исследуемого участка формировались под воздействием различных экзогенных процессов на дне моря и на суше, задача определения их генезиса усложняется.

В связи с тем, что площадная съемка МЛЭ и ГЛБО на плато Рыбачий выполнена впервые, обнаруженные формы микрорельефа в литературе не описаны. Однако в [4] выдвинуто предположение, что на северо-восточном склоне плато в периоды, когда этот участок становился сушей, могли образовываться дюнные массивы и даже коса. Источником песчаного материала являлась река Неман, палеодельта которой располагалась северовосточнее плато Рыбачий. Новые данные подтверждают выдвинутую ранее гипотезу о том, что песчаные валы могут являться остатками реликтовых дюн. Высокая сортированность мелкозернистых песков на поверхности валов характерна для условий продолжительного гидродинамического воздействия и/или эолового переноса. Протяженные разветвленные ложбины между дюнами и на их поверхности могли быть сформированы в результате стока вод в периоды резких колебаний уровня моря или являться протоками морских вод, когда уровень поднимался и формировал многочисленные песчаные острова. Большая часть дюн, вероятно, была уничтожена в периоды трансгрессий/регрессий, когда данный участок находился в береговой зоне и был подвержен волновому воздействию.

89

Только наиболее массивные дюны могли сохраниться до наших дней.

Тем не менее, опираясь на новые данные и результаты ранних исследований пока невозможно однозначно определить генезис обнаруженных форм рельефа. Широкий песчаный массив, простирающийся с северо-запада на юго-восток, может иметь и ледниковое происхождение. Многочисленные ложбины на его поверхности могли формироваться в результате эрозионных процессов на разных стадиях Балтийского моря. Для уточнения генезиса обнаруженных песчаных образований необходимо при дальнейших исследованиях увеличить район съемки ГЛБО и МЛЭ, а так же выполнить сейсмоакустическое профилирование и отбор колонок донных отложений.

Исследование выполнено при поддержке Программы повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта «5–100».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Krumbein W.C. Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve // Journal of Sedimentary Petrology. 1938. V. 8. P. 84–90.

2. Folk R.L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature // Journal of Geology. 1954. V. 62. P. 344–359.

3. Emelyanov E.M. Geology of the Gdansk basin. Kaliningrad: Yantarny skaz, 2002.

4. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарн. Сказ, 1998. 160 с.

5. Бабаков А.Н. Динамика осадочного вещества в береговой зоне моря // Нефть и окружающая среда Калининградской области. Калининград: Терра Балтика, 2012. Т. II. Море. С. 276–291.

6. Gelumbauskaite L.Ž. Character of sea level changes in the subsiding southeastern Baltic Sea during Late Quaternary // Baltica. 2009. V. 22 (1). P. 23–36.

Detail geological and geophisical investigation were made in the north-eastern part of the Rybachy plateau in 2016–2017. The erosion and accumulative forms of the bottom relief were revealed and identified as relict. Their genesis is connected with the Baltic Sea relative level changes during Late Pleistocene and Holocene.

# Дубинин Е.П.<sup>1</sup>, Кохан А.В.<sup>2</sup>, Грохольский А.Л.<sup>1</sup>, Агранов Г.Д.<sup>3</sup>, Филаретова А.Н.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва, e-mail, edubinin08@rambler.ru; <sup>2</sup>ООО «Сварог», Москва, email: <u>kkkkk1987@mail.ru</u>; <sup>3</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва)

## Особенности строения рельефа дна и структурообразования в зонах термических аномалий Юго-Восточного Индийского хребта (по результатам физического и численного моделирования) Dubinin E.P.<sup>1</sup>, Kokhan A.V.<sup>2</sup>, Grokholsky A.L.<sup>1</sup>, Agranov G.D.<sup>3</sup>, Filaretova A.N.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Earth Science Museum; <sup>2</sup> Svarog LLP, Moscow; <sup>3</sup>MoscowStateUniversity, Geology Faculty, Moscow)

# Peculiarities of the bottom relief and structure formation in the areas of thermal anomalies of the South-East Indian Ridge (results of physical and numerical modeling)

Ключевые слова: Юго-Восточный Индийский хребет, рельеф, сегментация, численное и физическое моделирование, термические аномалии в мантии.

Рассмотрен участок Юго-Восточного Индийского хребта (ЮВИХ), расположенный между районами с относительно горячей (плюм Кергелен, горячая точка Амстердам - Сен-Поль (АСП) (75-78° в.д.) и относительно холодной мантией вблизи Австрало-Антарктического дискорданса (ААД) (120-130° в.д.). Здесь при практически постоянных скоростях спрединга порядка 6-7 см/год в восточном направлении наблюдается изменение строения рифтовой зоны от осевых поднятий до рифтовых анализа влияния температурных аномалий на особенности долин. Для структурообразования было проведено физическое и численное экспериментальное моделирование. Численное моделирование показало, что на участке хребта при одинаковых скоростях спрединга 6-8 см/год главным фактором, влияющим на существование осевых магматических очагов в коре, а также на их размеры и форму, является температура мантии. В свою очередь вариации в строении магматических систем рифтовой зоны определяют реологию коры, характер ее аккреции и морфоструктурную сегментацию. Физическое моделирование учитывало условия «горячей» и «холодной» зон участка хребта. В первом случае в процессе аккреции формируется слаборасчлененный рельеф, ось спрединга мало нарушена смещениями. Во втором случае в процессе аккреции коры формируется более контрастный и расчлененный рельеф, ось спрединга становится менее линейной и в процессе своей эволюции часто нарушается смещениями.

Анализ рельефа рифтовой зоны ЮВИХ показал, что на участке 79°– 118° в.д. от плато АСП до ААД в восточном направлении изменяется морфология рифтовой зоны от морфологии осевых поднятий, характерной для быстроспрединговых хребтов или районов с относительно прогретой мантией ло морфологии рифтовых долин, типичной лля медленноспрединговых хребтов или районов с относительно холодной мантией. Изменение осевой морфологии сопряжено с изменениями морфометрических характеристик рельефа морфоструктурной И сегментации рифтовой зоны ЮВИХ в восточном направлении: наблюдается возрастание глубин рифтовых долин и осевых глубин, внутрисегментных амплитуд рельефа, сокращение высот осевых поднятий и длин сегментов. При незначительных изменениях в скорости спрединга, изменение этих параметров свидетельствует об уменьшении температуры мантии. сокращении магмоснабжения и увеличении прочности осевой литосферы [1].

В пределах рассматриваемого участка выделяются три отрезка с различной морфоструктурной сегментацией и строением рифтовой зоны хребта. На участке 79-103° в.д. отмечаются максимальные длины сегментов и минимальные амплитуды вдольосевых глубин. Преобладает морфология зафиксирована поднятия, под которым кровля осевой осевого магматической камеры (ОМК). Максимальное магмоснабжение, видимо, характерно для сегментов подверженных наибольшему влиянию горячей точки АСП и плюма Кергелен. Для участка 103-114° в.д. типичен широкий разброс параметров морфоструктурной сегментации и сложное сочетание макроформ рельефа осевой зоны с преобладающей морфологией рифтовых долин и редуцированных рифтовых долин с короткими участками промежуточной морфологии. Для данного отрезка рифтовой зоны хребта характерен нестабильный режим магматизма, что подтверждает анализ морфометрических характеристик сбросов флангов хребта. Это может быть фрагментарным распространением ОМК связано с В коре и их нестационарным состоянием, как во времени, так и вдоль/вглубь рифтовой зоны каждого сегмента. Для участка 114°-118° в.д. характерна морфология очень глубоких рифтовых долин, сильно изрезанный рельеф, минимальная длина сегментов и отсутствие ОМК в коре, свидетельствующих о минимальном магмоснабжении.

ЮВИХ вдоль своего простирания испытывает воздействие, по крайней мере, трех термических аномалий, расположенных в мантии, которые оказывают влияние на его строение и особенности проявления магматизма. Во-первых, это горячая точка АСП [2]. Увеличение мантийной температуры при приближении к этой горячей точке, по-видимому, отчасти определяет и изменение морфологии около 29.5° ю.ш. Далее к востоку от этой горячей точки около 82° в.д. морфология рифтовой зоны ЮВИХ испытывает влияние мантийного плюма Кергелен [2, 3]. Дальнейшее изменение морфологии рифтовой зоны ЮВИХ к востоку определяется постепенным охлаждением мантий по мере приближения к ААД, где следует ожидать понижения мантийных температури, как следствие, уменьшение толщины

коры, увеличения толщины хрупкого слоя литосферы и изрезанности рельефа дна. На основании повышенных значений скоростей поперечных волн в верхних 200 км мантии под ААД, Маркс с соавторами [4] сделали предположение, что верхняя мантия здесь на 170°С холоднее и на 0.02 г/см<sup>3</sup> плотнее по сравнению с нормальной мантией.

Сейсмические исследования позволили зафиксировать на отдельных сегментах ОМК, глубина залегания кровли которых возрастает в восточном направлении и изменяется от 1.5 до 2.9 км. По мере приближения к ААД ОМК исчезает. Данный параметр хорошо коррелирует со строением рифтовой зоны хребта, ее осевой глубиной и морфометрическими параметрами сбросов на флангах хребта. Очевидно, что, наличие или отсутствие ОМК контролирует реологическую структуру коры рифтовой зоны хребта, и как следствие, режим аккреции коры, рельеф рифтовой зоны и флангов хребта [5].

С целью выявления влияния температурных аномалий мантии на особенности деформации коры и структурообразование в осевых и внеосевых зонах ЮВИХ, а также на геометрию и сегментацию осевой зоны было проведено численное и физическое моделирование.

Численное моделирование показало, что при одинаковых скоростях спрединга 6-8 см/год главным фактором, влияющим на существование ОМК в коре, а также на их размеры и форму, является температура мантии. В зависимости от прогретости мантии (близости горячей точки) размеры ОМК могут увеличиваться и уменьшаться вплоть до ее полного исчезновения. Как показывают оценки, при средних скоростях спрединга 6-8 см/год, характерных для ЮВИХ и при средних значениях мантийной температуры (Тм = 1250°С) в коре должна существовать стационарная коровая ОМК. При увеличении температур мантии (вблизи горячих точек) коровая ОМК будет иметь большие размеры и большую степень насыщения расплавом, в то же время при уменьшении мантийных температур, по мере удаления от горячих точек, коровая ОМК, будет постепенно уменьшаться вплоть до полного исчезновения [6]. Такие вариации в магматических структурах ЮВИХ будут существенно влиять на характер аккреции коры и определять тип осевой морфологии. Наряду с повышением мантийных температур в областях влияния горячих точек изменяется и эффективная прочность осевой литосферы. Рельеф дна в этих зонах становится менее изрезанным и расчлененным.

В районе ААД с более холодной и прочной литосферой предполагается отсутствие коровой магматической камеры и понижение интенсивности магмоснабжения, что отражается В уменьшении мощности коры, увеличении толщины и прочности литосферы и формировании сильно расчлененного рельефа с нестабильной геометрией оси спрединга. По всей вилимости. этот район представляет собой область "встречного взаимодействия" вдольосевых астеносферных потоков, расположенных на

93

разных уровнях под литосферой. Взаимодействие этих потоков в области ААД, с более прочной и толстой литосферой, подстилаемой относительно холодной мантией приводит к характерному типу деформации хрупкого слоя литосферы.

особенностей структурообразования Для выявления в районах термических аномалий было проведено физическое моделирование. Оно проводилось по трем экспериментальным сериям: 1) влияние горячей точки на развитие спрединговой оси и аккрецию океанической коры; 2) влияние «холодной» мантии на осевую сегментацию и аккрецию океанической коры; 3) влияние горячей точки на геометрию спрединга и аккрецию коры при наличии структурной неоднородности с относительно холодной мантией. Физическое моделирование показало, что наличие термических аномалий в мантии вблизи спредингового хребта оказывает большое влияние на характер аккреции коры и формирование осевых и внеосевых структур. Кроме того, наличие горячей точки в подлитосферной мантии будет в значительной степени влиять на геометрию рифтовой оси и ее положение относительно горячей точки. Горячая точка "притягивает" рифтовую ось, положение которой стабилизируется над ней. В этом случае на оси и в ее окрестности формируется область аномально прогретого внеосевых фланговых рельефа. а во зонах спрединга остаются морфологические следы воздействия горячей точки, как в случае горячей точки Амстердам - Сен-Поль. В зонах относительно холодной мантии с более прочной литосферой, характер ее разрушения и морфология рельефа будут иными. В процессе аккреции коры формируется более контрастный и расчлененный рельеф, ось спрединга становится менее линейной и в процессе своей эволюции часто нарушается нетрансформными смещениями и трансформными разломами.

Наличие аномальной структуры ААД в области относительно холодной как генетическими, так и геодинамическими обусловлено мантии причинами. Важную роль, видимо, сыграла дораскольная гетерогенность Австрало-Антарктической литосферы и наличие кратона Гавлер-Мавсон, который представлял собой мощный структурно-реологический барьер на пути развития рифтовой зон. С другой стороны, эта область представляла собой зону аккомодации, разделяющую Тихоокеанскую и Индоокеанскую тектоносферные провинции, которые, видимо, различались своими тектонофизическими параметрами (прогретость мантии. толшина литосферы, вязкость астеносферы и др.), при которых развитие процессов рифтогенеза и последующего спрединга имели различную динамику и кинематику, определяющие направленность и интенсивность астеносферных потоков.

Таким образом, вдоль простирания ЮВИХ, имеющего незначительные вариации в скорости спрединга, существенные изменения в осевой морфологии, характере морфоструктурной сегментации, особенностях магматизма и глубинного строения, вызваны значительными вариациями в температурах мантии, связанных с влиянием "горячих" и "холодных" областей.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № №16-17-10139).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.

2. Scheirer D.S., Forsyth D.W., Conder J.A., Eberle M.A., Hung S.-H., Johnson K.T.M., Graham D.W. Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St.Paul Plateau // J. Geophys. Res. 2000. V. 10. № B4. P. 8243–8262.

3. Ma Y., Cochran J.R. Transitions in axial morphology along the Southeast Indian Ridge // J. Geophys. Res.1996. V. 101. P. 15849–15866.

4. Marks K.M., Sandwell D.T., Vogt P.R., Hall S.A. Mantle downwelling beneath the Australian-Antarctic discordance zone: evidence from geoid height versus topography // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 103. P. 325–338.

5. Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Грохольский А.Л. и др. «Горячие» и «холодные» зоны Юго-Восточного Индийского хребта и их влияние на особенности его строения и магматизма (численное и физическое моделирование) // Геотектоника. 2017. № 3. С. 3–27.

6. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Свешников А.А. Нестационарная модель термического режима осевых зон СОХ: проблема формирования коровых и мантийных магматических очагов // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2007. № 2. С. 33–50.

The section of the South-East Indian ridge (SEIR) located between areas with relatively hot (Kerguelen plume, Amsterdam-St. Paul hotspot (ASP) (75–78° E) and relatively cold Australian-Antarctic discordance (AAD) (120–130° E) mantle is considered in this work. At this section of the ridge significant changes of axial and off-axial morphology and morphostructural segmentation of the SEIR occur under almost constant spreading velocity values of approximately 6.5–7 cm/year. To reveal influence of the temperature anomalies on structure of the SEIR rift zone numerical and physical modeling was conducted. Numerical modeling showed that under such spreading velocities mantle temperature defines structure of axial magmatic chambers in their turn defining accretion style. Experimental models showed formation of rugged topography and severely offset axis under model conditions of "cold" mantle and slightly dissected topography and linear axis under conditions of "hot" mantle.

## Дунаев Н.Н. (Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: dunaev@ocean.ru) Новейшая тектоника Кургальского полуострова Балтийского моря Dunaev N.N.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow) Newest tectonics of the Kurgalsky Peninsula of the Baltic Sea

Ключевые слова: новейшая тектоника, прибрежье, линеаменты, морфоструктура

В связи с выбором оптимального участка прибрежной зоны Кургальского полуострова для прокладки трубопровода «Северный поток-2» предлагается картографическая модель его новейшей тектоники- одного из важнейших факторов оценки природной опасности.

В последние годы Кургальский полуостров привлекает повышенное внимание в связи с прокладкой трубопровода «Северный поток-2». Полуостров расположен между Нарвским и Лужским заливами (губами) северо-восточной Балтики, осложняющими с юга Финский залив. Геоморфологически он находится в пределах Прибалтийской низменности в ее приморской части, называемой Предглинтовой, или Приморской, низменностью, обрамляющей Балтийско-Ладожский, или Ордовикский, глинт – большей частью пологий уступ рельефа в сторону акватории Балтийского моря ордовикского карбонатного плато. Простираясь от острова Эланд через Эстонию до Ладожского озера, глинт в пограничной зоне Кургальского п-ова с Нарвским заливом возвышается над Приморской низменностью на 5-40 м. Последняя представляет собой заболоченную, плоско-волнистую моренно-озерную равнину, абсолютные отметки которой преимущественно находятся в пределах 18-25 м при максимальном значении 43-47 м. Ширина низменности в районе полуострова приближается к 30 км. По мнению ряда исследователей рельеф здесь во многом сформировался вследствие осташковского стадиала валдайского оледенения (33-11 тыс. л. н.), создавшего морфолитогенные особенности современного ландшафта [1, 2]. Западный берег полуострова, обращенный к Нарвскому заливу, в южной его половине аккумулятивный с широким (до 50 м и более) песчаным пляжем протяженностью около 20 км, переходящим в авандюну. Севернее берег абразионный, прослеживающийся также с восточной стороны полуострова в сторону кутовой части Лужского залива, где сменяется потамогенным типом. Геоморфологический облик прибрежья в значительной мере обусловлен проявлением Литориновой морской трансгрессии (8200-4500 л. н.) и последующего этапа развития.

В структурно-тектоническом отношении Кургальский п-ов расположен на южном склоне архейско-протерозойского Балтийского кристаллического

щита, погребенного более молодыми осадочными отложениями Русской плиты мощностью от нескольких десятков до ≤200 м. В пределах полуострова осалочной представлен рыхлыми разрез толши поздненеоплейстоцен-голоценовыми прибрежно-морскими и субаэральными, в т. ч. ледниковыми отложениями, залегающими на полого (8–15' или 2–4 м на 1км) падающей к Ю-ЮВ песчано-глинистой формации венда (северные >2/3 полуострова) и распространенного южнее нижнего кембрия. Морфоструктура зоны сопряжения щита и плиты в основных чертах сформировалась к началу третичного периода, так же, как северозапада Русской равнины в целом.

Неотектонический период в регионе прослеживается с позднего олигоцена (либо с рубежа олигоцен/миоцен). В его рамках выделяется три этапа. отличающихся по характеру геодинамических обстановок. осадконакопления, тектонических процессов. Особенностью динамики региона позднего, постлихвинского, этапа (последние 0.4 млн. лет) является структурного плана региона, перестройка сопровождавшаяся формированием современной впадины Балтийского моря [3]. Считается, что минимальный период перестройки глубинных процессов, инициирующих тектонические структурообразующие движения, составляет 10 тыс. лет. продолжающейся Поэтому начало в настоящее время молодой тектонической фазы можно отнести к рубежу поздний неоплейстоценголоцен, а начало её современной стадии – примерно к 2.5-2 т. л. н., когда заметно проявилось усиление тафрогенного режима планетарного развития земной коры. Современная геодинамика региона определяется ведущей ролью новейших вертикальных тектонических движений, поскольку гляциоизостатические движения здесь прекратились около 6 тыс. л. н. [4]. Кургальский полуостров является частью этого региона, вовлеченной в слабое дифференцированное поднятие, современные скорости которого составляют десятые доли мм/год [5].

Анализ неотектонической структуры, а также новейших и современных движений земной коры является важным направлением исследований особенно для прогноза динамики рельефа прибрежной зоны в районе трубопровода. Неотектоническая структура является своего рода каркасом, обусловливающим предопределенный через ИМ исходный рельеф интенсивность и тип экзогенных береговых процессов, развивающихся на его фоне. Большая роль новейшей тектоники как активного геодинамического фактора в развитии геологической среды является общепризнанной, а для побережья Финского залива, распространяющегося и на Кургальский полуостров, - первостепенной [6].

Наиболее информативной представляется картографическая модель новейшей тектоники, построенная по структурному принципу на основе структурно-геоморфологического метода. Такая модель основывается на том, что новейшая тектоника находит отражение в основном компоненте

ландшафта – рельефе. Выраженность морфоструктурных элементов, в свою очередь зависит также от степени развития экзогенных рельефообразующих процессов (эрозии, денудации, аккумуляции). Наиболее заметна связь новейшей тектоники с особенностями речной сети, так как в пределах равнинных территорий с чехлом четвертичных отложений именно она очень чутко реагирует на малейшие изменения наклона и эндогенной деструкции местности. Поэтому характеру современной речной сети, заложение развитие которой происходило в позднеледниковье И неоплейстоцена и голоцене, уделялось особое внимание. В этой связи что выявленный структурный план соответствует можно принять, голоценовому, в том числе современному, этапу развития тектонических движений земной коры.

Предлагаемая модель новейшей тектоники (рис.) отражает разломноблоковую структуру Кургальского полуострова, сопредельной суши и морского прибрежья Российского сегмента Нарвского залива.

Проведенные исследования в районе показали, что речная сеть разрабатывает закономерно ориентированные (C3-325° и CB-55° и реже 15°) линеаменты современного ландшафта при доминанте первых. Закономерность распределения пространстве, ИХ в существенная протяженность, развитие на едином по литологии и залеганию геологическом субстрате, дают основание считать, что они наследуют тектонически деструктивные зоны разного масштаба, идентифицируемые как разрывные нарушения. В соответствии с протяженностью в них можно выделить локальные и региональные. Наличие нарушений с простиранием 15° можно объяснить тем, что формирование морфоструктуры полуострова сопровождалось некоторыми изменениями тектонических напряжений.

Важная составляющая новейшей тектоники сейсмичность характеризуется на исследуемой территории небольшим значением магнитуды – немногим более 3. Ее проявления можно увязать с разрешением напряжений по какому-либо разлому. Так, небольшое Нарвское землетрясение 1981 г., вероятно, именно такого происхождения, а не следствие карстовых процессов, как это предполагается некоторыми исследователями.

Планируемая трасса газопровода выходит в прибрежную зону Кургальского полуострова в пределах локального Ропшанского блока (рис.). С точки зрения новейшей тектоники не представляется опасности для газопровода в зоне пересечения им прибрежной зоны, которая на данном участке находится в пределах единой однородной структурной формы, каковой является Ропшанский блок. Состояние морского берега в его пределах отличается стабильностью, что позволяет предполагать значение скорости его поднятия примерно сопоставимой со скоростью повышения уровня Балтийского моря в гидрометеоусловиях последних десятилетий.



Рисунок. Карта-схема новейшей тектоники Кургальского полуострова. 1 – граница суши, 2 – мористая граница прибрежной зоны, 3 – линеаменты земной поверхности, идентифицируемые как разрывные нарушения, R – Ропшанский блок, – район выхода в море трассы «Северный поток-2»

кратковременные (синоптические) Возможные незначительные колебания уровня моря на инженерном масштабе времени не создадут опасную ситуацию. Другими причинами стабилизации берега является наличие достаточных запасов пляжеобразующего материала на подводном береговом склоне и небольшими его уклонами, обеспечивающими диссипацию волновой энергии. Прибрежный морфогенез адаптировался здесь современной неотектонической ситуации. Поэтому можно к предположить, что главное значение в динамике берега будет иметь бюджет наносов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1973. 263 с.

2. Малаховский Д.Б., Грейсер Е.Л. Балтийско-Ладожский уступ // Геоморфология. 1987. № 1. С. 94–98.

3. Сим Л.А. Неотектонические напряжения Восточно-Европейской платформы и структур обрамления. Дисс. на соиск. уч. степ. дг-мн. М.: МГУ, 1996. 145 с.

4. Грачев А. Ф., Долуханов П. М. Послеледниковое поднятие земной коры в Канаде и в Фенноскандии по данным радиоуглеродных датировок // Baltica. 1970. V. 4. C. 297–312.

5. Якубовский О.В. Уточненная карта вертикальных движений земной коры побережья Балтийского моря // Современные движения земной коры. 1973. № 5. С. 72–78.

6. Ядута В.А. Новейшая тектоника Санкт-Петербурга и Ленинградской области. // Минерал. 2006. № 1 (05). С. 28–35.

In connection with the selection of an optimum area for the pipeline "Nord stream-2" in the coastal zone of Kurgalsky Peninsula the cartographical pattern of its newest tectonics as one of the most important factors in natural hazards assessment, was proposed.

## Евсюков Ю.Д., Борисов Д.Г., Руднев В.И., Рогинский К.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; e-mail: evsgeol@rambler.ru; dborisov@ocean.ru)

### Рельеф дна материковой окраины западного Крыма Yevsyukov Yu.D., Borisov D.G., Rudnev V.I., Roginskiy K.A. (Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

### The bottom relief of the continental margin of western Crimea

Ключевые слова: эхолотный промер, рельеф, геоморфология, шельф, материковый склон, горсты, грабены, каньоны, погруженный шельф, бровка шельфа

Приведены результаты эхолотных промеров на двух полигонах. На исследованной площади выявлены субширотные (горсты и грабены) и субмеридиональные (каньоны и палеодолины) формы рельефа. Анализ материалов показывает, что развитие морфоструктур внешнего шельфа обусловлено, в основном, процессами неотектоники.

На внешней материковой окраине западного Крыма в 1971 и 1993 гг. исследование рельефа дна выполнены на двух разновеликих полигонах, которые были названы Евпаторийскими: Е-71 и Е-93 [1, 2].

Эхолотной съемкой на полигоне E-71 выявлено до 3-х абразионных террас (ширина 1.5–4.0 км). На некоторых галсах зафиксирована лестница узких ступеней. К внешней зоне мелководья приурочена самая низшая терраса шириной около 2 км. Вторая терраса (ширина 2–3 км) прослежена на большей площади полигона, а третья (ширина 1–2 км) имеет ограниченное распространение. Эрозионные поверхности ровные, местами осложнены мелкими грядами и ложбинами. Бровка этой ступени располагается на глубине 63–73 м, при этом отчетливо заметен ее наклон к юго-западу. В этом же направлении уменьшается (от 5–6 до 3–4 м) высота уступа, поверхность которого нивелирована новейшими осадками и морфологически выражена не везде отчетливо [3, 4].

На полигоне Е-93 комплексные геолого-геофизические исследования выполнялись в совместной российско-американской экспедиции, в которой получены уникальные материалы детального эхолотного промера, сейсмоакустического профилирования, образцы донного грунта [5].

Шельф рассматриваемой территории характеризуется сравнительно ровной поверхностью. К юго-востоку глубина здесь нарастает плавно от 50–60 до 100 м и более (рис. А). Однако на этой площади встречаются прерывистые (высота 5–7 м) пологие абразионные уступы.

В западной части полигона уверенно выделяются два отрезка верхнего уступа (длина 3.5–4.0 км, высота 3–5 м), бровка которого располагается на глубине 73–75 м (рис. Б). На восточном участке полигона находится уступ протяженностью 10 км. С востока на запад его высота уменьшается от 14–16 до 3–4 м, а бровка погружается от 107 до 117 м в направлении

палеорусла Днепра, осевая часть которого совпадает с зоной Николаевского разлома [6, 7].



Рисунок. Участок материковой окраины западного Крыма. А – батиметрическая карта Евпаторийского полигона: 1 – галсы промера; 2 – иллюстрируемые профили; 3 – изобаты; 4 – бровка шельфа. В правом нижнем углу местоположение полигона. Б – обзорные профили рельефа дна. В – бровка шельфа в проекции на вертикальную плоскость. Г – строение бровки шельфа в верховье подводной долины (модель).

Отличительной особенностью морфологии шельфа является узкая депрессия, сопряженная с горстовым выступом. В современном рельефе дна она ограничена бортами высотой 3–5 м, а ее ширина около 1 км. Предполагается, что происхождение депрессии связано с процессами новейшей тектоники, а ее прерывистость может быть обусловлена либо абразионными процессами, либо нивелированием современными осадками.

Бровка шельфа на полигоне Е-93 в плане чрезвычайно извилиста (рис. А), а в проекции на вертикальную плоскость она располагается на различных батиметрических уровнях (рис. В). В верховьях каньонов глубина бровки 95–106 м, а на выступах их ограничивающих – 105–140 м. Это указывает, по-видимому, на интенсивное эрозионное разрушение края шельфа. Возможна также причастность неотектоники к погружению внешней зоны материковой отмели на дистальных участках выступов. Их приглубое положение, вполне вероятно, может быть связано с интенсивным накоплением осадков, что, как правило, и происходит в областях проградационных шельфов [3, 5].

К концу плейстоцена здесь произошло выдвижение внешнего шельфа примерно на 10 км. Наиболее интенсивно этот процесс происходил на выступах, ограничивающих каньоны, верховья которых продолжали врезаться в шельф. Во время регрессий формирование аккумулятивного шельфа на полигоне Е-93, представлявшего собой дельты Днепра, частично Ю. Буга, происходило с прежней интенсивностью. Это привело к выдвижению края шельфа еще на 3–5 км.

При изучении материковых окраин особое внимание уделяется исследованиям каньонов. В такой работе важное значение имеет расположение эхолотных профилей. Наиболее информативными являются галсы, расположенные вдоль их склонов. Такие профили показывают контрастное расчленение склонов, что позволяет получать сведения о развитии таких морфоструктур. На основе приобретенного нами опыта предлагается "модель" проектируемой съемки каньонов и их верховьев (рис. Г).

Погруженный шельф представлен расчлененной (амплитуда от 10–15 до 30 м) поверхностью. Его ширина 1–3 км, а бровка располагается на глубинах 165–305 м. Примечательно, что большие ее значения приурочены к осевой зоне крупного каньона. Такие показатели подтверждают существование и тектоническую активность Николаевской зоны разломов [6]. Расчлененность рельефа погруженного шельфа, характер строения вершинных поверхностей его блоков дают основание предполагать, что к его происхождению и развитию причастны процессы неотектоники.

Материковый склон на полигоне исследован до 500 м. Он представлен расчлененной (до 150–200 м) поверхностью, что обусловлено наличием сравнительно крупных каньонов (рис. Б, проф. 4–6). В восточной его части располагаются два самых крупных. Западный из них генетически связан с субмеридиональным (погребенным) палеоруслом Днепра. В пределы шельфа он врезан на расстояние 7–8 км. К востоку от него располагается каньон, ось которого совпадает с палеоруслом Донузлава. Их слияние происходит на глубине около 500 м (рис. А). В юго-западной части полигона располагаются каньоны, которые во внешний шельф врезаны на расстояние 3–4 км. По-видимому, они связаны с разветвленными палеоруслами Днестра и Ю. Буга.

Происхождение и развитие рельефа рассматриваемой площади

происходило под действием ряда рельефообразующих факторов. Они могли быть обусловлены дифференцированными неотектоническими движениями, абразионно-аккумулятивными процессами, происходившими в условиях многократно повторяющихся регрессий и трансгрессий бассейна.

Неотектонические процессы обусловлены активностью меридиональных и широтных глубинных разломов [6], которые и определили блоковое строение северо-западного шельфа Черного моря. По отдельным разломам происходили как горизонтальные, так и вертикальные движения. На неотектоническую активность исследованного района указывают также горсто-грабеновые структуры, отмеченные в западной части Крыма и прилегающих частях шельфа [6, 7].

Осадконакопление. Обширный северо-западный шельф Черного моря и особенно внешняя зона материковой отмели являются важными областями для определения позднечетвертичной истории бассейна, что обусловлено, в процессами осадконакопления первую очередь. [7]. По данным сейсмопрофилирования известно, что четвертичные отложения на шельфе неравномерно. В периоды регрессий распространены в отдельных синклиналях сохранялись изолированные водоемы, в которых осадконакопление не прерывалось [3]. Реликты нижнечетвертичных отложений приурочены к неогеновым прогибам и зонам неотектонических опусканий.

Регрессивно-трансгрессивные колебания уровня Черного моря, неоднократно происходившие в плейстоцене, соответствовали этапам осушения и затопления шельфа [8]. При этом замедление регрессий в разные эпохи контролировалось глубиной пролива Босфор [1, 3]. Неравномерный ход трансгрессий был обусловлен климатическими изменениями, происходившими в Северном полушарии и тектоническими движениями, которые от места к месту имели разные скорости и знаки. Необходимо также отметить, что регрессии и трансгрессии существенно влияли на процесс осадконакопления [3, 7] и на формирование морфоэлементов обширного шельфа.

На полигоне Е-71 выявлена лестница террас [1]. При повторном эхолотном промере она не обнаружена [2]. Можно предположить, что их протяженность чрезмерно мала и эти морфоэлементы могли оказаться между поперечными (относительно бровки шельфа) галсами. Однако не исключена вероятность, что даже за столь короткий промежуток времени (22 года) они оказались нивелированы новейшими отложениями [5], что является характерным для проградационного шельфа.

Приведенные примеры наглядно показывают, что изученность северозападной части Черного моря далека от завершения. Новые и, вполне возможно, интересные сведения о строении морфоструктур обширного региона могут быть получены при выполнении комплексных геологогеофизических исследованиях на детальных полигонах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шимкус К.М., Евсюков Ю.Д., Соловьева Р.Н. Подводные террасы нижней зоны шельфа Черного моря и их природа // Геолого-геофизические исследования зоны предокеана. М.: Наука, 1980. С. 81–92.

2. Евсюков Ю.Д. Геоморфология участка внешней материковой окраины к юго-западу от Евпатории // Бюллетень МОИП. Отделение геологическое. 1996. Т. 71. № 1. С. 88–91.

3. Шимкус К.М. Процессы осадконакопления в Средиземном и Черном морях в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 2005. 280 с.

4. Ryan B.F., Major C.O., Lencolais G. at al. Catastrophic Flooding of the Black Sea // Annu. Rev. Earth Planet. 2003. V. 31. P. 525–554.

5. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И. Результаты повторного эхолотирования северо-западного участка шельфа Черного моря // Геоморфология. 2013. № 3. С. 62–71.

6. Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В. и др. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М.: Наука, 1981. 243 с.

7. Щербаков Ф.А., Чистяков А.А. Геоморфология и четвертичная палеогеография подводной материковой окраины в западной части Черного моря // Геоморфология. 1987. № 3. С. 85–91.

8. Федоров П.В. Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей СССР // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1966. С. 25–32.

The article presents the results of echo sounding on two sites. In the investigated area identified sublatitudinal (horsts and grabens) and submeridional (canyons and paleovalleys) landforms. Analysis of materials shows that the development of morphostructures of the outer shelf due to the neotectonic processes.

**Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Борисов Д.Г.<sup>2</sup>, Рогинский К.А.** (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Mocква; e-mail: evsgeol@rambler.ru; dborisov@ocean.ru)

Неотектонические деформации внешней материковой отмели на Керченском полигоне Yevsyukov Yu.D., Rudnev V.I., Borisov D.G., Roginskiy K.A. (Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

# Neotectonic deformation of the outer continental shelf in the Kerch polygon

Ключевые слова: эхолотный промер, рельеф дна, материковая окраина, бровка шельфа, материковый склон, каньон, рельефообразование, неотектоника

Детальная обработка материалов эхолотного промера определила расчлененность рельефа внешнего шельфа на Керченском полигоне. Здесь выявлены протяженные уступы, горсты, грабены, эрозионные ложбины, обладающие разнонаправленными перекосами. Предполагается, что неотектонические деформации материковой отмели и рельефа бровки шельфа произошли в среднем – позднем голоцене.

Из многих полигонов в Черном море на двух площадях исследование рельефа дна выполнялись дважды [1]. Так, в 1971 г. к востоку и западу от Крыма проведены работы по изучению абразионных террас [2]. В 1993 г. в этих же районах осуществлены комплексные геолого-геофизические наблюдения. Западные полигоны названы Евпаторийскими (Е-71 и Е-93) [3], а восточные – Керченскими (К-71 и К-93) [4].

Сравнение полученных, материалов показало, что рельефообразующие процессы на полигонах К-71 и Е-71 обладали определенным сходством. Однако таким образом были выявлены лишь общие черты строения морфологии на двух площадях. При этом возникли принципиально важные вопросы, что и предопределило необходимость выполнить в этих же районах повторные исследования [5, 6].

Ha полигоне К-93 комплексные геолого-геофизические работы выполнены в российско-американской экспедиции, которые включали: эхолотный промер, сейсмопрофилирование, отбор проб донного грунта трубками и дночерпателями. Съемка рельефа проводилась по системе субширотных пересекающихся галсов: длиной 17 - 31взаимно и субмеридиональных – 7–27 км с межгалсовыми расстояниями 1.0–1.5 км, а общая длина промера составила 320 км [1].

Регистрация глубин выполнялась судовым эхолотом "НЭЛ-5", координация судна осуществлялась спутниковой навигационной системой "МАГНАВОКС" с точностью ±10–15 м, что позволило получить хорошие записи донной поверхности.



Рисунок. Внешняя материковая окраина к югу от Керченского пролива. А -Батиметрическая карта полигона: 1 – профили эхолотного промера и отметки глубин; 2 – иллюстрируемые профили рельефа дна и их номера. Изобаты: 3 – кратные 50 м; 4 – кратные 10 м. Бровки: 5 – шельфа; 6 – погруженного шельфа. Б – бровка шельфа в проекции на вертикальную плоскость. Обзорные профили рельефа дна: а – субширотный; б – субмеридиональные.

По результатам детальной обработки материалов для исследованного полигона составлены батиметрическая, геоморфологическая карты и обзорные профили рельефа дна, которые существенно отличаются от морфологии других районов Черного моря [1].

Шельф на полигоне К-93 морфологически неоднороден. В интервале глубин 50–120 м его поверхность преимущественно ровная. Однако здесь встречаются ложбины амплитудой до 8–12 м, которые коррелируются с руслами крупных каньонов материкового склона (рис. А). Шельф отмечен
также тремя, возможно, генетически различными уступами, ограничивающими подводные террасы [6].

Верхний уступ имеет высоту от 3 до 11 м, а его бровка располагается на глубине 53-71 м. Уверенно прослеживаясь от профиля к профилю, на двух участках (в центре полигона) уступ исчезает. Возможно, здесь он нивелирован молодыми осадками. Средний уступ более протяженно выявлен в западной части полигона. Его высота 4-7 м, а бровка находится на глубинах 82-93 м. Характерно, что по простираниям верхний уступ погружается к юго-западу, а средний – к востоку. Предполагается, что уступы имеют абразионное происхождение и могли образоваться в периоды последних гляциэвстатических колебаний уровня Черного моря. Разнонаправленность погружения (перекосы) обусловлены, их повидимому, неотектоническими процессами.

Нижний уступ является своеобразной морфологической границей между сравнительно мелководной и внешней, погруженной частью шельфа. Его высота 16–27 м, а бровка располагается на глубинах от 85 до 115 м. На двух участках этот уступ разрушен интенсивно внедряющимися в пределы шельфа верховьями крупных каньонов. Четкая морфологическая выраженность, морфометрические показатели и другие признаки дают основание предполагать, что этот уступ имеет тектоническую природу.

Погруженный шельф в плане имеет резко изменчивую ширину (рис. А). В верховьях каньонов он отсутствует, а в пространствах между ними расширяется от 2–3 до 6 км. Батиметрическое положение его бровки также различно: в верховьях каньонов она находится на глубине 95–100 м, а на дистальных участках выступов погружается до 150–170 м (рис. а, б).

В восточной части полигона погруженный шельф сложен горстовограбеновыми структурами (рис. б, проф. 11, 12). Днище заполненного осадками грабена (ширина 1.5–2.0 км) отмечено изменяющейся (от ровной до грядово-холмистой) поверхностью. Плоская вершина горста (ширина 4 км) наклонена к юго-западу, в направлении русла крупного каньона. В средней части полигона погруженный шельф представлен различно выраженным грядовым поднятием (рис. б, проф. 15).Возможно, это реликт горста, некогда простиравшегося вдоль всего края шельфа, на поверхности которого затем сформировался краевой аккумулятивный вал.

Бровка шельфа – это четкий перегиб рельефа дна, отделяющий шельф от морфоструктурных материкового склона. В И морфоскульптурных особенностях бровки отражаются специфические черты геоморфологии и палеогеографии внешней зоны материковой отмели [7]. Наглядным методом представления рельефа бровки шельфа является показ ee батиметрических отметок на вертикальной плоскости (рис. Б). Такое графическое существенно исполнение отличается от планового изображения изобатами.

Внешний край материковой отмели располагается в интервале глубин от

86 до 137 м. Минимальные батиметрические отметки соответствуют депрессиям (долины, каньоны), а максимальные – выступам между ними. Такие характерные особенности позволяют предположить, что морфоструктурная перестройка внешней зоны материковой отмели в общем и батиметрическое положение бровки шельфа в частности, по-видимому, связаны с системой субмеридиональных долин и каньонов.

Особенности строения бровки шельфа свидетельствуют о проявлении интенсивных неотектонических движений в зоне материковой отмели. В этой связи происходит тектоническое разрушение бровки, причем наиболее активно в верховьях каньонов, где субширотные погружения сменяются субмеридиональными. Тектоническое разрушение края шельфа неравномерно на разных участках полигона. Об этом свидетельствует весьма изменчивая ширина погруженного шельфа и разная глубина врезания в ее край подводных каньонов. На таких участках помимо тектонической активности существенную рельефообразующую роль играет также фактор эрозии.

На приведенном профиле (рис. Б) отчетливо видно, что по осредненным значениям глубина бровки шельфа наклонена в восточном направлении. В то же время эхолотный профиль 7 (рис. а) показывает наклон внешнего шельфа с востока на запад. Таким образом, подобные графические построения отмечают морфоструктурную перестройку внешней материковой отмели, которая происходит, вероятнее всего, под действием процессов неотектоники.

Происхождение и развитие рельефа исследованного полигона обусловлены дифференцированными неотектоническими движениями, абразионными и эрозионно-аккумулятивными процессами. Так, горстовограбеновое строение внешнего шельфа, ступенчатое строение каньонов и другие морфологические признаки показывают, что в их формировании основная роль принадлежала неотектонике. Некоторые из разломов обусловили заложение крупных долин. Более древним, по-видимому, является разлом вдоль которого образован субширотный тектонический уступ.

В периоды гляциэвстатических регрессий и трансгрессий плейстоцена в районе полигона формировались авандельты Дона и Кубани. В центральной и западной частях исследованной площади сейсмопрофилированием обнаружены отложения этих рек, образующих проградационные тела. Эрозионные террасы и абразионные уступы сформировались в результате позднеплейстоценовых тектонических опусканий и абразионноаккумулятивных процессов.

В авандельтовой толще, сформированной в процессе регрессии, образовались эрозионные врезы крупных речных русел и их притоков. Во время трансгрессий многие из этих русел были частично или полностью погребены под более молодыми плащом осадков. Местами в рельефе дна сохранились слабо выраженные ложбины, маркирующие положение этих русел.

Детальный анализ первичных материалов, сведения имеющихся публикаций и выполненные графические построения дают основание предполагать, что неотектоническая деформация внешней зоны материковой отмели включая и бровку шельфа происходили, по-видимому, в среднем – позднем голоцене.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евсюков Ю.Д. Детальные исследования рельефа дна на полигонах Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. М.: Научный мир, 2001. С. 363–378.

2. Шимкус К.М., Евсюков Ю.Д., Соловьева Р.Н. Подводные террасы нижней зоны шельфа Черного моря и их природа // Геолого-геофизические исследования зоны предокеана. М.: Наука, 1980. С. 81–92.

3. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И. Результаты повторного эхолотирования северо-западного участка шельфа Черного моря // Геоморфология. 2013. № 3. С. 67–71.

4. Евсюков Ю.Д., Шимкус К.М. Новые данные по геоморфологии и неотектонике материковой окраины в районе Керченского пролива // Доклады Академии наук. 1995. Т. 344. № 1. С. 83–86.

5. Евсюков Ю.Д. Геоморфология внешней материковой окраины к югозападу от Евпатории // Бюллетень МОИП. Отд. геологическое. 1996. Т. 71. № 1. С. 88–91.

6. Евсюков Ю.Д., Шимкус К.М. Геоморфология и неотектоническое развитие внешней материковой окраины к югу от Керченского пролива // Океанология. 1995. Т. 35. № 4. С. 623–628.

7. Щербаков Ф.А. Некоторые особенности рельефа бровки шельфа // Геоморфология. 1992. № 2. С. 98–104.

Detailed processing of materials echo sounding identified dissected relief outer shelf at Kerch polygon. Here are revealed extensive escarpments, a handful, grabens, erosional troughs having multidirectional biases. It is assumed that the tectonic deformation of the continental shelf and the shelf edge relief occurred during middle – late Holocene.

## Евсюков Ю.Д., Руднев В.И., Борисов Д.Г., Рогинский К.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: evsgeol@rambler.ru, dborisov@ocean.ru)

## Комплексные исследования рельефа дна верховья Дунайского каньона

Yevsyukov Yu.D., Rudnev V.I., Borisov D.G., Roginskiy K.A. (Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

# Complex study of the bottom relief of the upper part of the Danube canyon

Ключевые слова: шельф, верховье каньона, рельеф, склоны, ступени, уступы, тальвег, пробоотбор, подводные наблюдения, разлом

Выполнен детальный анализ рельефа дна верховья Дунайского каньона. Вблизи него выявлено различное батиметрическое положение шельфа. Геоморфологическим методом установлено, что Дунайский конус выноса и шельф вблизи верховья каньона испытывают современное прогибание и наклон в северо-восточном направлении.

Развитие каньонов зависит от общих геолого-географических особенностей района, в котором они располагаются и обусловлены: 1 – соотношением площадей морского мелководья и прилегающих участков суши; 2 – строением внешней зоны шельфа и его ширины; 3 – теологическим строением и режимом тектонической активности региона в целом. Эти особенности определяют сложность формирования каньонов и служат основой для их классификации. Вполне естественно, что это порождает не только сложность их исследований, но и перечень противоречий в вопросах их происхождения и развития [1].

Сталкиваясь со сложностью вопросов происхождения и формирования каньонов, исследователи особое внимание уделяют их верховьям. Именно они являются своеобразной узловой областью, в пределах которой существуют реальные возможности определить роль каньонов в перехвате движущихся вдоль шельфа придонных осадочных материалов, исследовать состав осадочных материалов в процессе эрозии русел каньонов, выявить происхождение и развитие как его верховья, так и всего каньона в целом.

Для решения вышеперечисленных задач в верховье Дунайского каньона на полигоне с размерами сторон 18 х 25 км выполнены исследования рельефа дна. Они включали: эхолотный промер, отбор дночерпательных проб осадков и наблюдения с подводного обитаемого аппарата (ПОА) "Аргус" [2]. Эхолотная съемка в данном районе выполнена по системе взаимно пересекающихся галсов. Длина поперечных к каньону профилей составляла 7.5–15.0, а продольных – 20–23 км. Общая протяженность промера – 130 км.



Рисунок 1. Геоморфологическая карта верховья Дунайского каньона: 1 – профили эхолотного промера НИС "Рифт"; 2 – иллюстрируемые профили рельефа дна; 3 – профили эхолотного промера НИС "Витязь"; 4 – холмы; 5 – абразионные террасы; 6 – бровка Дунайского каньона; 7 – подножия уступов; 8 – террасовидные поверхности; 9 – бровки террас; 10 – гряды; 11 – ложбины; 12 – тальвег Дунайского каньона; 13 – изобаты; 14 – точки отбора проб донных осадков дночерпателем. В левом нижнем углу – положение района исследований.

Обработка полученного первичного материала явилась основой для составления совмещенных батиметрической и геоморфологической карт верховья (рис. 1). Подготовлены также обзорные профили рельефа дна исследованного района (рис. 2).

Выполненная эхосъемка является продолжением подобных работ в области Дунайского конуса выноса. Однако в обоих случаях оказались не исследованными обширные и морфологически весьма интересные пространства внешней материковой отмели. Так, к югу от верховья каньона проводились исследования рельефа на полигоне [3]. В процессе эхолотирования в интервале глубин от 60 до 120 м здесь были выявлены до 3-х абразионных террас [4, 5].



Рисунок 2. Обзорные профили рельефа дна на полигоне.

К юго-западу от каньона шельф почти ровный, а перегиб к склону (бровка шельфа) сравнительно плавный и отмечен глубинами 90-115 м. К северо-востоку от него поверхность шельфа холмистая. Неровности рельефа здесь составляют 8-10 м, а перегиб дна к склону каньона резкий. На этом участке поверхность шельфа и его бровка располагаются на 10-15 м глубже, чем на юго-западе. Такая особенность шельфа строения подчеркивается также плановым положением изобаты 100 м. На северовосточном фланге (по сравнению с югозападным) относительно оси каньона эта изобата смещена к северо-западу на 10-12 км. Такие же величины характерны и для батиметрического положения бровки шельфа. По-видимому, это может быть обусловлено интенсивным размывом дна придонными течениями на участке к северо-востоку от каньона. Не исключается

также воздействие неотектонического "прогибания" этой территории. Наиболее наглядно это подтверждается в строении тальвега Дунайского каньона и гребней ограничивающих его

валов в проекции на вертикальную плоскость. В этом построении северовосточный вал на 90–210 м ниже, чем юго-западный [6].

Морфология верховья Дунайского каньона является уникальной, что отличает его от других подобных морфоструктур Черного моря. Это подчеркивается, как минимум, двумя морфометрическими показателями: 1 – в пределы шельфа каньон проникает на расстояние свыше 30 км; 2 – во внешней зоне материковой отмели глубина его вреза превышает 400 м. По всей вероятности, это указывает на активное развитие каньона и в настоящее время.

По простиранию морфология склонов верховья чрезвычайно сложная. Так, поперечный профиль юго-западного склона (с СЗ на ЮВ) изменяется от выпуклого до вогнутого. Средние углы наклона здесь составляют 14–16°,

а на отдельных участках – 18–22°. Морфологически выразительный продольный профиль (рис. 2, проф. 8а, 8б) показывает множество "притоков", глубина вреза которых от 10–15 до 40 м. Глубже 200 м на этом склоне встречаются различно выраженные ступени (проф. 3–6), шириной от 0.5 до 2.0 км. Их поверхности наклонены как в сторону тальвега каньона, так и к его склону.

Северо-восточный склон верховья крутой: средние углы наклона здесь составляют 16-19°. Отдельные уступы высотой 90-100 м обладают углами наклона 25–27°. Склон сложен несколькими ступенями (ширина 1.2–1.7 км), которые располагаются на различных батиметрических уровнях. Их насчитывается от 1-2 (проф. 3, 4) до 4 (проф. 6). Уступы, чаще всего, глубинах 200 м. Ступени располагаются на свыше имеют субгоризонтальные поверхности (проф. 4-6), а некоторые из них вогнуты (проф. 3) или наклонены в сторону тальвега (проф. 4). Такое разнообразие морфологии ступеней, как и других элементов рельефа, дает основание рельефообразующих предполагать сложное сочетание процессов. способствовавших формированию склонов верховья Дунайского каньона.

Поперечный профиль глубоководной часть каньона имеет V и Uобразные формы. Анализ распределения глубин в тальвеге показывает, что главное русло обладает изменяющейся крутизной. Так, между профилями 1–3 углы наклона составляют 2–3°, между профилями 3–4 – менее 30' (отмечая тем самым своеобразную ступень), а между профилями 4–6 они составляют 5–7°. Более выразительно такие показатели определены для главного каньона центральной зоны Дунайского конуса выноса [6].

С подводного обитаемого аппарата (ПОА) "Аргус" получены интересные результаты о переносе осадочного материала в верховье каньона. С шельфа сюда поступает огромное количество осадочного материала, который скапливается в верховье каньона. По режиму осадконакопления верхние участки его склонов отличаются между собой. Наибольшие скорости накопления осадков отмечены в верхней части северо-восточного склона. По всей вероятности, это свидетельствует о направлении потока твердого вещества с севера и северо-запада.

При подводном обследовании верховья каньона до глубины 600 м по тальвегу наблюдались следующие типы гравитационной транспортировки осадочного материала: гравитационный поток обломков, вязкий снос илистых агрегатов. По тальвегу каньона происходит медленное течение илистых осадков. В верховье каньона с малыми углами наклона на его бортах возникают асимметричные мезоформы рельефа. Это, по всей вероятности, указывает на возникновение вдольсклоновых течений.

Вертикальная зональность, распространение и характер мезоформ являются отражением режима гравитационных потоков на склонах (питание, транзит, аккумуляция). В зоне питания (глубина 120–140 м) отмечены следы подводного выветривания, разрушение бровки каньона.

Ниже по склону в зоне транзита (глубина 140–170 м) в плотных илах распространены сглаженные желоба стока U-образной формы. В интервале глубин 170–600 м (зона аккумуляции) желоба стока пропадают, осадки становятся более рыхлыми [2].

Верховье каньона маркирует положение активно развивающегося разлома, существование которого прослежено в пределах Дунайского конуса выноса [6]. Развитие верховья каньона, сопровождавшееся морфоструктурными преобразованиями, постоянно контролировалось процессами новейшей тектоники – вертикальными и горизонтальными движениями разного знака.

Работа выполнена в рамках проекта ИО РАН № 0149-2014-0029 Госзадания 75.28.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Каньоны под морем. М.: Мысль, 1973. 263 с.

2. Айбулатов Н.А., Евсюков Ю.Д. Современные процессы переноса осадочного материала в верховье Дунайского каньона // Геология морей и океанов. Материалы X Международной научной конференции по морской геологии. М.: Научный мир, 1992. Т. 3. С. 166–167.

3. Шимкус К.М., Евсюков Ю.Д., Соловьева Р.Н. Подводные террасы нижней зоны шельфа Черного моря и их природа // Геолого-геофизические исследования зоны предокеана. М.: Наука, 1980. С. 81–92.

4. Шимкус К.М. Процессы осадконакопления в Средиземном и Черном морях в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 2005. 280 с.

5. Ryan B.F., Major C.O., Lencolais G. at al. Catastrophic Flooding of the Black Sea // Annu. Rev. Earth Planet. 2003. V. 31. P. 525–554.

6. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И. Морфология и морфометрия Дунайского каньона // Геология, география и глобальная энергия. 2015. № 1 (56). С. 100–113.

Detailed analysis of bottom relief of the upper part of the Danube canyon allowed distinguishing of bathymetric position of the shelf in the study area. It was found that the Danube cone and the shelf near the upper part of the canyon are affected by downward tectonic movement and slightly slope to the north-east.

# Ермолов А.А.<sup>1, 2</sup>, Кизяков А.И.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова; <sup>2</sup>АО Институт экологического проектирования и изысканий, Москва, e-mail: <u>alexandr.ermolov@gmail.com, akizyakov@mail.ru</u>)

# Геоморфологическое районирование и типизация берегов моря Лаптевых (масштаб 1:1000000)

## Ermolov A.A., Kizyakov A.I.

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University; <sup>2</sup>Institute for environmental design and research, Moscow)

# Geomorphological zoning and classification of shores of the Laptev Sea (scale 1:1000000)

Ключевые слова: море Лаптевых; береговая зона; геоморфологическое районирование; морфодинамическая типизация; картографирование

Геоморфологическое районирование, морфодинамическая типизация и картографирование берегов моря Лаптевых показали, что распространение и протяженность отдельных типов берегов в регионе весьма неравномерно. Преобладают берега аккумулятивного типа, абразионные участки в совокупности занимают около 40% протяженности береговой линии.

Типизация морских берегов арктических морей и их геоморфологическое районирование имеют важное значение не только как самостоятельная научная задача, но и как источник данных, необходимая основа для разработки производных картографических материалов. имеющих практическое применение. В частности, геоморфологические схемы районирования морских берегов могут быть с успехом использованы для оценки экологической чувствительности берегов к разливам нефти на основе международной системы индексов ESI (Environmental Sensitivity Index) [1]. Такое районирование выполнено в масштабе 1:1 000 000 для берегов моря Лаптевых.

В структурно-тектоническом отношении территория моря Лаптевых относится к материковым и шельфовым структурам с земной корой континентального и переходного типа, за исключением северной части моря, где начинается континентальный склон, переходящий в котловины Нансена и Амундсена с корой океанического типа, разделенные хребтом Гаккеля.

Основными тектоническими структурами региона являются Лаптевоморская шельфовая область, занимающая центральную часть моря и граничащая на западе со сложно построенной Таймыро-Североземельской областью (структуры Северной Земли и складчатые сооружения Таймыра), на востоке с обширной Новосибирской областью, на юге с Верхоянской складчатой областью, охватывающей большую часть материкового побережья [2, 3]. Различное тектоническое строение этих областей предопределило особенности движений земной коры на неотектоническом этапе, сложный современный морфоструктурный план региона, образованный системой рифтовых грабенов и межрифтовых горстов северозападного простирания, и разнообразное геоморфологическое строение морских берегов и дна.

Побережье моря Лаптевых на значительном протяжении образовано приморскими низменностями. В южной части горные участки распространены только между дельтой Лены и бухтой Буор-Хая. Соответственно различаются мерзлотно-геологическое строение и состав отложений. слагающих берега моря. Верхняя часть криолитозоны приморских низменностей представляет собой мощную (до 50-60 м) толщу сложно стратифицированных позднеплейстоценовых отложений ледового комплекса и вложенных в них голоценовых озерно-термокарстовых отложений. Здесь формируются термоабразионные и термоденудационные берега, чередующиеся с аккумулятивными участками различного типа. Высота клифов на участках распространения ледового комплекса в основном 10-40 м, озерно-термокарстовых отложений – 1-12 м. Главная особенность ледового комплекса – наличие в нем мощных повторножильных льдов, вертикальный размер которых достигает 50 м, а ширина до 10 м [3, 4]. Ледяные жилы, образуя массивную решетку, прослеживаются сверху вниз по всему разрезу и зачастую встречаются ниже уровня моря.

Прибрежно-шельфовая криолитозона находится в достаточно стабильном состоянии и характеризуется сплошным распространением в интервале глубин моря от 0 до 50-60 м, прерывистым и островным распространением на глубинах 50-100 м. Многолетнемерзлые породы перекрыты талыми и охлажденным ниже 0°С осадками и породами мошностью ЛО 100 М. Кровля многолетнемерзлых пород весьма неравномерна. Наиболее высокое положение кровли связано с существованием в недавнем прошлом на этом месте уничтоженных термоабразией островов, сложенных породами ледового комплекса [4]. Отрицательные температуры придонного слоя воды не способствуют активному развитию термоденудационных процессов на лне И термокарстовые формы образуются преимущественно районах, в подверженных отепляющему воздействию речного стока.

Геолого-геоморфологическое строение материкового побережья и островов моря Лаптевых, как и всего арктического побережья России, отражает сложное взаимодействие климатических изменений и неотектонических движений, приводивших к трансгрессиям и регрессиям морских бассейнов, древним и современным оледенениям, тектоническим воздыманиям и опусканиям, формированию специфических форм рельефа и отложений, вариациям в поставке речных наносов и в условиях седиментации. Неоднородное структурно-тектоническое и геологическое строение побережья определяет многообразие морфологических и литодинамических обстановок в береговой зоне ледовитого приливного моря Лаптевых.

Районирование береговой зоны в масштабе 1:1 000 000 проводилось с использованием большого объема картографических, спутниковых и литературных данных, имеющихся фотоматериалов. В основу морфодинамической типизации были положены известные классификации берегов внутренних и окраинных морей, учитывающие специфику региона [6, 7].

| Таблица. Морфодинамические | типы берегов мог | уя Лаптевых |
|----------------------------|------------------|-------------|
|----------------------------|------------------|-------------|

| Тип берега   | Общая     |  |
|--|-----------|--|
|  | протяжен- |  |
|  | ность, км |  |
| Берега, выработанные в коренных породах:               |           |  |
| 1. Абразионные   | 1173      |  |
| 2. Абразионно-денудационные                            | 835       |  |
| 3. Термоденудационные, образованные выводными          | 111       |  |
| ледниками  |           |  |
| Берега, сложенные рыхлыми многолетнемерзлыми породами: |           |  |
| 4. Термоабразионные                                    | 577       |  |
| 5. Термоденудационные                                  | 1605      |  |
| 6. Абразионные с отмершим или отмирающим               |           |  |
| береговым уступом, окаймленным аккумулятивной          |           |  |
| террасой   | 281       |  |
| 7.Аккумулятивные выровненные, с примкнувшими           |           |  |
| аккумулятивными формами                                | 517       |  |
| 8. Аккумулятивные отмелые с ветровыми осушками         | 616       |  |
| 9. Аккумулятивные лагунные                             | 1206      |  |
| 10. Дельтовые  | 3637      |  |
| Bcero:   | 10558     |  |

В современных условиях термоабразионные берега в виде отдельных участков распространены в Хатангском заливе, на о.Бол.Бегичев, в пределах Анабаро-Оленекской низменности, включая берега Анабарского и Оленекского заливов, на полуострове Быковского, западных берегах Янского залива, в губах Селяхской, Ванькиной, Эбеляхской, Буор-Хая, полуострове Широкостан, Новосибирских островах, о.Муостах и др. Термоденудационные берега встречаются на полуострове Буор-Хая, Новосибирских островах, в Анабарском заливе и на других участках материкового побережья [6, 7].

На значительных по протяженности участках западного и южного

побережья моря Лаптевых распространены абразионные и абразионноденудационные берега, выработанные в дочетвертичных породах. Берега этих типов выделяются на отдельных участках берега Прончищева, Хатангского залива, Анабарского залива, о.Бол.Бегичев, в бухте Нордвик, на западном берегу Оленекского залива, на западном берегу губы Буор-Хая, м. Святой Нос и на отдельных участках Ляховских островов [6, 7]. На островах Северной Земли распространены выводные ледники, образующие ледяные термоденудационные уступы в береговой зоне.

Аккумулятивные берега моря Лаптевых занимают около 60% береговой линии и представлены следующими основными типами: отмелыми с ветровыми осушками; примкнувшими террасами; с лагунными И дельтовыми [7]. Распространение отдельных типов берега, как и их протяженность различных районах весьма неравномерно в обусловливается целого морфолитодинамических сочетанием ряда Наиболее факторов. четкую пространственную И генетическую приуроченность демонстрируют дельтовые берега, выделяемые в пределах дельт крупных и средних рек - Лены, Оленек, Яны и др. Благодаря высокой изрезанности береговой линии дельтовых районов, изобилующей мелкими островами, заливами и бухтами, они имеют наибольшую протяженность более 3600 км или около 35% общей длины береговой линии моря. Аккумулятивные отмелые берега ветровыми осушками с имеют значительную протяженность в восточной части моря, для которой характерны минимальные уклоны подводного берегового склона и значительные объемы наносов, поступающих с твердым стоком рек. Они формируются на востоке Янского залива, где выделяется одна из крупнейших аккумулятивных форм – осушка острова Макар на выходе из Селяхской губы. В западной части побережья этот тип берега выделяется вокруг полуострова Терпяй и в Оленекском заливе [7]. Среди островов, рыхлыми четвертичными отложениями, сложенных множество подвергаются термоабразионным процессам, аккумулятивные берега имеют большую протяженность в восточной части моря.

Основными факторами литодинамики являются ветровые, стоковые и приливно-отливные течения, волнение и морские льды. Последние практически постоянно присутствуют в акватории моря и оказывают существенное влияние на динамику берегов, процессы формирования рельефа и седиментации в береговой зоне и на шельфе. Тяжелая ледовая обстановка в море Лаптевых связана не только с суровым климатом, но и влиянием массивов дрейфующих льдов, которые полностью не разрушаются в течение лета, а лишь отступают к северу. По направлению с запада на восток продолжительность безледного времени изменяется от 1-1.5 до 2.5-3 месяцев. Увеличение продолжительности периода открытой воды в юго-восточных районах связано с влиянием мощного стока реки Лены. Ледовый покров резко ослабляет интенсивность волнения и обусловливает существование анормального (выположенного) поперечного профиля подводного склона, образованию застойных зон и аккумуляции тонкодисперсных глинистых отложений даже на прибрежном мелководье, а также особого минералогического состава отложений с незначительным содержанием тяжелой фракции. Не случайно широкое распространение тонкозернистых осадков на мелководных участках считается специфической особенностью седиментогенеза восточных арктических морей, отличающихся наиболее суровыми ледовыми условиями.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ермолов А.А., Илюшин Д.Г., Исаченко А.И., Кизяков А.И., Павлов В.А. Методические подходы к оценке экологической чувствительности берегов арктических морей к разливам нефти (на примере Карского моря) // Инженерные изыскания, 2016. № 5–6. С. 28–39.

2. Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики // Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геогр. наук по специальности 25.00.25 – геоморфология, эволюционная география. С-Пб. 2015. 26 с.

3. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М-б 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М., Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.

4. Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. 2006. Т. Х. № 4. С. 74–94.

5. Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск, Наука, 1993. 136 с.

6. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.

7. Совершаев В.А. Берегоформирующие факторы и районирование берегов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского по динамическому принципу // Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геогр. наук. М., 1980.

Geomorphological zoning, morphodynamic typology and mapping of the coast of the Laptev Sea showed that the distribution and extent of individual types of banks in the region are highly uneven. The shore is dominated by accumulative type, abrasion areas together account for about 40% of its coastline.

# Забаринская Л.П.<sup>1</sup>, Рашидов В.А.<sup>2</sup>, Сергеева Н.А.<sup>1</sup>

<sup>(1</sup>Геофизический центр РАН, Москва, e-mail: mila@wdcb.ru; <sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский)

# Тектоническая и магматическая эволюция Марианской островной дуги

# Zabarinskaya L.P.<sup>1</sup>, Rashidov V.A.<sup>2</sup>, Sergeyeva N.A.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Geophysical Center of the RAS, Moscow; <sup>2</sup>Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky)

## Tectono-magmatic evolution of the Mariana Island Arc

Ключевые слова: Марианская островная дуга, тектоническая и магматическая эволюция, геотраверс, вулканы

Марианская островная дуга является классической молодой островной дугой западной части Тихого океана. Большинство островов и подводных вулканов в ее северной части сформировалось в позднем плиоцене, а в южной части вулканы имеют эоцен-миоценовый возраст началось около 48 млн. лет назад, когда столкнулись Тихоокеанская плита и плита Филиппинского моря.

В рамках международного проекта «Геотраверс» [1-3] совместно с японскими и китайскими учеными был построен глубинный геологотектоносферы, литосферу геофизический разрез включаюший И пересекающий Северо-Китайскую равнину, астеносферу, осадочные бассейны Желтого Восточно-Китайского морей, глубоководные И Филиппинского моря, Марианскую островную котповины дугу междуговым трогом, Марианский глубоководный желоб и северо-западную котловину Тихого океана. В настоящей работе мы приводим новые данные о строении геотраверса в районе Марианской островной дуги, основываясь на оригинальных материалах, полученных в рейсах НИС «Вулканолог» и из доступных литературных источников.

Марианская островная дуга является классической молодой островной дугой западной части Тихого океана. Большинство островов и подводных вулканов в ее северной части сформировалось в позднем плиоцене. Южная часть дуги более древняя: вулканы имеют эоцен-миоценовый возраст [4]. Марианская островная дуга включает активный Марианский трог и две островные дуги: активную – восточную, и пассивную – западную. Фундамент дуги составляют деплетированные перидотиты. Выше залегают габбро, тоналиты, пронизанные жилами серпентинитов, диабазы, образовавшиеся в период 50–52 млн лет назад.

Формирование островной дуги началось около 48 млн лет назад, когда столкнулись Тихоокеанская плита и плита Филиппинского моря. Коллизия плит привела к субдукции Тихоокеанской плиты под Филиппинскую, приведшей к образованию Марианского желоба [5]. Раскрытие Марианского трога, примерно совпадающее по времени с образованием активной в настоящее время Восточно-Марианской островной дуги, произошло около 6 млн лет назад. В это же время прекратилась активность Западно-Марианской островной дуги [3].

Четвертичные вулканические породы в пределах Марианской островной дуги представлены, в основном, базальтами и андезибазальтами. южной И центральной частей дуги характерны Для низко-И среднещелочные толеитовые базальты, обогащенные калием и железом. Для северной части – щелочные породы, обогащенные барием, стронцием и калием [6]. Осадочный чехол имеет незначительную мощность.

*Гравитационное поле.* В исследуемом регионе гравитационное поле во всех редукциях существенно меняется, отражая структурные и плотностные неоднородности тектоносферы. Для Восточно-Марианского хребта характерны положительные гравитационные аномалии в свободном воздухе, достигающие 200 мГал (рис. 1).



Рисунок 1. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе для региона Марианской островной дуги [7].

Котловина Паресе-Вела (кроме области палеорифта) характеризуется положительными аномалиями (20–30 мГал). В Марианском желобе аномалии отрицательные, достигающие –60...–180 мГал. Марианский трог отличается положительным полем аномалий в свободном воздухе (30–50 мГал). Над Западно-Марианским хребтом наблюдается увеличение значений до 60–70 мГал. Гайотам Магеллановых гор соответствуют

положительные аномалии в редукции свободного воздуха и отрицательные – в редукции Буге. Значения аномалий в свободном воздухе возрастают до 50–80 мГал и более. Северо-Западная котловина Тихого океана в целом характеризуется спокойным полем аномалий в свободном воздухе (10–15 мГал).

Сейсмичность. Представление о сейсмическом режиме Марианского бассейна получено по данным Мировой сети сейсмических станций [8]. Сейсмические события происходят по всей акватории бассейна. В тыловом бассейне происходят довольно сильные землетрясения с магнитудами, достигающими значений 5.5–6.5. Наиболее сейсмична область трога. Здесь выявлено наличие многочисленных слабых мелких землетрясений (рис. 2). Максимум числа этих землетрясений располагается в верхней части коры, а наиболее глубокие из них – на глубине 12–15 км. Сейсмофокальная зона Марианской островной дуги прослеживается на глубину чуть более 700 км.



Рисунок 2. Пространственное распределение гипоцентров землетрясений за период 1964-2016 гг. в регионе Марианской островной дуги [8].

Исследование слабой сейсмичности с использованием донных сейсмографов [9] позволило выяснить, что положение узкой (шириной ~15 км) сейсмоактивной области не полностью соответствует конфигурации оси рельефа. Выявленное неполное соответствие пространственного

распределения очагов с положением современной оси спрединга, а также нерегулярный и сильно расчлененный характер разреза свидетельствуют о частых структурных перестройках и высокой степени тектонической раздробленности данной области.

Вулканизм. В Марианской островной дуге насчитывается 9 активных наземных вулканов, а также 63 подводных вулкана, из которых, в настоящий момент, 9 можно считать активными [10]. Современный вулканизм сосредоточен, в основном, на островах Восточно-Марианской дуги.

В рейсах НИС «Вулканолог» в пределах Марианской островной дуги были изучены подводные вулканы Эсмеральда, входящий в зону геотравера, Минами-Хиоси и Факудзин Кайсан [6, 10, 11, 3]. Установлено, что к наземным и подводным вулканам дуги приурочены интенсивные дипольные магнитные аномалии  $\Delta$ Та с амплитудой 1000–3000 нТл.

На подводных вулканах Марианской островной дуги опробованы низкотемпературные железомарганцевые образования, сложенные вернадитом, гетитом, тодакитом и фероксигитом [12–14].

Глубинное строение. Примерно в позднем миоцене в результате апвеллинга астеносферного диапира к коре Марианская островная дуга раскололась на две дуги с образованием междугового Марианского трога. В осевой части трога прослеживается активная рифтовая структура шириной 10-15 км и относительной глубиной 1-2 км, образованная излиянием толеитовой магмы, формированием сульфидов И углеводородных залежей и сложенная толеитовыми базальтами, перекрытыми илами, алевролитами и вулканическим песком. Фундаментом трога, по-видимому, служат различные габброиды, вскрытые скважинами. [15].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб / Отв. ред. А.Г. Родников, Н. Иседзаки, Ц. Сики и др. М.: Наука, 1991. 150 с.

2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Родкин М.В., Сергеева Н.А. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 79–89.

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

4. Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.

5. Morishita T., Tani K., Shukuno H. et al. Diversity of melt conduits in the Izu-Bonin-Mariana forearc mantle: Implications for the earliest stage of arc magmatism // Geology. 2011. V. 39. P. 411–414.

6. Петрова В.В., Рашидов В.А. Структурно-минералогические особенности и проблема генезиса пород подводного вулкана Минами-Хиоси (Марианская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. 32. С. 35–58.

7. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // Journal of Geophys. Res. 1997. V. 102. № B5. P. 10039–10054.

8. Bulletin of the International Seismological Centre. http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/.

9. Hussong D.M., Sinton J.B. Seismicity associated with back arc crustal spreading in the central Mariana Trough // The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands (Part 2). Ed. D.E.Hayes. Geophys. Monogr. Ser. AGU, Washington, D.C., 1983. V. 27. P. 217–235.

10. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.

11. 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.

12. Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железомарганцевые корковые образования западно-тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 10–31.

13. Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия. 2008. № 10. С. 1280–1303.

14. Рашидов В.А., Богданова О.Ю., Новиков Г.В. Рудные минералы железомарганцевых образований западно-тихоокеанской переходной зоны // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т. 2. С. 226–229.

15. Hussong D.M., Uyeda S. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U. S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1981. V. 60. 928 p.

The Mariana Island Arc is a classic young island arc in the west part of the Pacific Ocean. The most part of the islands and underwater volcanoes in the north part of the Mariana Island Arc were formed in the Late Pliocene, while the volcanoes of the south part are dated as Eocene-Miocene. The Island Arc formation began about 48 Ma ago when the Pacific plate came into contact with the Philippine Sea plate.

# Кизяков А.И.<sup>1</sup>, Ермолов А.А.<sup>1,2</sup>

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова; <sup>2</sup> АО Институт экологического проектирования и изысканий; Москва, e-mail: <u>akizyakov@mail.ru</u>)

## Геоморфологическое районирование и типизация берегов Карского моря (масштаб 1:200000 – 1:1000000) Kizvakov A.I., Ermolov A.A.,

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, <sup>2</sup>Institute for environmental design and research Moscow)

# Geomorphological zoning and classification of shores of the Kara Sea (scale 1:200000 to 1:1000000)

Ключевые слова: Карское море; береговая зона; геоморфологическое районирование; морфодинамическая типизация; картографирование

Геоморфологическое районирование, морфодинамическая типизация и картографирование берегов Карского моря показали, что распространение и протяженность отдельных типов берегов в регионе весьма неравномерно. Преобладают берега абразионного типа, аккумулятивные участки в совокупности занимают менее половины протяженности береговой линии.

Геоморфологическое районирование побережья Карского моря выполнено в рамках оценки экологической чувствительности берегов к разливам нефти, базирующейся на международной системе индексов экологической чувствительности ESI (Environmental Sensitivity Index). Использованный эколого-геоморфологический подход [1] позволяет решать такие задачи в условиях ограниченного объема фактических полевых данных, основываясь на представлении о геоморфологическом строении и литодинамике береговой зоны арктических морей

Исходными данными для выполнения работы послужили топографические и комплекс геологических карт на побережье Карского моря, космические снимки среднего и высокого пространственного разрешения, материалы экспедиционных исследований различных лет, имеющиеся аэрофото- и видеоматериалы, а также литературные источники.

В рамках разработки схемы геоморфологического районирования берегов Карского моря для двух масштабах уровней 1:200 000 и 1:1 000 000 в качестве базовых использовались опубликованные классификации арктических берегов [2–5].

Побережье Карского моря характеризуется полярным морским климатом с коротким холодным летом. Суровый климат обусловливает круглогодичное существование льда в Карском море, который практически полностью покрывает акваторию в осенне-зимнее время с октября по май. В августе и сентябре море в наибольшей степени очищается ото льда, что способствует развитию осенних штормов и кратковременной активизации термоабразии. Этот период гидродинамической активности совпадает со временем наиболее глубокого оттаивания мерзлых пород на береговых откосах.

В структурно-тектоническом отношении территория Карского моря относится к материковым и шельфовым структурам с земной корой континентального и переходного типа. Выделяется три основные области с различным тектоническим строением и особенностями развития земной коры на неотектоническом этапе, во многом предопределившими геологическое строение и морфологический облик современных берегов Карского моря. Это Урало-Новоземельская складчатая область. объединяющая новейшие структурные формы Полярного Урала, Пай-Хоя, Вайгач И Новая Земля. сложно построенная Таймыроостровов Североземельская область, включающая структуры Северной Земли и складчатые сооружения Таймыра, и разделяющий их погруженный Ямало-Гыданский блок Западно-Сибирской плиты. На стыке этих различных морфоструктур, испытывавших вертикальные подвижки разного знака в течение продолжительного периода, прослеживаются серии крупных разрывных нарушений, а их блоковое строение обуславливает наличие грабен-рифтовых структур, разломных зон и мегавалов различного порядка, перекрытых многокилометровым мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом [6].

Рельеф дна Карского моря отражает последовательное изменение условий морфолитогенеза этой разнообразной в тектоническом, геологическом и геокриологическом отношении территории в позднем плейстоцене и голоцене, начиная с субаэрального этапа развития осушенной эрозионной равнины вплоть до настоящего времени, включая признаки неравномерного подъема уровня моря и деятельности береговых процессов. Развитие береговой зоны в границах, близким современным, началось примерно 6 тыс.лет назад и протекало на фоне колебаний ледовитости, разнонаправленных тектонических движений побережья и непериодических изменений уровня моря [7, 8].

Современные берега ледовитого приливного моря отражают многообразие морфологических и литодинамических обстановок, и их типизация по какому-либо одному признаку не способна отразить всю специфику современного развития. Одним из способов решения этой задачи является морфодинамическая типизация береговой зоны. Тип берега при этом является обобщенной морфо- и литодинамической характеристикой береговой зоны. Типизация берегов учитывает проявления и деятельность не только волновых процессов, но и других факторов - гидродинамических, геологических, геокриологических, флювиальных, которые определяют характер берега не в меньшей степени, чем волнение, или же оттесняют его влияние на второй план. Кроме того, тип берега отражает современное состояние береговой системы и во многом указывает на тенденции дальнейшего развития – аккумуляцию или размыв. Это позволяет учитывать особенности перемещения и аккумуляции наносов, необходимые для оценки динамики берега и построения прогнозных оценок различного рода.

Масштаб исследования 1:200000 – 1:1000000 позволил достаточно полно охарактеризовать берега Карского моря, но не исключил некоторых обобщений ввиду сложности самого объекта. С целью формирования геоморфологической основы дальнейшего районирования для и картографирования берегов учитывалось их геологическое и геокриологическое строение, характер литодинамических процессов и иные факторы. Было выделено две основные группы берегов, сложенных прочными коренными породами осадочными четвертичными И отложениями (табл.). Прибрежные четвертичные отложения практически повсеместно находятся в многолетнемерзлом состоянии.

| Тип берега   | Общая     |  |
|--|-----------|--|
|  | протяжен  |  |
|  | ность, км |  |
| Берега, выработанные в прочных коренных породах:     |           |  |
| Абразионные и абразионно-денудационные, выработанные |           |  |
| в скальных породах                                   | 5327      |  |
| Термоденудационные, образованные выводными           |           |  |
| ледниками  | 576       |  |
| Берега, сложенные рыхлыми отложениями                | (включая  |  |
| многолетнемерзлые породы):                           |           |  |
| Абразионные с термоабразионным или абразионно-       |           |  |
| термоденудационным береговым уступом                 | 2365      |  |
| Абразионные с отмершим или отмирающим береговым      |           |  |
| уступом, окаймленным аккумулятивной террасой         | 542       |  |
| Абразионно-денудационные и термоденудационные (в     |           |  |
| заливах, проливах и губах)                           | 7600      |  |
| Аккумулятивные выровненные, с примкнувшей            |           |  |
| аккумулятивной террасой и приливной осушкой (включая | 4020      |  |
| приустьевые аккумулятивные формы – косы, бары)       |           |  |
| Аккумулятивные отмелые, лагунно-бухтовые и дельтовые |           |  |
| (включая лайды)                                      | 5710      |  |
| Bcero:   | 26140     |  |

Таблица. Морфодинамические типы берегов Карского моря

Структурно-тектонические и геологические различия в строении побережья обусловили многообразие современных типов берегов Карского моря. На архипелаге Новая Земля, о. Вайгач, Югорском полуострове севернее устья р. Кара и побережье Таймыра восточнее Пясинского залива и западнее Диксона преобладают абразионные и абразионно-денудационные

берега, выработанные в прочных коренных породах. На юго-восточном побережье Югорского полуострова южнее Амдермы, западном и северном побережье полуострова Ямал распространены берега с термоабразионным или абразионно-термоденудационным береговым уступом, чередующиеся с выровненных аккумулятивных берегов участками И отмелых с примкнувшими аккумулятивными формами и лагунно-бухтовых берегов (о. Торасавей, о. Левдиев, зал. Мутный, о-ва Шараповы Кошки и др.). Обширные пространства в юго-западной части моря занимают морские лайды, которые особенно широко распространены в кутовой части Байдарацкой губы. На побережье полуостровов Тазовский и Гыданский, на северо-западном берегу Енисейского залива и к западу от Пясинской губы на открытых участках преобладают термоабразионные берега, в губах и заливах – термоденудационные берега, а также обширные пространства неволновой аккумуляции. Особенностью Новой Земли и Северной Земли является распространение в береговой зоне выводных ледников. образующих ледяные термоденудационные уступы. Среди островов Карского моря множество сложено коренными скальными породами и характерным является абразионный и абразионно-денудационный тип берега, намывные острова, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями, подвергаются абразионным и термоабразионным процессам, аккумулятивные участки имеют меньшую протяженность.

Представленную типизацию можно рассматривать как универсальную для исследуемого района, поскольку использование емких наименований допускает вариации содержания каждого выделенного типа берега, столь необходимые при районировании и картографировании таких сложных объектов. При изменении масштаба картографирования типизация может быть расширена. Переходы между отдельными типами берега зачастую плавные и различия обнаруживаются лишь при сопоставлении участков, расположенных на некотором расстоянии друг от друга. Резкие границы сопряженных берегов разного типа. как правило. совпадают геологическими границами, разломами, ориентированными под углом к береговой линии. Зачастую зона контакта подчеркнута элементами гидросети и/или разновысотным положением кровли коренных пород. Устья рек, равно как и выдающиеся в море мысы, нередко разделяют области с различными литодинамическими условиями, а соответственно, и с различными типами берега.

Распространение протяженность И отдельных типов берегов в исследуемом районе весьма неравномерно, что подчеркивает различия морфоструктурного, геологического и геоморфологического строения характера расчленения береговой линии. Проведенное побережья. районирование, картографирование и статистический анализ показали, что абразионного типа (абразионно-денудационные, преобладают берега термоабразионные и термоденудационные). Аккумулятивные участки в совокупности занимают менее 40% протяженности береговой линии Карского моря.

Результаты выполненного геоморфологического районирования использованы для оценки экологической чувствительности берегов Карского моря к разливам нефти [9].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sensitivity mapping for oil spill response. London: IMO. IPIECA. OGP, 2012. 39 p.

2. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 400 с.

3. Воскресенский К.С., Совершаев В.А. Роль экзогенных процессов в динамике арктических побережий // Динамика арктических побережий России. М.: МГУ, 1998. С. 35–48.

4. Совершаев В.А. Береговая зона арктических морей // Геоэкология Севера. М.: МГУ, 1992. С. 55-60.

5. Совершаев В.А. Задачи изучения морских побережий в криолитозоне в целях регионального хозяйственного освоения // Материалы первой конференции геокриологов России. Кн.1. Часть 3. Динамическая геокриология. М.: МГУ, 1996. С. 494–503.

6. Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики. Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геогр. наук по специальности 25.00.25 – геоморфология, эволюционная география. С-Пб., 2015. 26 с.

7. Авенариус И.Г., Ермолов А.А., Мысливец В.И., Репкина Т.Ю. Рельеф и некоторые аспекты палеогеографии позднего валдая – голоцена в районе о. Варандей (Баренцево море) // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перегляциала. Кн.1. Апатиты, 2001. С. 135–147.

8. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Геоморфология дна Карского моря // Динамика арктических побережий России / Под ред. В.И. Соломатина и др. М.: географический факультет МГУ, 1998. С. 102–115.

9. Ермолов А.А., Илюшин Д.Г., Исаченко А.И., Кизяков А.И., Павлов В.А. Методические подходы к оценке экологической чувствительности берегов арктических морей к разливам нефти (на примере Карского моря) // Инженерные изыскания. 2016. № 5–6. С. 28–39.

Geomorphological zoning, morphodynamic typology and mapping of the coast of the Kara Sea showed that the distribution and extent of individual types of banks in the region are highly uneven. The shore is dominated by abrasion of the type accumulation sections together occupy less than 40% of its coastline.

# Килесо А.В.<sup>1, 2</sup>, Гриценко В.А.<sup>1, 2</sup>

(<sup>1</sup>Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта, Калининград, <u>gritsenko\_vl@mail.ru;</u> <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: aleksandr.kileso@gmail.com)

### Орографические риски прибрежной зоны моря Kileso A.V.<sup>1,2</sup>, Gritsenko V.A.<sup>1,2</sup>

(<sup>1</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow)

### Orographic risks of the sea coast

Ключевые слова: геоэкологические риски, абразия, ветро-волновое воздействие, шторм, взвесь, придонные гравитационные течения, транспорт взвеси, разрушение берегов

Исследование природы орографического риска для прибрежной зоны Калининградской области показало на возможность возникновения интенсивных придонных взвесенесущих течений, способных безвозвратно унести значительные объемы взвешенного в воде материала в глубинную часть моря.

Вопросам морфолитодинамики прибрежной зоны Калининградской области посвящено достаточное количество работ [1-4]. В последние годы, в связи с некоторыми изменением метеорологической обстановки [5], участились факты «исчезновения» пляжей, размыва берегов, вплоть до случая частичного разрушения основания Куршской косы. При этом формы поперечной миграции лонных процессы осалков на глубину И рассматривался недостаточно полно. Модельные расчеты [6, 7] показали на принципиальную возможность формирования вдольсклоновых взвесенесущих течений, способных выполнить перенос песка от берега в глубинную часть моря. На возможность возникновения такого рода самоподдерживающихся течений еще в 1953 г указал Г.И. Баренблатт [8]. В современное время вопросу изучения мощных вдольсклоновых взвесенесущих течений посвящено достаточное количество работ [1-4, 6, 9].

Физико-географическая содержательность возможного процесса нанесения ущерба прибрежной зоне в виде размыва берега, абразии склона дна и безвозвратного «ухода» песка из зоны обрушения ветровых волн на глубину в виде вдольсклоновых плотностных течений [9, 10] позволяет классифицировать обозначенную опасность как орографический риск для прибрежной зоны моря [11].

Целью данной работы стало изучение потенциальных условий возникновения и предварительная оценка возможности существования орографического риска для прибрежных акваторий Калининградской области.

Хорошо известно, что поступление осадочного материала в береговую зону моря Калининградской области происходит, главным образом, в

результате абразии подводного склона и размыва последствий обрушения берегов. В период шторма средней силы в 5 см от дна содержание взвеси менялось от 0.5 до 50–70 г/л, при осредненном значении около 10 г/л [3, 4]. Средние за месяц значения концентрации взвеси в придонных слоях на севере Самбийского полуострова достигали 15 мг/л в зоне обрушения волн, снижаясь до значений 0.5–4.5 мг/л на глубинах 13–15 м [4].

Инструментальные измерения показали [1, 3, 4], что распределения поверхностных осадков по подводному склону Светлогорской бухты имеют преобладающее вдольбереговое простирание полей песка и алеврита. Мористая граница распространения мелкозернистого песка и алеврита располагается обычно в пределах 15-метровой изобаты. При измерениях были также обнаружены «языки выноса» мелкозернистого песка и алеврита до 18-20 м. После экстремальных штормов эпизодически фиксировалось их распространение до глубин в 30 м. Экспериментальные исследования фактов формирования показали наличие в зоне обрушения волн значительных объемов воды с высокой концентрацией взвешенного в ней материала – свыше 70 г/л в экстремальные шторма. Такого уровня значение избыточной плотности воды более чем достаточно для возникновения интенсивных придонных течений на склоне дна [6, 12], в том числе – и катастрофических по своей силе [10].

Известно [6], что вдольсклоновые плотностные течения могут играть заметную роль в транспорте взвешенного материала из прибрежной зоны моря в его глубинную часть. Благодаря активному взаимодействию с донными осадками и способностью к переносу взвешенного в воде гравитационные течения способны материала придонные вносить существенный вклад в динамику донных осадков [6, 9, 10]. Так, например, в Балтийском море [13] в местах затоков и распространения плотных вод из Северного моря отчетливо прослеживается система каналов, образованная в результате эрозионной деятельности придонных гравитационных течений. Кроме того, многочисленные исследования динамики вод в подводных каньонах [2, 10, 14] показали, что такого рода морфологические особенности рельефа дна являются основными маршрутами уноса в море значительных по величине объемов насыщенных взвесью вод во время штормов в виде придонных гравитационных потоков. Таким образом, оценка влияния на транспорт взвешенного и осадочного материала будет неполной без учета конкретных особенностей рельефа дна и их влияния на возможности возникновения и развития придонных гравитационных течений.

Анализ результатов эхолотных промеров первых трех километров от береговой линии Калининградской области позволило получить картину рельефа дна с высоким пространственным разрешением по глубине в 0.5–1 м до изобаты в 30 м. На общем фоне побережья Калининградской области отчетливо выделяются районы с большой изменчивостью поверхности дна:

Светлогорская бухта, мыс Гвардейский, мыс Таран и район поселка Синявино (у п. Янтарный). В данных районах зафиксировано наличие систем подводных «каналов» на дне, для которых характерны повышенные значения углов наклона. Так максимальные значения углов наклона дна в отмеченных районах варьируются в диапазоне от 1.5 до 2 градусов. На других участках побережья у Куршской и Вислинской кос, в районе от п. Янтарный до г. Балтийск наблюдаются более пологие подводные склоны, с углами наклонов в среднем меньшими 0.7 градусов и отсутствием выраженных поперек изобат неоднородностей рельефа дна.

В районе Светлогорской бухты, который особенно важен для Калининградской области с точки зрения рекреации и туризма, можно выделить несколько потенциальных путей «ухода» пляжевого материала от берега на глубину (рис.).



Балтийское море

Рисунок. Особенности донной топографии в районе Светлогорской бухты. Выделены области (черные овалы) в которых отмечаются потенциальные «каналы» выноса песчаного материала на глубину во время штормов в виде гравитационных взвесенесущих потоков. Изобаты (черные линии) последовательно пробегают значения от 0 до 30 м с шагом 1 м.

Углы наклонов дна в районах отмеченных каналов (на рис. 1 выделены овалами) в среднем составляется 1 градус, на отдельных участках достигая 2 градусов. Как было показано в [10], образования для самоподдерживающегося взвесенесущего гравитационного потока достаточно угла наклона дна 0.5 градуса. В то время как наклон дна примерно в 3 градуса [12] может приводить к возникновению катастрофических придонных взвесенесущих течений.

Таким образом, во время штормового воздействия на берег и дно взвешенный со дна и смытый с пляжей материал (в том числе и песок

разных фракций) может быть унесен в виде придонных взвесенесущих гравитационных течений на глубину за изобату 30 метров по отмеченным «каналам». Причем песок уносится безвозвратно и уже не может вернуться на берег, что приводит к его большим скоплениям на глубинах 30 метров [1]. Данный процесс, повторяющийся в каждый шторм приводит к дефициту песчаного материала у берега, интенсивному размыву и отступлению берегов в данных районах.

Косвенным подтверждением изложенного сценария могут служить результаты многолетних наземных береговых наблюдений [15], которые показали, что именно в районах с повышенными углами наклонов и изрезанностью дна, наблюдается наиболее сильный размыв берегов. Так, при средней скорости отступания берегов от 0.1 до 0.25 м в год на северном берегу Самбийского полуострова, в районах мыса Гвардейский, г. Пионерского и г. Светлогорск скорости отступания берегов достигают более 1 м в год. Аналогичная ситуация характерна и для западного побережья, где для районов с отмеченными неоднородностями фиксируется отступление берегов, а в районе с более пологими подводными склонами берег остается стабильным. Данные наблюдения показывают хорошую корреляцию, на качественном уровне, между участками побережья Калининградской области с сильным размывом берегов и выделенными участками подводного склона, для которых характерно наличие подводных «каналов» на дне.

Выполненный анализ процессов абразии в береговой зоне Калининградской области позволил, следуя [11], выделить еще один тип геоэкологических рисков - орографического риска прибрежной зоны моря.

Структурно-функциональное исследование природы периодически возникающей опасности для прибрежной зоны Калининградской области показало на возможности возникновения и развития мощных коротко живущих придонных взвесенесущих течений. В условиях сочетания штормового насыщения взвесью прибрежных вод и наличия на дне поперечных к берегу морфологических особенностей в виде каналов течения такого класса способны безвозвратно унести значительные объемы взвешенного в воде материала в глубинную часть моря.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-41029 РГО\_а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / Гл. ред. О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.

2. Леонтьев И.О. Оценка поперечного потока наносов на границе прибрежной зоны // Океанология, 2008. Т. 48. № 1. С. 132–138.

3. Жаромскис Р.Б. Движение наносов в прибрежной зоне юго-восточной Балтики // Водные ресурсы. 2000. Т. 27. № 1. С. 53-62.

4. Блажчишин А.И., Бабаков А.Н., Чечко В.А. Концентрация и состав

взвешенных наносов Калининградского взморья // Проблемы изучения и охраны Куршской косы. Калининград: АО ИО РАН, 1998. С. 31–58.

5. Стонт Ж.И., Чубаренко Б.В., Гущин О.А. Изменчивость гидрометеорологических характеристик для побережья Юго-Восточной Балтики // Известия РГО. 2010. Т. 142. Вып. 4. С. 48–56.

6. Самолюбов Б.И. Придонные стратифицированные течения. М.: Научный мир. 1999. 463 с.

7. Gritsenko V., Sviridov N. Role of Storms in Formation of Turbulent Sea Currents in the Near-Shore Zone // J. Baltica. Vilnius. 1999. V. 12. P. 28–31.

8. Баренблатт Г.И. О движении взвешенных частиц в турбулентном потоке // Прикладная математика и механика. 1953. Т. 17. № 3. С. 261–274.

9. Крыленко В.В., Косьян Р.Д., Крыленко М.В., Подымов И.С. Поступление твердого материала в прибрежную зону в районе г. Геленджика в результате экстремального ливня // Океанология. 2014. Т. 54. № 1. С. 97.

10. Музалевский А.А., Карлин Л.Н., Экологические риски: теория и практика. СПб.: РГГМУ, ВВМ, 2011. 448 с.

11. Hsu K.J. Physics of Sedimentology. Springer, 2004. 240 p.

12. Жмур В.В., Сапов Д.А., Нечаев И.Д. и др.. Интенсивные гравитационные течения в придонном слое океана // Известия академии наук. Серия физическая. 2002. Т. 66. № 12. С. 1721–1726.

13. Свиридов Н.И., Сивков В.В., Руденко М.В., Тримонис Э.С. Геологические следы придонных течений в Готландской впадине Балтийского моря // Океанология. 1997. Т. 37. № 6. С. 928–935.

14. Puig P., Ogston A.S., Mullenbach B.L. et al. Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin // J. of Geophys. Res. 2004. V. 109. C03019.

15. Бобыкина В.П., Карманов К.В. К геоэкологии берегов Калининградской области (по результатам мониторинга) // Известия Калининградского государственного технического университета. № 35. 2014. С. 44–57.

The article analyses a particular type of geo-ecological risks which leads to intensive erosion of beaches and abrasion of the bottom slope. Structural and functional study of the nature of the recurrent danger for the coastal zone of the Kaliningrad region (Russian Federation) has shown the possible incidence of intensive pulsed bottom currents with suspended solids.

## Ковачев С.А.

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

### Геометрия зоны Беньофа до и после сильнейших землетрясений с эпицентрами в районах островных дуг и активных континентальных окраин Kovachev S.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## Geometry of the Benioff zone before and after the strongest earthquakes with epicenters in the regions of island arcs and active continental margins

Ключевые слова: зона Беньофа, сильнейшие землетрясения, Курилы, Суматра, Чили, Тохоку-Оку

Обнаружен ранее неизвестный эффект расширения зоны Беньофа до сильнейших коровых землетрясений, происходящих во фронтальных частях островных дуг и активных континентальных окраин, и сужения после землетрясений

Эпицентры сильнейших землетрясений на Земном шаре приурочены к островным дугам и активным континентальным окраинам, и связаны с процессом субдукции (погружением океанической литосферы под континентальную). Этот процесс трассируется так называемыми зонами Беньофа, которые образуют наклонные сейсмофокальные слои, погружающиеся в мантию Земли до глубин порядка 700 км.

Сильнейшие землетрясения происходят в районе мест изгиба погружающейся литосферы, в так называемых островодужных выступах (Суматринское землетрясение М=9.0, 2004 г.; Тохоку-Оку М=9.0, 2011 г. Япония, Фукусима; Чилийские землетрясения 2010 г. М=8.8).

О глубокофокусных предвестниках сильнейших коровых землетрясениях в зонах Беньофа упоминает японский сейсмолог К. Моги в своей книге «Предсказание землетрясений» [1].

В 2006 г. силами ИО РАН и ТОИ ДВЦ РАН в центральной части Курильской островной дуги (о. Симушир) был выполнен эксперимент по мониторингу землетрясений с использованием автономных донных сейсмографов [2]. В результате обработки полученных данных и с привлечением данных наземных сейсмостанций [3] был обнаружен ранее неизвестный эффект. За несколько лет до сильнейших коровых землетрясений, произошедших в районе о. Симушир в 2006 и 2007 гг. (М=8.6, 8.3 соответственно) сейсмофокальный слой (зона Беньофа) имел толщину 100–150 км, а после землетрясений его мощность сократилась до 30–50 км [4] (рис. 1).



Рисунок 1. А – зона Беньофа за 9-ти летний период до Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг., Б – зона Беньофа за 9-ти летний период после Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг.

Были проведены аналогичные исследования для Великого японского землетрясения Тохоку-Оку (2011 г.), волны цунами от которого нанесли значительные повреждения конструкциям АЭС Фукусима. Были построены вертикальные глубинные разрезы с проекциями очагов землетрясений на вертикальную плоскость вкрест Японского желоба, персекающие очаговую зону.

Использовались данные о мантийных (с глубиной очага свыше 100 км) землетрясениях из каталога Метеорологического агенства Японии за период наблюдений с февраля 2007 г. по февраль 2015 г. [5], произошедших в радиусе 1000 км от центра эпицентральной зоны землетрясения Тохоку. На рис. 2А показаны проекции очагов землетрясений в полосе  $\pm 225$  км от оси вертикальной плоскости, произошедших за период 4 года до землетрясения Тохоку, а на рис. 2Б – очаги землетрясений произошедших в той же полосе за период 4 года после землетрясения. Как и в случае с Симуширскими землетрясениями, зона Беньофа после сильнейшего землетрясения сужается.

Аналогичные построения были сделаны для сильнейшего Суматринского землетрясения 2004 г. (М=9), вызвавшего разрушительное цунами в Индийском океане. Были использованы данные из каталога Геологической службы США [3] за период наблюдений с февраля 2000 г. по февраль 2008 г. Выбирались землетрясения, произошедшие на расстоянии 800 км от очага основного толчка и попавшие в полосу ±250 км от оси вертикальной плоскости, секущей Андаман-Суматринскую островную дугу.

Полученные разрезы представлены на рис. ЗА, Б. Из рисунков видно, что зона Беньофа также меняется (сужается) после основного толчка.

Аналогичный эффект наблюдается для землетрясения, произошедшего 11 апреля 2012 г. в районе Северной Суматры с магнитудой М=8.2. Геометрия зоны Беньофа за 3 года наблюдений до землетрясения не очевидна, а после землетрясения за тот же период наблюдений она приобретает хорошо выраженную линейную форму (рис. 4А, Б).

Разрезы, построенные перпендикулярно Чилийскому желобу до и после двух землетрясений, произошедших 27 февраля 2010 г. с магнитудами М=8.8, за период наблюдений с марта 2006 г. по март 2014 г., представлены на рис. 5А, Б. Разрезы построены по данным геологической службы США [3].



Рисунок 2. Проекции очагов землетрясений: А – произошедших за период 4 года до землетрясения Тохоку, Б – произошедших за период 4 года после землетрясения



Рисунок 3. Разрезы с проекциями очагов землетрясений на вертикальную плоскость, построенную ортогонально Андаман-Суматринской островной дуге, А – за 4-х летний период наблюдений до землетрясения 2004 г., Б – за четырехлетний период наблюдений после землетрясения

Из рисунков видно, что после сильнейших землетрясений 2010 г. в районе Чилийского желоба зона Беньофа на глубинах свыше 120 км становится практически линейной. Можно высказать предположение, объясняющее обнаруженный эффект. Перед сильнейшим мелкофокусным землетрясением с очагом во фронтальной части островной дуги субдуцирующая плита испытывает максимальное давление со стороны литосферного выступа [6], которые приводят к ее деформации по всей длине до глубины порядка 600-700 км. После землетрясения давление снимается и плита выпрямляется. Возможны и другие объяснения.



Рисунок 4. Геометрия зоны Беньофа в районе Северной Суматры: А – до землетрясения, произошедшего 11 апреля 2012 г., Б – после землетрясения

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда (Грант № 14-50-00095 «Мировой океан в XXI веке: климат, экосистемы, ресурсы, катастрофы») и по Государственному заданию № 0149-2014-0025.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.

2. Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Морские сейсмологические наблюдения в районе Центральных Курил перед катастрофическими землетрясениями в ноябре 2006 г. (М=8.3) и январе 2007 г. (М=8.1) // Физика Земли. 2009. № 9. С. 48–65.

 Search Earthquake Catalog: [Электронный ресурс] // USGS. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/. (Дата обращения: 18.02.2016).
Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А., Крылов А.А. Особенности сейсмичности района Центральных Курил до катастрофический землетрясений M = 8.3 (15.11.2006 Г.), M = 8.1 (13.01.2007 Г.) и после них // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464. № 6. С. 735–739.

 Нуросепters: [Электронный ресурс] // Japan Meteorological Agency. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/. (Дата обращения: 10.02.2016).
Трубицын В.П. Изгибные деформации плит в модели сильных субдукционных землетрясений // Физика Земли. 2012. № 2. С. 3–13.



Рисунок 5. Геометрия зоны Беньофа до (А) и после (Б) Чилийских землетрясений, произошедших 27 февраля 2010 г. с магнитудами М=8.8

An earlier unknown effect of expansion of the Benioff zone to the strongest crustal earthquakes occurring in the frontal parts of island arcs and active continental margins was discovered, and narrowing after earthquakes.

## Корнева М.С., Яковенко И.В., Черных А.А., Редько А.Г., Васильев В.В.

(ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» ВНИИОКЕНГЕОЛОГИЯ, Санкт-Петербург, e-mail: yakovenco@yandex.ru)

#### К вопросу об учете ледниковых толщ при построении карт аномального гравитационного поля Компече M.S. Velevenke I.V. Chernytch A.A. Bedke A.C.

# Korneva M.S., Yakovenko I.V., Chernykh A.A., Redko A.G., Vasiliev V.V.

(«The All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after academician I. S. Gramberg» VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg)

## Accounting for contribution of glaciers in gravity anomaly field

Ключевые слова: аномалия Буге, гравитационное моделирование, ледник

Проведено исследование по оценке влияния мощных ледниковых толщ на результаты расчетов гравитационных аномалий в редукции Буге. Выполнено моделирование подледной поверхности, позволяющее оценить мощность ледниковой толщи. На основе данного моделирования введена поправка в аномальное гравитационное поле и построена цифровая модель и карта аномалий Буге. Последняя, являясь довольно грубым приближением, в отсутствие экспериментальных данных, несомненно более пригодна для геологической интерпретации, нежели карта без учета влияния ледниковых покровов.

В рамках работ по созданию геофизической основы к геологической карте масштаба 1:1 000 000 третьего поколения к листам U-45-48 (о. Комсомолец) было проведено исследование по оценке влияния ледниковых толщ на результаты расчетов гравитационных аномалий в редукции Буге.

Особенностью площади листов U-45-48 является наличие мощных (сотни метров) ледниковых покровов над островами архипелага Северная Земля (рис. 1).

Несомненно, эти толщи вносят весомый вклад в формируемое гравитационное поле. Так, использование известной формулы для расчета гравитационного эффекта от плоскопараллельного слоя, дает аномалию амплитудой 19,3 мГал от слоя мощностью 500 м (значение, достигаемое в центре ледника Академии наук) при плотности льда 0.92 г/см<sup>3</sup>. Это существенно меньше, нежели эффект от слоя той же мощности, но со стандартной плотностью 2.67 г/см<sup>3</sup> (55,9 мГал).

Таким образом, очевидно, что для создания достоверной цифровой модели и, в конечном счете, гравиметрической карты в редукции Буге на площадь, занятую мощным ледником, необходимо учитывать геометрию и разницу плотностей гравитирующих объектов (льда и его основания).

К сожалению, на первом этапе получить информацию о рельефе подледной поверхности в пределах архипелага Северная Земля не удалось. В качестве приближения, авторы были вынуждены создать модели, основанные на наблюдении, что чаще всего поверхность под ледником повторяет его дневной рельеф.



Рисунок 1. Карта рельефа суши и дна акватории в северной части арх. Северная Земля. Линии показывают положение модельных разрезов через ледниковые толщи. Белые площади заняты ледниками.

Данное допущение подтверждается экспериментально установленным гляциоморфологическим разрезом ледника на о. Ушакова, к западу от района исследований (рис. 2).



Для построения моделей (рис. 4) мощности каждого из ледников на площади изучаемых листов использовались цифровые данные о рельефе, контурах ледников и топографические основы.

Алгоритм построения таких моделей рассмотрим на примере ледника Академии наук. По значениям рельефа, взятым из точек пересечения контура ледника с изолиниями рельефа, строилась поверхность тренда 1-го или 2-го порядка, представляющая собой первое приближение модели поверхности. Вычисление подледной более сложной модельной поверхности земли под ледником проводилось по формуле (1):

L = (R - N)k + N, (1) где R – поверхность рельефа; N – поверхность 1-го или 2-го порядка; L – модельная поверхность рельефа под ледником. Коэффициент к подбирался с условием, при котором максимальная мощность модели ледника (R-L) равнялась/приближалась полученной максимальной мощности,

литературных источников либо предполагаемой по результатам анализа топографических карт. В рамках рассматриваемого примера максимальная мощность ледника Академии наук не превышала 500 м.

ИЗ

Схематическое взаимоотношение перечисленных поверхностей показано на рис. 3. Анализ всех имеющихся данных показал, что для ледника Академии наук, равно как и для близлежащих ледников, наилучшим образом подходит коэффициент k, равный 0.33.





Рисунок 3. Схематическое изображение поверхностей, используемых при моделировании, в разрезе.

После получения 3-D модели рельефа подледной поверхности с помощью ПО Geosoft Oasis Montaj рассчитывались две поправки за промежуточный слой – для ледников (с плотностью 0.92 г/см<sup>3</sup>) и подстилающих горных пород выше нулевого уровня (со средней плотностью 2.3 г/см<sup>3</sup>). Суммарная поправка за промежуточный слой для расчета аномалий в редукции Буге вычислялась как сумма двух указанных поправок. В результате работ была построена итоговая карта аномального гравитационного поля в редукции Буге.


Рисунок 4. Разрезы модельных поверхностей вдоль линий, показанных на рис. 1.



Рисунок 5. Финальные цифровые модели АГП в редукции Буге: *а* – без учета влияния ледников; *б* – с учетом влияния ледников; черная линия – контуры ледников.

Сравнение карт аномального гравитационного поля в редукции Буге без учета (рис. 5а) и с учетом влияния ледниковых толщ по вышеописанной

технологии (рис. 5б), наглядным образом демонстрирует существенный вклад ледников в структуру поля. Отсутствие прямых экспериментальных данных о рельефе подледной поверхности на первом этапе исследований делает полученные результаты лишь приближением в решении указанной задачи. Однако, демонстрируемая на рис. 5б карта гравитационных аномалий несомненно более пригодна для геологической интерпретации. Недавно была получена эмпирическая информация о строении подледной поверхности, которая будет использована на следующем этапе исследований.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Трешников А.Ф. Атлас Арктики. М.: Главное управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 1985.

The investigation was made to evaluate the effect from thick ice sheets on the results of calculations of Bouguer gravity anomalies. In the absence of experimental data, the modeling was made in order to estimate the thickness of the ice sheets. Based on given models, a correction was applied to free-air anomaly gravity grid and Bouguer anomalies grid was constructed. Resulting the Bouguer anomalies map approximates real situation only, owing to absence of experimental data. Nevertheless, it is undoubtedly more valid for geological interpretation than a map, constructed without taking into account of the gravity effect from glaciers.

## Кохан А.В.<sup>1</sup>, Дубинин Е.П.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>ООО «Сварог», Москва, e-mail: <u>kkkk1987@mail.ru</u>; <sup>2</sup>Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва)

### Тектоническое строение и этапы развития восточной части Юго-Западного Индийского хребта Kokhan A.V.<sup>1</sup>, Dubinin E.P.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Svarog LLP, Moscow; <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Museum of Earth Sciences, Sector of geodynamics, Moscow)

# Tectonic structure and stages of development of the eastern part of the Southwest Indian ridge

Ключевые слова: Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ), спрединг, геодинамика, тектоника, морфоструктуры

Комплексный анализ морфоструктурной сегментация рифтовой зоны и флангов восточной части ЮЗИХ позволил выявить ряд морфоструктурных провинций и обозначить несколько этапов развития хребта. Формирование литосферы хребта происходило в условиях многократно менявшихся кинематики спрединга, степени влияния горячей точки Марион и вдольосевого изменения температуры подстилающей мантии.

Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) протягивается с юго-запада на северо-восток на 7700 км от тройного соединения (ТС) Буве (55° ю.ш., 0°40' в.д.) до ТС Родригес (25° ю.ш., 70° в.д.). Хребет классифицируется как ультрамедленный, скорость спрединга на хребте убывает с запада на восток и изменяется от 1.6 до 1.27 см/год [1]. Развитие хребта привело к формированию двух разнородных участков – более древней западной части к западу от 42° в.д. и более молодой – к востоку от 42° в.д. Развитие восточной части хребта началось около 70–80 млн. лет назад и было связано с расколом Гондваны в Индо-Мадагаскарском секторе и миграцией на восток тройного соединения Родригес [2].

Работа посвящена анализу тектонического строения и истории развития восточной части хребта, расположенной к востоку от 42° в.д. Основной целью исследований был анализ пространственно-временного изменения морфоструктур участка хребта от начала спрединга. Работа основывалась на глобальных цифровых моделях рельефа дна, мощности осадочного чехла и вертикального гравитационного градиента (ВГГ), компиляции пикировок линейных магнитных аномалий (ЛМА), глобальной модели изменения конфигурации литосферных плит [3-6],И их границ а также опубликованных геолого-геофизических данных по району исследования [1].

Формирование участка ЮЗИХ к востоку от 42° в.д. началось с раскола на линии о. Мадагаскар – хребет Гунерус около 120 млн. лет назад. К западу

спрединг продолжался начиная с 160–165 млн. лет назад [6]. Одной из причин раскола континентальной литосферы могла послужить активность горячей точки Марион, в ходе которой сформировалось магматическое Мадагаскарское плато. В течение периода от 120 до 72–75 млн. лет назад в районе к востоку от плато существовало тройное соединение, сопряженное с центром активности плюма Марион и/или его ответвлений, сформировавших поднятие Конрад и южную часть Мадагаскарского плато [7].

Эволюция границ плит в регионе на отрезке 70-80 млн. лет назад остается неясной. Предположительно, произошел крупномасштабный перескок оси спрединга к северо-востоку, с одновременным началом раскола на линии Мадагаскар-Индостан и началом миграции ТС Родригес на северо-восток. Быстрая миграция ТС Родригес была обусловлена перемещением блока континентальной литосферы Индостана постоянными перескоками Центрального и Юго-Восточного Индийского хребтов в северо-восточном направлении. Перескок оси хребта мог быть перемещением активности горячей точки стимулирован В район современного плато Крозе от плато Конрад и/или возникновением нового ее ответвления. С отрезка 68-70 млн. лет назад начинается формирование восточной части ЮЗИХ [6, 7]. След ТС Родригес в виде шовных зон (палеограницы, или псевдоразлома) между корой, сформированной на ЮЗИХ, Центральном и Юго-Восточном Индийском хребтах служит границей участка дна, рассмотренного в настоящей работе.

На основе цифровых моделей ВГГ, рельефа дна и аномального магнитного поля были выделены внеосевые следы трансформных разломов (ТР), нетрансформных смещений (НТС) и гетерогенные блоки внеосевой литосферы. Совместно с пикировками ЛМА и опубликованными оценками скорости спрединга [2] это позволило проследить изменения кинематики спрединга BO времени. Детальные батиметрические данные опубликованные геолого-геофизические данные показывают современную геодинамическую обстановку спрединга в рифтовой зоне хребта. С использованием методики изложенной в работе [7] была построена цифровая модель остаточной батиметрии. Она показывает аномалии глубин дна обусловленные неравномерным прогревом литосферы за вычетом осадочного чехла и эффекта равномерного остывания литосферы с возрастом.

Вдоль оси хребта разграничиваются четыре сектора с различным строением литосферы, историей развития и геодинамикой спрединга. Границы между секторами проходят по трансформным разломам Индомед (46° в.д.), Галиени (56°20′ в.д.), Мелвилл (60°45′ в.д.) и их внеосевым следам (рисунок).

Вкрест оси выделяются блоки литосферы, фиксируемые в ее морфоструктурном плане по изменению блокового строения и сегментации.

Границы блоков приурочены к этапам изменения кинематики спрединга на хребте. Литосфера блока 1 формировалась на этапе 48–68 млн. лет при скорости спрединга около 18–19 мм/год; блока 2 – на этапе 40–48 млн. лет при увеличении скорости от 18–19 мм/год до 28–30 мм/год; блока 3 – на этапе 20–40 млн. лет назад при скорости 28–30 мм/год и ее резком сокращении до 14–15 мм/год на отрезке 20–25 млн. лет назад; блока 4 – при скорости 14–15 мм/год на отрезке 0–20 млн. лет назад, оценки скорости спрединга приведены по данным [2].





<u>Сектор I.</u> На участках блоков 1 и 2 наблюдаются несегментированная литосфера и положительные аномалии остаточной батиметрии, что свидетельствует о возможном воздействии горячей точки. На участках блоков 3 и 4 литосфера сегментирована и вероятно формировалась в условиях слабого прогрева. Это может быть связано с увеличением амплитуды смещений трансформных разломов Индомед и Дискавери, что, согласно численному моделированию в работе [8], могло привести к блокировке вдольосевого астеносферного потока.

<u>Сектор II</u>. На всем протяжении формирования сектора характерна слабая сегментация литосферы только на участках блока 3. Для сектора в целом характерны положительные аномалии остаточной батиметрии. Для участка

коры с возрастом моложе 6–8 млн. лет характерна аномалия в виде плато, обусловленная импульсом воздействия горячей точки [1]. Такое строение может быть обусловлено постоянным воздействием горячей точки с относительным ослаблением ее воздействия на этапе 20–40 млн. лет назад

<u>Сектор III.</u> Для сектора характерна высокая сегментированность коры. Следы внеосевых нарушений не наблюдаются только на участках блока 1, для которых также характерна положительная аномалия остаточной батиметрии. На границах блоков 1 и 2 начинается формирование НТС и/или небольших TP, которые впоследствии трансформируются в полноценные TP на участках блоков 3. На участках блоков 4 часть из TP вновь трансформируется в НТС.

<u>Сектор IV.</u> Для сектора характерна минимальная сегментированность коры и отрицательная аномалия остаточной батиметрии, следы НТС наблюдаются только на участке блока 3.

Наряду со скоростью спрединга менялось и его направление, что прослеживается в ориентировке блоковых поднятий, ТР и НТС. На границе блоков 1 и 2 происходил поворот направления спрединга на 10–25° по часовой стрелке (от 140–150° до 150–175°), блоков 2 и 3 – на 20–25° по часовой стрелке (от 150–175° до 190–195°), блоков 3 и 4 – на 10–15° против часовой стрелки (от 190–195° до 180–185°).

Строение рифтовой зоны хребта свидетельствует о понижении температуры мантии в восточном направлении от сектора II. В этом направлении возрастает длина амагматических сегментов, амплитуда HTC, возрастают осевые глубины.

Таким образом, сектора I и II формировались под воздействием горячей точки, снизившемся на участках блока 3. В секторе I воздействие горячей точки могло быть блокировано ТР на участках блоков 3 и 4. Сектора III и IV формировались в условиях убывающей к востоку температуры мантии. Влияние горячей точки могло проявляться на участках блока 1 сектора III.

В пределах сектора III при увеличении скорости спрединга от 18–19 до 28–30 мм/год на участках блока 2 наблюдалась сегментация НТС, при этом вероятно наблюдалось сокращение интенсивности воздействия горячей точки. На участках блока 3 для литосферы сектора характерна сегментация ТР формировавшихся при скоростях спрединга 28–30 мм/год. Падение скорости спрединга до 14–15 мм/год на участках блока 4 привело к трансформации части ТР с небольшой величиной смещения в НТС [9]. В пределах сектора IV, формировавшегося в условиях минимальной температуры мантии при падении скорости спрединга НТС испытали отмирание.

Слабая степень сегментации литосферы трансформными разломами и нетрансформными смещениями характерна для двух случаев: влияние горячей точки (сектор II полностью и сектор III, период 48–68 млн. лет назад) и отсутствие влияния горячей точки при скорости спрединга ниже

18–19 мм/год (сектора I, III, IV, период 0–20 млн. лет назад). Повышение скорости спрединга до 28–30 мм/год при отсутствии влияния горячей точки приводило к формированию сегментации ТР и НТС (сектор III и IV, период 20–48 млн лет назад). Уточнение роли факторов (влияние горячей точки, изменение скорости спрединга, температура подстилающей мантии) на каждом этапе требуют детальных исследований внеосевой литосферы.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № №16-17-10139).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sauter D., Cannat M. The ultraslow spreading Southwest Indian ridge // Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. Geophysical Monograph Series. 2010. V. 188. P. 153–173.

2. Cande S., Patriat P. The anticorrelated velocities of Africa and India in the Late Cretaceous and early Cenozoic // Geophys. J. Int. 2015. V. 200. P. 227–243.

3. Weatherall P. et al. A new digital bathymetric model of the world's oceans, Earth and Space // Science. 2015. V. 2. P. 331–345.

4. Seton M. et al. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // Geochem. Geophys. Geosyst. 2014. V. 15, doi: 10.1002/2013GC005176.

5. Sandwell D., Muller D., Smith W. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346. P. 65–67.

6. Matthews K. et al. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // Global and Planetary Change. 2016. V. 146. P. 226–250.

7. Zhang T., Lin J., Gao J. Interactions between hotspots and the Southwest Indian Ridge during the last 90 Ma: implications on the formation of oceanic plateaus and intra-plate seamounts // Sci. China Earth. Sci. 2011. V. 54. N 8. P. 177–1188.

8. Georgen J., Lin J. Plume-transform interactions at ultra-slow spreading ridges: implications for the Southwest Indian Ridge // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4, doi:10.1029/2003GC000542.

9. Baynes A. et al. Evolution of the Southwest Indian Ridge from 55°45'E to 62°E: Changes in plate-boundary geometry since 26 Ma // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. V. 8. doi:10.1029/2006GC001559.

Complex analyses of morphostructural segmentation of the rift zone and flanks of the eastern part of the SWIR was performed. It allowed distinguishing of several morphostructural provinces and stages of the ridge evolution. Formation of the lithosphere of the ridge occurred under numerous changes of spreading kinematics, Marion hotspot influence and along-axis changes of underlying mantle temperature.

## Левченко О.В.<sup>1</sup>, Ананьев Р.А.<sup>1</sup>, Веклич И.А.<sup>1</sup>, Иваненко А.Н.<sup>1</sup>, Маринова Ю.Г.<sup>1</sup>, Сборщиков И.М.<sup>1</sup>, Кольцова А.В.<sup>2</sup>, Шмельков Б.С.<sup>2</sup>, Белоус О.В.<sup>3</sup>

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: <u>olevses@mail.ru;</u> <sup>2</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва; <sup>3</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток)

### Геофизическая съемка на Восточно-Индийском хребте в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров»

## Levchenko O.V.<sup>1</sup>, Ananiev R.A.<sup>1</sup>, Veklich I.A.<sup>1</sup>, Ivanenko A.N.<sup>1</sup>, Marinova Yu.G.<sup>1</sup>, Sborshchikov I.M.<sup>1</sup>, Kolcova A.V.<sup>2</sup>, Shmelkov B.S.<sup>2</sup>, Belous O.V.<sup>3</sup>

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytic Chemistry RAS, Moscow; <sup>3</sup>Ilyichov Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

# Geophysical survey over the Ninetyeast Ridge in cruise 42 of RV Akademik Boris Petrov

Ключевые слова: Индийский океан, Восточно-Индийский хребет, внутриплитный, подводная гора, батиметрия, сейсмопрофилирование, магнитная аномалия

Детальные геофизические исследования были проведены в 42 рейсе НИС "Академик Борис Петров" в северной части Восточно-Индийского хребта в январе-марте 2017 г.На 3 полигонах рядом со скважинами глубоководного бурения ODP/DSDP была проведена съемка с многолучевым эхолотом, а также получены геомагнитные и сейсмические данные. Северная часть хребта представляет собой серию эшелонированных блоков, разбитых разломами северо-восточного и северозападного простираний. В результате геомагнитной съемки были построены карты магнитных аномалий и сделаны предварительные оценки глубины залегания магнитных тел.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 1970-80-е гг. прошлого века регулярно проводил геолого-геофизические исследования в восточной части Индийского океана: 54 (1974) и 58 (1976) рейсы НИС «Витязь», 25 (1980) и 31 (1984) рейсы НИС «Дмитрий Менделеев», 32 рейс НИС «Академик Курчатов» (1981), 22 рейс НИС «Профессор Штокман» (1989), 20 рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш» (1990) [1-3]. В них были собраны данные о рельефе дна, строении коры и литосферы, геофизических тектонике региона, изучены процессы осадконакопления полях. И магматизма. Были выявлены и исследованы уникальные внутриплитные восточной части Индийского океана, структуры включая самый протяженный в Мировом океане линейный Восточно-Индийский хребет (ВИХ). В 2007 г геолого-геофизические исследования здесь были

продолжены в рейсе # KNOXRR ИС Роджер Ревелл, в котором участвовал О.В. Левченко [4–7]. Однако оставалось множество вопросов о природе и эволюции этого внутриплитного асейсмичного хребта, ответы на которые искали с помощью моделирования с использованием спутниковых наблюдений [8].



Рисунок 1. Маршрут и основные геофизические полигоны 42 рейса НИС «Академик Борис Петров» в Индийском океане.

Геофизическая съемка на Восточно-Индийском хребте выполнена российскими исследователями в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» (январь-март 2017 г.) после почти 30-ти летнего перерыва. 42-й рейс был совмещен с перегоном судна, которое находилось в управлении Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, в Россию после многолетнего простоя в Индии и Китае с 2010 г. Для геофизических исследований использовался судовой акустический комплекс Atlas Hydrographic, переставленный в 2002 г с немецкого ИС «Полар Штерн». Он включал многолучевой эхолот ATLAS HYDROSWEEP DS-2 («Мультибим») и узколучевой параметрический профилограф ATLAS PARASOUND DS-2 («Парасаунд»), которые позволяли выполнить детальную батиметрическую съемку океанского высокоразрешающее сейсмоакустическое дна И профилирование донных осадков. Одновременно на скорости 9 узлов магнитометром MPMG-4. выполнялась гидромагнитная съемка с являющимся оригинальной разработкой Института океанологии им. П.П. Ширшова, на полигонах детальных исследований и по маршруту судна Тяньзинь – Сингапур – Суэц – Калининград (рис. 1).

Акустический комплекс НИС «Академик Борис Петров» позволил провести в рейсе работы, связанные с картированием и структурнотектоническим анализом для уточнения разломной тектоники северного сегмента Восточно-Индийского хребта. Этот «асейсмичный» хребет находится в аномальной сейсмичной зоне [9], где регистрировались афтершоки двух землетрясений 2012 г с M> 8 в котловине Вартон [10]. До сих пор выделение и картирование разломных нарушений в придонных отложениях И поверхности дна, с которыми связаны подобные выполнить было сложно из-за низкого разрешения землетрясения. имеющихся сейсмических профилей. Данные многолучевой батиметрии простирание позволили уточнить структур океанского лна. а высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование - продолжаются ли разломы в придонных отложениях и поверхности дна. Детальная морфологическая характеристика поверхностного строения в сочетании с магнитной съемкой дала интересный материал для интерпретации глубинного строения Восточно-Индийского хребта. Магнитные аномалии позволили оценить глубинное строение океанической литосферы, вплоть до границы изотермы Кюри, т.е. фактически до границы мантии. Последние работы по этой тематике в Институте океанологии свидетельствуют о большем вкладе в наблюдаемые аномалии нижних слоев океанической литосферы за серпентинизированных счет И средне-температурно измененных слагающих их пород слоев.



Рисунок 2. Восточно-Индийский хребет, Полигон 1: слева карта рельефа дна, справа карта аномального магнитного поля.

В соответствии с программой рейса, составленной с учетом полученных ранее результатов, основные геофизические работы в 42 рейсе в северной части ВИХ выполнялись на трех полигонах детальных исследований и одном микрополигогне между 5° с.ш. и экватором (рис. 1). Были выполнены съемка многолучевым эхолотом (кроме полигона 2, где эхолот был неисправен), сейсмоакустическое профилирование и гидромагнитная съемка. Полигон 1 в районе скв. ОDP 758 примерно совпадает с одним из полигонов рейса KNOX06RR ИС «Роджер Ревелл». Результаты батиметрической и сейсмоакустической съемки существенно уточнили

морфологию и строение выявленных здесь ранее морфоструктур, прежде всего двух главенствующих в рельефе дна возвышенностей (палеовулканов) (рис. 2). Многие выявленные новые детали рельефа являются отражением молодых структурно-тектонических элементов коры, которые частично выражены и в аномальном магнитном поле.



Рисунок 3. Восточно-Индийский хребет, микрополигон: слева карта рельефа дна, справа карта аномального магнитного поля.

Северный сегмент Восточно-Индийского хребта, где расположены все структурном отношении три полигона, в представляет систему эшелонированных блоков северо-восточного простирания, отчетливо проявляющихся в батиметрической карте. Эта древняя часть ВИХ, сложенная магматическими породами возраста 82 млн. лет (полигон 1, скв. 758) и 78 млн. лет (полигон 2, скв. 216), сформировалась на ранней стадии дрейфа Индийской плиты над горячей точкой Кергелен. Детальные работы на полигонах подтвердили преобладание здесь нарушений северовосточного простирания и возможно мощных магматических зон такого направления, отраженных в магнитном поле. По-видимому, сдвиговые смещения при формировании ВИХ играли существенную структурную роль образовании ослабленных зон для проникновения магматического в материала. Данные по современным землетрясениям говорят о наличии здесь левых сдвигов [9]. Однако в прошлом ситуация могла быть иной и 63 млн.лет назад в котловине Вартон спрединг был таков, что Индия двигалась на север в несколько раз быстрее Австралии [11]. Т.е. в районе ВИХ, повидимому, был правый сдвиг, с которым в северной части хребта связаны трещины отрыва северо-восточного простирания с проникновением по ним магматических продуктов.

Подводные горы, обнаруженные в пределах Восточно-Индийского хребта (рис. 3), имеют сложную вулкано-тектоническую природу и могут быть связаны с серпентинитовыми протрузиями в зонах дизъюнктивных нарушений. По результатам геомагнитной съёмки глубины магнитных тел здесь достигают более 20 км и приурочены к областям тектонических дислокаций. Наиболее интересными с точки зрения геолого-тектонического изучения ВИХ являются впервые обнаруженные слабо выраженные в рельефе, но создающие интенсивные магнитные аномалии объекты с оцениваемой глубиной до центра магнитных масс порядка 5–7 км ниже поверхности дна.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-35-60023 мол\_а\_дк.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 255 с.

2. Геофизические поля и строение дна океанских котловин. М.: Наука, 1990.

3. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin. Memoir #39. Geological Society of India, Bangalore, 1998.

4. Левченко О.В., Сэгер В.В., Фрей Ф.А. и др. Новые геолого-геофизические данные о строении Восточно-Индийского хребта// Доклады Академии Наук, 2010. Т. 434. № 1. С. 120–125.

5. Krishna K.S., Abraham H., Sager W.W. et al. Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from spreading records in adjacent oceanic basins and age constraints of the ridge// Jorn.Geoph.Res. 2012. V. 117. B04101. 19 p. doi:10.1029/2011JB008805.

6. Sager W.W., Paul C.F., Krishna K.S. et al. Large fault fabric of the Ninetyeast Ridge implies near-spreading ridge formation// Geophysical Research Letters. 2010. V. 37. L17304, doi:10.1029/2010GL044347.

7. Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. Тектоника хребта Девяностого градуса// Океанология. 2014. Т.54. № 2. С. 252–266.

8. Sreejith K.M., Krishna K.S. Spatial variations in isostatic compensation mechanisms of the Ninetyeast Ridge and their tectonic significance // Jour. Geophys. Res. 2013. V. 118. P. 1–20.

9. Petroy D.E., Wiens D.A. Historical seismicity and implications for diffuse plate convergence in the northeast Indian Ocean // J. Geoph. Res. 1989. V. 94. P. 12301–12319.

10. Andrade V., Rajendran K. The April 2012 Indian Ocean earthquakes: Seismotectonic context and implications for their mechanisms // Tectonophysics. 2014. V. 617. P. 126–139.

11. Шрейдер А.А. Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 319 с.

Detailed geophysical surveys were carried out in the 42 cruise of *RV Akademik Boris Petrov* in January-March, 2017 over the Northern Ninetyeast Ridge. Multibeam echosounder bathymetry, magnetic and seismic reflection data were collected on 3 polygons near the ODP/DSDP sites. The Northern Ninetyeast Ridge consists of separate en-echelon blocks with recent faults of NW and NE trends. As a result of geomagnetic analysis were build maps of magnetic anomalies and were estimated depth of magnetic sources.

### Ломтев В.Л. Срыв коры под Японским и Охотским окраинными морями (ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: <u>v.lomtev@imgg.ru)</u>

Lomtev V.L. Crustal glide under the Japan and Okhotsk marginal seas

Ключевые слова: окраинное море, кора, островная дуга, рамповый желоб, зона Беньофа, срыв коры, тектонопара «шарьяж–призма», мелкофокусная сейсмичность

По данным НСП, МОГТ, бурения и сейсмологии рассматриваются признаки аллохтонной коры под Японским и Охотским морями и ее срыв к востоку. Среди них: покровное строение тихоокеанских склонов Хонсю и Курильской островных дуг с тектонопарой «шарьяж–призма», мелкофокусная сейсмичность, строение северного, камчатского фланга зоны Беньофа и др.

Японское море. В плане оно располагается над зоной Беньофа (рис. 1; [1]). По данным ГСЗ здесь предполагали нормальное, без срыва, залегание коры на мантии [2]. Однако накапливаются данные о срыве коры. Среди них выделим материалы по мелкофокусной, в основном коровой, сейсмичности Японо-Сахалинской дуги и Восточной Азии (рис. 1; [1, 3–5]), преднеогеновой активной окраине Сихотэ-Алиня с фронтальным взбросонадвигом и компенсированным палеогеновым краевым прогибом [1], контрастному (>5–10 км) рельефу акустического фундамента впадины Японского моря [2], дискордантности Сахалина сейсмоизобатам курильской секции зоны Беньофа [3], изгибу Японо-Сахалинской дуги к востоку, смещению к востоку GPS-пунктов между Байкалом и о-вом Хонсю после мегаземлетрясения Тохоку 11.03.2011 г. [5].

Отдельно остановимся на покровном строении тихоокеанского склона CB Хонсю, ключевым элементом которого является шарьяж Ойасио (рис. 2). Он имеет клиновидную форму и располагается на выходе зоны Беньофа (рис. 1). Его слагают докайнозойские породы фундамента мощностью более 8 км. Шарьяж слагает среднюю, ступенчатую часть тихоокеанского склона и надвинут на клин низкоскоростных, кайнозойских пород аккреционной призмы. Его сместитель на временных разрезах МОГТ выделяется благодаря заметному (>1–2 км/с) скачку скорости распространения продольных волн и акустической жесткости. По данным глубоководного бурения опорные отражающие границы в кровле фундамента аллохтона и автохтона изохронны (поздний мел). Т.о., налицо сдваивание фундамента и кайнозойского чехла во фронте дуги Хонсю. В корне мощность шарьяжа достигает 10–20 км. Его видимое смещение к востоку составляет 30–40 км, а с учетом покровного баланса осадков – 90±5 км. Возраст тектонопары и смежного рампового желоба составляет 0.5–1 млн. лет [6, 7].



Рисунок 1. Совмещенный разрез встречных фокальных зон и профиля МОГТ JNOC2: 1 – фронт аккреции, 2 – вулканический фронт, 3 – асейсмичный фронт, 4 – фронт шарьяжа Ойасио, 6 – корень шарьяжа и тепловой минимум по С. Уэда; 7 – подвижный автохтон (СЗ плита Пацифики); 8 – аккреционная призма. Черные точки и их рои: микроземлетрясения. На врезке: комбинированная модель очага землетрясения фокального ромба (O); C<sub>1</sub>C<sup>1</sup>, C<sub>2</sub>C<sup>2</sup> – надвиговые составляющие, ориентированные

вдоль зон Беньофа (I) и Тараканова (II) соответственно. Тонкие стрелки показывают смещения в очагах землетрясений верхних фокальных плоскостей зон I и II [1], жирные стрелки – региональное боковое сжатие в коре и подстилающей мантии.



Рисунок 2. Глубинные широтные разрезы МОГТ JNOC1,2 и ORI78-3,4 на севере Японского желоба. Их положение см. в [1, 7]. Вертикальный и горизонтальный масштаб в км. 1 – кровля фундамента автохтона (а) и аллохтона (б); 2 – разломы сжатия предполагаемые (а) и установленные (б); 3 – отражающие площадки, связанные с линзами турбидитов (а) или сместителями надвигов в аккреционной призме (б); 4 – аккреционная призма (сгущение точек) и кайнозойский чехол аллохтона и автохтона. Пунктиры со стрелкой – разломы фундамента и направление смещения по ним; жирная стрелка – направление смещения шарьяжа Ойасио.

Следствия надвига дуги Хонсю: 1) асимметричное опускание автохтона (СЗ плита) под нагрузкой тектонопары «шарьяж–призма» и формирование рампового желоба в обстановке бокового сжатия коры и верхней мантии; 2) тектонический срез и аккреция чешуй кайнозойского чехла перед и под шарьяжем Ойасио при его движении по восстанию кровли автохтона (СЗ плита); 3) кора под дугой Хонсю и Японским морем сорвана с основания (площадной аллохтон) к востоку в связи с отсутствием продольного раздвига параллельного Японскому желобу и сопоставимых с шарьяжем Ойасио размеров [2].



Рисунок 3. Глубинные разрезы НСП (ПР 8/7, 6/7, 4/7, 2/7, 2, 3, 4, 7, 8) и МОГТ (ПР 1-1, 1-0, 1-2) через внутренний борт Курильского желоба в масштабе 1:1 [7]. Вертикальный и горизонтальный масштабы в км. 1 – кровля фундамента внешнего (а) и внутреннего (б) склонов желоба; 2 – прозрачный слой (кайнозойский чехол и аккреционная призма); 3-отражающие площадки в прозрачном

слое: а – линзы слоистых осадков (турбидиты), б – разломы призмы; 4 – разломы фундамента установленные (а) и предполагаемые (б). Цифра 1 на разрезах – фронт аккреции.

Охотское море. В плане оно в основном располагается над зоной Беньофа ([3]). По данным ГСЗ и КМПВ здесь фиксировали нормальное, без срыва, залегание коры [8]. Вместе с тем накапливаются данные о ее мобильности. Среди них выделим материалы по мелкофокусной, в основном коровой, сейсмичности Охотского моря и его обрамления [1]), дискордантность Сахалина сейсмоизобатам курильской секции зоны Беньофа [3]. Отдельно остановимся на строении тихоокеанского склона Курильского дуги (рис. 3) и северного фланга зоны Беньофа. Ключевым элементом склона является шарьяж Пегаса. Он имеет клиновидную форму, но местами представляет собой пакет тектонических пластин на выходе зоны Беньофа [3, 7]. Шарьяж слагают докайнозойские породы фундамента, драпированные кайнозойским чехлом. Он формирует среднюю. ступенчатую часть тихоокеанского склона Курильской дуги и полого надвинут на клин низкоскоростных и дислоцированных кайнозойских пород аккреционной призмы мощностью 2–3 км и шириной 10–13 км (см. профили МОГТ 1700 и 1639 ОАО «Дальморнефтегеофизика» в [8]). Видимая мощность шарьяжа достигает 5–6 км, предполагаемая в корне ~15 км. Его видимое смещение по горизонтали составляет 20–25 км, предполагаемое – 80–100 км. Возраст тектонопары и смежного рампового желоба составляет 0.5–1 млн лет [6]. Следствия надвигания Курильской дуги: 1) асимметричное опускание автохтона (СЗ плита) под нагрузкой тектонопары и формирование рампового желоба в обстановке бокового сжатия; 2) тектонический срез и аккреция чешуй кайнозойского чехла перед и под шарьяжем Пегаса при движении по восстанию кровли автохтона; 3) срыв коры под Курильской дугой и Охотским морем, т.к. отсутствует параллельный желобу раздвиг сопоставимых с шарьяжем размеров [8].

Строение северного фланга зоны Беньофа. В [4] представлена новая геометрия ее северного фланга. Она основана на распределении слабых (магнитуда < 4, K<sub>s</sub> = 8-10) землетрясений, зарегистрированных в 1962–2004 гг. с точностью ± 5-10 км. Всего построено 17 поперечных и 6 продольных (А-Е) разрезов. На рис. 4 представлены фрагмент схемы расположения и продольных разреза А-В между вулканическим фронтом три И тихоокеанской окраиной Камчатки. На разрезах 1-17 зона Беньофа - это наклонный (40-50°) клин (дерево разлома) до глубин ~200 км, в котором местами намечается расслоение на два фокальных слоя (сравни с рис. 1). Ключевой интерес имеет пологий выход зоны Беньофа к поверхности на севере Камчатки между вулканическим фронтом и районом мыса Африка. Наклон зоны на разрезах А и Б достигает 39°, что близко ее падению на разрезах 16, 17. На разрезе В наклон зоны достигает 29° и она сливается с коровой сейсмичностью, поэтому ее падение определяется по подошве. Пологий подъем зоны Беньофа на севере Камчатки надежно фиксирует северный край глубинного надвига Евразии на ложе Пацифики с системами дуга-желоб во фронте. Отсутствие крупных раздвигов на батиметрических картах дуг и окраинных морей региона указывает на срыв коры и покровное, надвиговое строение восточной окраины Евразии.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Особенности строения и геодинамики тектоносферы северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей. Владивосток: Дальнаука, 2016. 148 с.

2. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.

3. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.

4. Селиверстов Н.И. Структура сейсмофокальной зоны Камчатки // Вестник

КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. № 9. С. 10-26.

5. Shestakov N.V., Takahashi H. et al. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // Tectonophysics. 2012. V. 524–525. P. 76–86. doi: 10.1016/j.tecto.2011.12.019.

6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55-63.

7. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.

8. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.



Рисунок 4. Фрагмент схемы расположения и разрезы А–В плотности распределения энергии слабых (8 ≤ K<sub>s</sub> ≤ 10) землетрясений [4]. S – область повышенной сейсмичности на глубинах 120–180 км.

Signes of allochthonous crust under Japan & Okhotsk marginal seas and here glide to the east are examined from SCP (seismic continuous profiling), CDP (common depth point), deep-sea drilling and seismology data. Among them: nappe structure of Pacific slopes of the Honshu & Kuril island arcs (tectonopiar "nappe–prism"), shallow seismicity, structure of northern, Kamchatka flank of Benioff zone and others.

## Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Восточной Камчатки

(ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: <u>v.lomtev@imgg.ru</u>) Lomtev V.L.

# On the structure of some landforms of East Kamchatka Pacific margin

Ключевые слова: тихоокеанская окраина Камчатки, Шипунский горст, склоновая антиклиналь, намывная дамба, дюна, каньон, оползень.

По данным промера и непрерывного сейсмического профилирования методом отраженных волн исследовано строение некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Восточной Камчатки. Среди них: Шипунский горст и антиклиналь на его южном склоне, намывные дамбы и дюны, каньоны и блоковые оползни. Также рассматриваются вопросы генезиса исследуемых форм.

В докладе представлены результаты исследования тихоокеанской окраины Камчатки по данным промера и НСП. К этому региону существует устойчивый интерес, обусловленный его неплохой геофизической изученностью, высокой сейсмо- и цунамиактивностью [1–3]). Ниже описано строение восточного окончания Шипунского горста, подводных каньонов и блоковых оползней, намывных дамб и осадочных волн (рис. 1, 2). НСП проводилось в рейсах НИС «Пегас»-1977 и НИС «Вулканолог»-1978.

Шипунский горст. Близ сейсмопрофиля он сужается к востоку (подводный структурный нос одноименного п-ова Восточной Камчатки). Горст драпирован кайнозойским чехлом разной мощности (рис. 1, 2а). Так, на южном склоне его мощность достигает 250-700 м, а вершине и северном склоне горста - 50-100 м. Молодыми разломами горст отделен от батиальных впадин Авачинского и Кроноцкого заливов. Основной разлом отделяет вершину и северный склон горста от южного склона. Изгиб слоев книзу у плоскости этого разлома указывает на взбросовый характер смещений фундамента на южном склоне, которые привели к изгибанию слоев кайнозойского чехла и образованию т.н. склоновой антиклинали. Складка сквозная, поскольку выделяется в чехле и фундаменте. Утонение кайнозойских осадков к своду указывает на конседиментационный режим ее формирования. Заметное различие в гипсометрии и мощности кайнозойского чехла свидетельствуют о том, что южный склон Шипунского горста еще недавно был частью батиальной впадины Авачинского залива. Отметим выдержанный наклон аваншельфа к северо-востоку и заглубление его внешнего края до 1600 м, что на 600 м ниже платообразных вершин хребтов-выступов в Кроноцком заливе [2-4]. Перекос Шипунского горста связан с опусканием дна впадины Кроноцкого залива в тылу глубинного надвига зоны Беньофа [1, 5].



Подводные каньоны. Широко распространены на подводных окраинах. По поводу их генезиса высказаны десятки гипотез. Остановимся на строении двух каньонов на юге Камчатского залива близ устья р. Сторож (рис. 1, 2б). Они прорезают кайнозойский чехол мощностью 500-600 м, залегающий на неровной, клавишной кровле фундамента. Дно каньонов располагается в опущенных блоках, а борта и межканьонный массив - в приподнятых на 200-300 м блоках. Таким образом, налицо сочетание контрастной тектоники блоков фундамента и глубинной эрозии кайнозойского чехла. Межканьонный массив уцелел вероятно из-за устойчивости пород фундамента к размыву. Следовательно, ЭТИ данные указывают на тектоно-эрозионную природу каньонов [6].

Рисунок 1. Морфографическая схема верхней части тихоокеанской окраины Восточной Камчатки с положением интерпретированных фрагментов профилей НСП [7]: 1 – шельф; 2 – аваншельф; 3 – уступы; 4 – каньоны; 5 – континентальный склон.

Подводные оползни. Распространены на подводных склонах крутизной более 0.14–0.22°

[8]. По данным НСП на тихоокеанской окраине Камчатки оползни обнаружены в верхней и средней частях континентального склона, а также бортах Камчатского и Авачинского каньонов. Среди них преобладают блоковые (структурные) и деструктурные или оползни-потоки. Мощность их изменяется от 10-20 до 200-800 м, объем достигает 20-50 км<sup>3</sup> и более. Блоковый оползень протяженностью 9.8 км и мошностью 250-270 м расположен на правом борту Камчатского каньона на глубинах 910-1350 м (рис. 1, 2в). Он имеет некоторые присущие данному типу элементы: вогнутую поверхность скольжения, структуры сжатия и растяжения, тыловую массу слабодеформированных осадков [7, 8]. Однако есть и некоторые особенности: в частности, в рельефе не выражена депрессия растяжения (оползневая депрессия), тыловая масса осадков имеет неоднородное по сейсмоакустическим свойствам строение. Важно отметить, поверхность что скольжения выделяется повышенной акустической жесткостью отражающих границ оползня. Примером OT в теле

деструктурного оползня служит оползень мощностью до 600-800 м на юге впадины Камчатского залива [4]. Поверхность его бугристая, сильно расчленена эрозионными врезами. Обилие дифрагированных волн указывает на разрушение слоистой структуры верхней толщи чехла при сползании.

Висячий подводный оползень объемом 17-20 км<sup>3</sup>, мощностью до 150– 400 м и протяженностью 6 км обнаружен на юго-западном склоне хребта Камчатского мыса Его крутизна достигает 9° на глубине 2370 м (рис. 1, 2г). На протяжении 10–12 км фронтальная часть оползня образует крутой (~35°) левый борт Камчатского каньона. Поверхность скольжения оползня выходит на высоте ~130 м над его дном (2500 м), что определяет гравитационную неустойчивость сползающего тела (висячий оползень). Его сползание возможно частями или целиком с образованием порога в каньоне и вероятно локального цунами. Таким образом, для нормальной жизнедеятельности международного порта и райцентра Усть-Камчатск необходимо доизучение висячего оползня на левом борту Камчатского каньона и численное моделирование предполагаемого оползневого цунами.



Рисунок 2 Фрагменты разрезов НСП НИС «Пегас»-1977 и «Вулканолог»-1978 [7]: а фрагмент разреза НСП через Шипунский горст: 1, 2 – границы и вершина горста, 3 – сквозная склоновая антиклиналь, 4 – дюнное поле аваншельфа, 5 – кровля фундамента, 6 – разломы, 7, 8 – впадины Кроноцкого и Авачинского заливов; б – фрагмент разреза НСП через каньоны Сторож (1, 2) в Камчатском заливе: 3 – верхняя толща кайнозойского чехла, 4 русловые отложения, 5 - кровля фундамента, 6 – разломы; в – фрагмент разреза НСП через правый борт Камчатского каньона: 1, 2деструктурные оползни, возможно, намывные дамбы, 3 – структурный (блоковый) оползень: 3/1 – плоскость скольжения, 3/2 – передовой блок слоистых слабодеформированных

осадков, 3/3 – структура сжатия в головной части оползня, 3/4 – тыловая гетерогенная масса осадков, 3/5 – разлом (структура) растяжения и стенка срыва; г – фрагмент разреза НСП через юго–западный склон хребта Камчатского мыса: 1 – висячий оползень, 2 – Камчатский каньон, 3 – главная поверхность скольжения; д – фрагмент разреза НСП через северо–восточную часть впадины Кроноцкого залива:

 2 – подводные дюны, 3 – зона перекрытия дюн; е – фрагмент разреза НСП через Жупановский каньон: 1 – намывные дамбы, 2 – подошва дамб, 3 – современные

улановский канон. 1 – намывные дамов, 2 – подошва дамо, 5 – современные русловые отложения, 4 – более древние русловые отложения. Вертикальный масштаб на разрезах НСП в метрах, горизонтальный масштаб – в километрах или часах при средней скорости профилирования 5–7 узлов; положение профилей см. в [2, 3, 7].

Дюны (осадочные волны). Небольшие асимметричные аккумулятивные гряды на пологих склонах, вытянутые вдоль изобат. Известны в широком спектре глубин, в том числе на шельфе [9]. Происхождение их связывают с переносом песчано-илистых осадков придонными течениями. Р. Харли одним из первых описал их на внешних склонах намывных дамб (прирусловые валы) абиссальных каналов на северо-востоке ложа Тихого океана, где их образование обусловлено переливом мутьевых потоков. Изучение разрезов НСП по тихоокеанской окраине Камчатки позволило выявить здесь три участка распространения дюн. Два из них расположены на поверхности аккумулятивных шлейфов по периферии батиальной впадины Кроноцкого залива на глубинах 3500-3600 м (рис. 1, 2д), третий на аваншельфе Шипунского горста на глубинах 500-1500 м (рис. 1, 2а). Ширина дюн достигает 5.0–5.3 км во впадине и 0.8–2.2 км на аваншельфе, соответственно 45-60 высота И 10 - 20М. Судя по положению сейсмопрофилей дюны ориентированы субпараллельно изобатам [2, 3]. На рис. 2д отчетливо видны следующие особенности строения дюн: 1) выпуклый изгиб каждого слоя параллельно смещается снизу вверх в направлении склона; 2) осадочные слои не деформированы, что указывает на отсутствие оползневых явлений; 3) на участке перекрытия дюн отмечается эрозионный контакт; 4) асимметрия поперечного профиля дюн тесно связана с увеличением мощности слоев от пологого склона к крутому. Указанные признаки и морфометрия дюн на тихоокеанской окраине Камчатки характерны для аккумулятивных форм этого типа. Аналогичные образования, но в погребенном состоянии, хорошо видны на профиле НСП 42/7 через впадину Кроноцкого залива в сводке [3].

Намывные дамбы (прирусловые валы). Небольшие асимметричные аккумулятивные гряды на бортах подводных долин, обусловленные деятельностью мутьевых потоков [6]. Известны в широком спектре глубин, но чаще наблюдаются на шельфе, континентальном подножии и ложе океана. Изучение разрезов НСП по подводной окраине Камчатки позволило выявить намывные дамбы в Камчатском и Жупановском каньонах. Наиболее характерна дамба на левом борту Жупановского каньона в том месте, где он выходит из впадины Кроноцкого залива на внутренний склон Курило-Камчатского желоба (рис. 1, 2е; [7]). Ширина ее достигает 3.8 км, высота над дном каньона 200 м. В поперечном сечении дамба имеет асимметричную клиновидную форму, поскольку максимальную мощность она имеет под вершиной с уменьшением к краям. Рельеф слоев в целом

конформно повторяет морфологию намывной дамбы. Осадочные слои почти не деформированы и залегают в пологовогнутой депрессии (древнее русло каньона). Аналогичным образованием, видимо, является клиновидное тело мощностью до 300 м на правом борту Жупановского каньона (рис. 2е), хотя слоистость его осадков видна слабо видимо из-за газонасыщенности разреза.

Итак, в строении форм рельефа тихоокеанской окраины Восточной Камчатки выявлены признаки активной тектоники квартера, сползания кайнозойского чехла, в том числе на бортах крупных каньонов, глубинной эрозии и мутьевых потоков в каньонах, а также деятельности контурных течений на аваншельфе и в батиальных котловинах.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. Зб л.

2. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

3. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.

4. Ломтев В.Л., Воробьев В.М., Высоцкий С.В. Новые данные о рельефе и структуре северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий // Геология дна северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 29–40.

5. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.

6. Леонтьев О.К. Типы подводных долин // Геоморфология. 1979. № 4. С. 3– 15.

7. Ломтев В.Л. О некоторых формах рельефа тихоокеанской континентальной окраины Камчатки // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 64–69.

8. Ломтев В.Л., Корнев О.С., Сваричевская Л.В. Геологогеоморфологические предпосылки оползней в сейсмоактивных районах континентальных окраин Тихоокеанского подвижного пояса. Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980. №Б932521. 151 с.

9. Путанс В.А. Осадочные волны: современное состояние знаний // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2012. Т. 87, вып. 1. С. 25–37.

The structure of some landforms of East Kamchatka Pacific margin are described by sounding and seismic continuous data of reflection method (SCP RM). Among them: Shipunsky horst, anticline on its southern slope, levees and dunes (sedimentary waves), canyons and block slides. Issues of origin of studied landforms also considered.

### Мазарович А.О. (Геологический институт РАН, Москва, e-mail: <u>amazarovich@yandex.ru</u>) Тектоника и геоморфология дна Мирового океана: термины и определения Mazarovich A.O. (Geological institute RAS, Moscow) Worlds Ocean Tectonic and Geomorphology: termins and definitions

Ключевые слова: тектоника, геоморфология, океан, термины

Проведен анализ состояния терминологии по тектонике, геодинамике и геоморфологии Мирового океана. Рассмотрены принципы формирования терминов, их многозначность, транслитерация, а также неудачные термины и переводы.

Терминология в научной литературе определяет значение того или иного понятия, которое понятно всем специалистам и служит инструментом, который позволяет формировать научные теории и принципы общения. Она, также как и любой язык, постоянно видоизменяется и, соответственно, требует постоянной систематизации и уточнения.

Формирование терминов в области тектоники и геоморфологии морей и океанов резко отличается от понятий «сухопутной геологии» и основано на: плановой ориентация одного объекта по отношению к другому («срединный хребет» или «mid-oceanic ridge», «поднятие внутреннего (внешнего) угла» или «inside (outside) corner» т.д.); определении положения объекта под водой («глубоководный желоб» или «deep-sea trench», «подводная гора» или «seamount» т.д.); объединении геологических, геоморфологических, геодинамических понятий, без смыслового геологического контроля («долина разлома» или «fracture valley»); введение образных понятий («черный курильщик» – «black smoker»); поддержке глобальных геодинамических построений («субдукция» – «subduction», «спрединг» – «spreading», «горячая точка» – «hot spot» и т.д.).

Транслитерация терминов и их многозначность. Многие англоязычные термины имеют два, а иногда и больше значений, которые отличаться по смыслу – например, «drift», «chimney». Непродуманная транслитерация англоязычной терминологии приводит к путанице в русскоязычной литературе. Например, существует русский термин «экзарационная борозда» или «борозда выпахивания». Это протяженное, иногда очень сложной конфигурации в плане, углубление в дне, которое сформировалось при воздействии на него нижних частей (килей) айсберга или ледника. В англоязычной литературе существуют термины-синонимы «furrow», «iceberg gouges», «iceberg scours», «iceberg turbation», «iceberg plough marks», «iceberg keel marks». При транслитерации можно получить соответственно: «фарроу», «гауджес», «скоурс», «турбешн», «плоумарк» или «плугмарк», «кильмарк». Итого в отечественной геологической литературе можно ожидать появление семи излишних терминов.

Транслитерация англоязычных терминов на русский язык может привести также к их неблагозвучности на русском языке или его неоднозначности. В англоязычной геологической литературе существует термин «fan», точный перевод которого - «конус выноса». Однако в отечественной литературе появились примеры прямого перевода - «фановая система», «фановый генезис», «фановый комплекс». Уместно напомнить, что в русском языке – «<u>фановый</u> ... предназначенный для удаления нечистот, грязной воды» (<u>http://www.endic.ru/gallicism/Fanovyj-29074.html</u>). Ситуация, при которой можно однозначно принять транслитерацию невозможность замены англоязычного термина из-за отсутствия аналогов в низкотемпературные гидротермальные русском языке. Например, выбрасывающие хлопьевидный материал биологического источники, происхождения

(http://www.pmel.noaa.gov/eoi/nemo/explorer/concepts/snowblowers.html) были названы «snowblower». В данном случае оправдано применение транслитерации – «сноублоуэр» или «сноублоэр». В иных случаях, замена терминов «оползень» на «сламп», «осыпи» на «талус», «мощности» на «толщины», копание канав и их описание на «тренчинг», «поперечный хребет» на «трансверсивный хребет» и др. представляется необоснованным.

Проблемы перевода терминов и последствия. В русскоязычной терминологии сосуществуют термины «окраинное море» и «краевое море» – «marginal sea». Два разных перевода привели к появлению двух терминов, которые стали восприниматься как обозначение разных структур. Автор предлагает, «под окраинным морем предлагается понимать только такой морской бассейн, который имеет протяженность в первые тысячи километров и связь с водами океана. В его пределах должны сосуществовать области с корой континентального и океанического типов. Последние отражены в рельефе одной или несколькими глубоководными котловинами, пределах могут находиться в которых фрагменты континентальной коры. Окраинное море должно ограничиваться, как минимум, одной островной дугой» [1, стр. 74]. Представляется, что термин "краевое море" необходимо исключить из русскоязычного тектонического "научного оборота" как излишний.

В последние годы в отечественной литературе стал появлятся термин «эскарп» как замена терминов «уступ», «обрыв». Он отсутствует в отечественных географических и геологических словарях, например [2]. «Лестница эскарпов могла служить источником И средством транспортировки гранитного обломочного материала» [3, стр. 34]. Представляется, что перевод основан на созвучии с термином «escarpment» - уступ, обрыв. Эскарп, как в русском языке, так и в английском, означает

167

противотанковое инженерное сооружение.

Проблемы в терминологии тектоники и геоморфологии шельфа и ложа Мирового океана иногда скрыты и в позиции самих исследователей, которые по разным причинам (корпоративный сленг, неверное понимание перевода и т.п.) допускают ошибки в применении того или иного термина. «Опробованы [на коренные породы! – АМ] склоны поднятия Менделеева, склоны и западное подножие хр. Ломоносова, батиаль в пределах котловины Подводников» [3, стр. 34]. Батиаль это толща воды на глубинах от 200 до 3000 м [2] в которой не могут находиться горные породы.

Таким образом, терминология по тектонике и геоморфологии Мирового океана нуждается в углубленном анализе понятий. Это необходимо для применения тех или иных терминов при создании палеогеодинамических реконструкций или палеотектонических построений. Транслитерация не должна приводить к необоснованной замене устоявшихся русских геологических терминов на английские.

Работа выполнена в рамках темы ГИН РАН «Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане» (государственная регистрация № 0135-2016-0013).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О. Окраинные моря – терминологический кризиз // Геотектоника. 2011. № 4. С. 60–78.

2. Котляков В.М., Комарова А.И. География: понятия и термины: пятиязычный академический словарь: русский-английский-французский-испанский-немецкий. М.: Наука, 2007. 859 с.

3. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

An analysis of the current state of tectonic, geodynamic and ocean geomorphology terminology has been carried out. Terms forming principles, polysemy, transliteration as well as examples of unsuccessful terms and their transition have been reviewed.

# Маринова Ю.Г.<sup>1</sup>, Левченко О.В.<sup>1</sup>, Портнягин М.В.<sup>2</sup>, Вернер Р.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: <u>marinova.ocean@gmail.com;</u> <sup>2</sup>Центр морских исследований им. Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия)

## Геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн в рейсе SO258/1 НИС «ЗОННЕ»

# Marinova Yu.G.<sup>1</sup>, Levchenko O.V.<sup>1</sup>, Portnyagin M.V.<sup>2</sup>, Werner R.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel)

## Geological and geophysical studies of the Ninetyeast Ridge and Osborn knoll during the RV "SONNE" cruise SO258/1

Ключевые слова: Восточно-Индийский хребет, плато Осборн, драгирование, сейсмопрофилирование, батиметрическая съемка

В июне-июле 2017 г. в рейсе немецкого научно-исследовательского судно «ЗОННЕ» SO258/1 проводились геолого-геофизические исследования в восточной части Индийского океана. На плато Осборн и в центральной части Восточно-Индийского хребта были выполнены батиметрическая съёмка многолучевым эхолотом (мультибим), сейсмическая съемка и драгирование.

Восточно-Индийский хребет является самым протяженным поднятием на дне Мирового океана и относится к «глыбовым» или «асейсмичным» хребтам. Протягиваясь более чем на 5000 км вдоль 90° в.д., хребет занимает ключевое положение в структуре восточной части Индийского океана. Хребет отчетливо выражен в рельефе дна от пересечения с Западно-Австралийским хребтом (Брокен) в районе 31° ю.ш. до 10° с.ш., где он исчезает под осадками Бенгальского конуса выноса. Далее до 17° с.ш. хребет прослеживается в виде погребенного антиклинального поднятия океанического базальтового фундамента. На 9° с. ш. хребет максимально близок к Зондской дуге и по результатам гравиметрических данных и моделирования находится на начальном этапе погружения в зону субдукции [2]. В пределах Восточно-Индийского хребта с севера на юг отчетливо выделяют три морфологически разных сегмента: северный (17° с.ш. – 7° ю.ш.), центральный (7-15° ю.ш.) и южный (15-33° ю.ш.) [1]. К западу от хребта на 15° ю.ш. расположено изометричное плато Осборн диаметром около 200 км. Вопрос происхождения Восточно-Индийского хребта является одним из актуальнейших в тектонике океанов. Наиболее распространенной версией является образование хребта в результате вулканизма горячей точки Кергелен области гигантского в

меридионального разлома, разделяющего Индийскую и Австралийскую литосферные плиты 38–83 млн. лет назад [1]. Для понимания эволюции хребта важную роль имеет выяснение особенностей его морфологии, а также строения осадочного чехла и вулканического основания.

В июне-июле 2017 г. в рейсе немецкого научно-исследовательского «ЗОННЕ» проводились геолого-геофизические исследования в судно части Индийского океана. Работы восточной были организованы Центром морских исследований им. Гельмгольца ГЕОМАР и Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера в рамках научного проекта INGON ("The Indian-Antarctic Break-up Enigma") [3]. Рейс начинался во Фримантле (Австралия) и заканчивался в Коломбо (Шри-Ланка). Маршрут был построен так, чтобы пересечь южную часть плато Осборн и Восточно-Индийский хребет в районе их сочленения (14-15° ю.ш., 86° в.д.). Этот район входит в полосу Маскаренско-Австралийского геотраверса (10–18° ю.ш), где более 20 лет назад были получены единичные сейсмические профили Центральной геолого-геофизической экспедицией. Несмотря на то, что в районе плато Осборн и примыкающей части хребта имеются редкие данные геолого-геофизических исследований, состав пород, слагающих вулканический цоколь, до сих пор не известен. В рейсе «ЗОННЕ» батиметрическая съёмка выполнялась многолучевым эхолотом (мультибим) Konsberg Simrad EM 120, позволяющим строить по маршруту судна детальную карту рельефа дна, сейсмическая съемка проводилась на профилографе ATLAS PARASOUND P70. Кроме того, на плато Осборн впервые было проведено драгирование.

При батиметрической съемке были закартированы подводные горы как на самом хребте, так и на плато. Морфологически они представляют собой, как вытянутые в субмеридиональном направлении крупные массивы, так и изометричные вулканические постройки. Верхняя часть осадочного чехла по сейсмическим данным представляет собой слоистую толщу, акустически более прозрачную в придонной части. В рельефе дна сводовой части хребта и плато Осборн выявлено множество мелкомасштабных морфоструктур (аккумулятивно-эрозионных осадочных тел), по-видимому, связанных с придонными течениями.

Драгирование плато Осборн в рейсе НИС «30HHE» SO258/1 проводилось на его южном фланге в интервале глубин 3971–3088 м. Драгой фрагментов были полняты несколько сильно измененных витрокластических туфов с максимальным размером обломков до 10 см, состоящих из полностью палагонизированных пепловых частиц и лапилли размером до 1 см в тонко-зернистом светло-розовом матриксе. Большое количество пузырей (до 50%), высокая степень первичной дефрагментации пепловых частиц и их оксисленность свидетельствуют о вероятном образовании туфа при субаэральных или мелководых эксплозивных извержениях. Вероятно, что драгированный материал представляет наиболее поздние продукты извержений в данном районе. Однако состав пород, слагающих основную часть плато Осборн, остается неизвестным.

В результате проведенных исследований была уточнена морфология дна и структура верхней части осадочного чехла центрального сегмента Восточно-Индийского хребта. Особенно эти результаты важны для района плато Осборн, где ранее подобные геофизические работы высокого разрешения, а особенно драгирование, не проводились.

Авторы благодарят капитана О. Мейера и экипаж НИС «ЗОННЕ», а также научный состав рейса за обеспечение бесперебойной работы, всестороннюю поддержку и дружественную атмосферу в рейсе. Работы проводились при поддержке Министерство образования науки и образования ФРГ в рамках проекта INGON SO258, участие российских геологов осуществлялось при поддержке РФФИ проект 16-35-60023 мол\_а\_дк.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1.Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. Тектоника хребта Девяностого градуса // Океанология. 2014. Т.54. № 2. С. 252–266.

2. Subrahmanyam C. et al. Geophysical characteristics of the Ninetyeast Ridge – Andaman island arc/trench convergent zone // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 266 (1–2). P. 29–45.

3. Werner R., Wagner H.-J., Hauff F. RV SONNE Fahrtbericht / Cruise Report SO258/1: INGON: The Indian – Antarctic Break-up Engima, Fremantle (Australia) - Colombo (Sri Lanka) 07.06.–09.07.2017. GEOMAR Report, N. Ser. 038. Kiel, 2017. 187 p.

Detailed geological and geophysical surveys were carried out during the RV "SONNE" cruise SO258/1 in the eastern part of the Indian Ocean. Multibeam echo-sounder bathymetry, seismic reflection data and rock sampling were collected on Osborn knoll and central part of the Ninetyeast Ridge.

## Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Ли Н.С., Обжиров А.И., Осипова Е.Б., Шакиров Р.Б

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: <u>yumel@poi.dvo.ru</u>)

## Рельеф Японо-Охотоморского бассейна как индикатор ротационной геодинамики Melnichenko Y.I., Izosov L.A., Kazansky B.A., Lepeshko V.V., Lee N.S., Obzhirov A.I., Osipova E.B., Shakirov R.B. (V.I.II'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok) The relief of the Japan-Okhotsk Sea basin as an indicator of rotational geodynamics

Ключевые слова: рельеф, линеаменты, геоморфология, ротационная геодинамика, природный газ, потоки метана

С позиции ротационной гипотезы изучалась система линеаментов Японо-Охотоморского региона. Выделены мегаморфоструктуры центрального и вихревого типов, генетически объединяющие впадины Японского и Охотского морей и рельеф прилегающих континентальных районов и островов. Объясняется связь аномальных полей газа и газогидратов с зонами пересечения этих морфоструктур.

Взаимодействие и взаимовлияние континентальных и океанических геосфер в рельефообразовании тихоокеанской окраины Азии остается, как считается, далеко не разрешенной проблемой. Здесь приводятся результаты исследования по установлению связей морфоструктурных элементов морских впадин и смежных территорий континентально-островной суши, являющихся индикаторами геодинамических явлений, с которыми связаны сейсмичность, минералообразование, миграция природных газов Земли.

Внимание в исследовании уделялось обнаружению рельефообразующих разломов, дешифрированию блоковых форм и выделению элементов земной поверхности, подчиняющихся центральной и линейной симметрии (линеаментов) как индикаторов структурного каркаса региона [1]. Они легко идентифицируются при топографическом анализе поверхности, различаясь при этом по морфологическим признакам, как и структурным параметрам аномалий геофизических полей [2-4]. Для интерпретации морфологических материалов использовались данные о гравитационных и магнитных аномалиях, сейсмичности, газо-гидротермальной активности, тепловом потоке литосферы. С помощью линеаментов выделялись группировки форм со сходными морфологическими характеристиками, что предполагает их генетическую общность [5-6]. Таким образом, построена морфотектоническая схема поверхности земной коры Японо-Охотоморского региона, где заметно проявляется нелинейный характер геодинамических связей континента и океана (рисунок).

Эти связи и взаимовлияние прослеживаются, прежде всего. в мегаморфоструктурах центрального и вихревого типов с особым типом симметрии-антисимметрии – инь-ян-системы, [6]. Они включают воронки («окна») морских впадин. На схеме (левый рисунок) просматривается характер взаимодействия морфоструктур Японского и Охотского геоблоков со смежными структурами континентальной суши. Обе структуры вписываются в трансрегиональную рифтовую систему северо-восточного простирания. На правом рисунке показано соотношение Японо-Амурской и Восточно-Китаеморской морфотектонических систем. Японо-Амурская система рассматривается авторами как вихревая сейсмоконтролирующая структура, закрученная против часовой стрелки в результате бокового скольжения Евроазиатской и Тихоокеанской литосферных плит (вставка на схеме). Впадина Охотского моря оказывается также вовлеченной в вихревую систему Берингова моря. Характерной особенностью их взаимодействия является взаимное наложение периферии морфоструктур.

Периферийные зоны мегаморфоструктур, особенно в областях контакта, наиболее подвержены разломным деформациям коры. Это наиболее сейсмотектонически активные участки. Исследования, выполненные в 2012–2017 г.г., показали, что эти районы представляют интерес для детального изучения геологических условий формирования потоков газа с метаном и сопряженных с ними газогидратов [7]. Здесь (правый рис.) на морском дне и участках суши наблюдается миграция газов в виде пузырей из донных осадков в воду, к поверхности и в атмосферу. В зависимости от источника газа, глубины его очага и мощности потоков газовый состав может быть преимущественно метановым, если его источник породы, содержащие углеводороды. В случае если источником являются изверженные породы, наличие в газе водорода и гелия характеризует его возможное поступление из пограничных слоев литосферы. В период активизаций сейсмотектонических природные газы участвуют в формировании определенных морфоструктур, благодаря которым газ мигрирует из мантии, глубоких нефте-газ-содержащих горизонтов.

морфотектонического Ha основании сравнительно анализа, совокупности морфологических, геологических проведенного ПО И геофизических признаков, установлено, что эволюция впадин Японского и Охотского морей, отличается тафрогенным режимом с образованием рифтогенных разрывов и раздвигов коры, обусловленных внедрением коромантийных диапиров (плюмов). Поэтому для морских впадин характерно преобладание дизъюнктивных форм земной коры (остаточные горсты, приразломные линейные грабены, рифто-грабены, рвы отседания, тектонические уступы, эскарпы, оползни). Вместе с тем деструкция исходной коры сопровождалась явлениями базальтоидного вулканизма, что привело к развитию на разрушенном фундаменте окраинно-морских

### 60 132° 156 56 40% 126 150° 52° 4 36° 144° 120 48° 32° 44° 138° 114 28° 40 132

вулканогенов.

Рисунок. Морфотектоническая схема Японо-Охотоморского региона: слева – структура земной коры в гравитационном поле Охотского и Японского морей [по 4], совмещенная с полем рельефа прилегающей континентальноостровной суши. Линиями отмечены резкостные границы аномалий плотности земной коры; справа – схема линеаментов поверхности земной коры Японо-Охотоморского бассейна. Обозначены геоблоки Амурский (Ам), Японский (Яп), Охотский (Ох) и области мезокайнозойской складчатости континентально-островного обрамления – Сихотэ-Алинь (Сх-А), Корейский п-ов (Корея), о. Хонсю, о. Сахалин. Показаны

А), кореискии п-ов (корея), 6. Хонсю, 6. Сахалин. Показаны предполагаемые границы внешней сферы вихревых систем: Японо-Амурской и Восточно-Китаеморской (1), линейные и дуговые линеаменты земной поверхности и фрагменты зон трансрегиональных разломов (2), фрагменты речной сети (3), участки газогеохимических аномалий, газогидратов и потоков метана (4). На вставке границы плит Северо-Американской (СА), Евразийской (ЕА), Тихоокеанской (ТО) и геоблоков Амурского (АМ), Беринговоморского (БЕ), Охотского (ОХ), Япономорского (ЯБ). Стрелками показан тренд движений Амурской и Тихоокеанской плит.

Вулканотектоника в любых проявлениях и все деструктивные преобразования фундамента можно объяснить развитием коромантийных плюмов или диапиров (И.И. Берсенев, 1987, и др. авторы). Механикоматематическое моделирование вертикального движения коромантийных масс в условиях окраинноморских бассейнов показывает развитие

разнонаправленных потоков [8]. На стадии внедрения движение масс тектоносферы происходит по схеме конвекции с восходящими потоками в разуплотненной области и нисходящими – у боковых границ конвективной ячейки. При этом возникают явления адвекции масс с периферии динамической ячейки. На стадии остывания разуплотненное вещество растекается под более вязким верхним слоем, вызывает его утонение и проседание его свободной верхней поверхности. Примером может служить формирование системы возвышенности Ямато и Центральной котловины (Японское море). Эти процессы под влиянием осевого вращения Земли [9] изменяют. вероятно, движение тектонических масс, способствуют заложению вихревых течений литосферы [10]. Таким образом, восходящий поток масс астеносферы возможно оказывает динамическое воздействие на литосферу Тихоокеанской окраины Азии, способствует формированию морских впадин, вызывая при этом вихревые деформации на приграничных территориях (схема). Вихревые структуры земной коры, могут обстановке формироваться также в фронтальных взаимодействий тектонических потоков континента и океана [11].

Представленная модель взаимодействия тектонических структур в формировании рельефа Тихоокеанской окраины Азии, основанная на представлениях ротационной геодинамики требует, конечно, дальнейшей разработки. Но в первом приближении она отвечает, на взгляд авторов, современным геодинамическим представлениям и не противоречит существующим геологическим материалам.

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

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тверитинова Т.Ю. Линеаменты как отражение структурного каркаса литосферы (линеаменты – разломы или фантомы?) // Система «Планета Земля»: ХХ лет Семинару «Система "Планета Земля"». М: ЛЕНАНД, 2014. С. 418–434.

2. Сигова К.И. Линеаменты разломных деформаций Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. 112 с.

3. Изосов Л.А., Ли Н.С. Линеаментный анализ при тектонических и металлогенических построениях в Япономорском регионе // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 1. С. 9–14.

4. Франшто Ж. Океаническая кора // В мире науки. 1983. № 11. С. 44–59.

5. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. и др. Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент-океан // Литосфера. 2014. № 6. С. 3–21.

6. Казанский Б.А. Упорядоченность рельефа Тихоокеанской окраины Азии

// Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 3. С. 29–37.

7. Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Источники углеводородных газов, условия формирования газогидратов и их связь с нефтегазовыми залежами в Охотском море. // Океанологические исследования ДВ морей и северозападной части Тихого океана: в 2-х кн. Владивосток: Дальнаука, 2014. Кн. 2. С. 149–161.

8. Осипова Е.Б. Моделирование процесса структурообразования в зонах дифференциации вещества тектоносферы // ГИАБ: Нефть и газ. М.: Горная книга, 2015. Спец. вып. 36. С. 104–113.

9. Берсенев И.И. Осевое вращение Земли как одна из причин геотектогенеза // Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964. С. 194–200.

10. Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В. Геологические и геофизические признаки вихревых структур в геологической среде // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 59–77.

11. Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Ли Н.С. Новейшая тектоника и геодинамика Татарской зоны дислокации земной коры (Японское море) // Физика геосфер: Восьмой Всеросс. симпозиум. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 294–298.

From a rotating hypothesis, the system of the Japanese-Okhotsk region lineaments, reflecting the interaction between the geospheres of the ocean and the continent, was studied. Megamorphostructures of the central and vortex types genetically uniting the depressions of the Japanese and Okhotsk seas and the relief of the adjacent continental regions and islands are distinguished. The connection between the gas anomalous fields and gas hydrates with zones of intersection of these morphostructures is explained.

### Мерклин Л.Р., Мутовкин А.Д., Хортов А.В.

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

## Методика исследований и результаты сейсмоакустических работ НСП в Норвежском и Баренцевом морях в 68-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Merklin L.R., Mutovkin A.D., Khortov A.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## The research methodology and results of seismo-acoustic works of the NSP in the Norwegian and Barents Seas in the 68th cruise of the R/V "Akademik Mstislav Keldysh"

Ключевые слова: сейсмическое профилирование, Баренцево море, Норвежское море, рельеф дна

В результате экспедиционных работ 68-ого рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» отстреляно 4000 пог. км. сейсмических профилей НСП. Отработана методика проведения сейсмических исследований с источником типа «спаркер» в глубоководных условиях Норвежско-Гренландского бассейна и в арктических широтах. Выявлены эрозионные и седиментационные формы рельефа дна и плиоцен-четвертичных образований, включая ледниковые борозды, следы размывов подводных течений, выходы пород акустического фундамента и др. Установлена связь между рельефом дна и глубинным строением коренных пород, выявлены источники сноса осадочного материала и т.д.

Целью исследований являлось получение сейсмической информации о строении верхней части осадочной толщи и рельефе дна на переходах между гидрофизическими станциями по программе рейса в Норвежско-Гренландском и Западно-Арктических бассейнах.

Аппаратура и методика работ

Сейсмоакустический комплекс «Геонт-шельф» включает:

- сейсмический накопитель энергии SPES-600: блок управления разрядом и блок высоковольтных конденсаторов,

- устройство ввода сейсмических сигналов PSA-1,

- забортную буксируемую часть: излучатель спаркера и приемную антенну (сейсмокосу),

- соединительные высоковольтные кабели.

Сейсмический накопитель энергии предназначен для накопления на конденсаторах высоковольтной электрической энергии и последующего быстрого разряда энергии в электроискровой или электродинамический излучатель упругих колебаний при сейсмических исследованиях на акваториях.

Основные характеристики накопителя:

-рабочее напряжение до 5 кВ;

-рабочая емкость 50 мкф; имеется возможность рабочую емкость увеличить с шагом 40 мкф до 290 мкф;

-потребляемая мощность до 3кВА.

Устройство PSA-1 предназначено для ввода сейсмических сигналов в персональный компьютер и для управления работой сейсмического источника при одноканальных исследованиях методом НСП. Вместе с персональным компьютером и специализированным программным обеспечением, устройство представляет собой систему сбора данных сейсмоакустического комплекса «Геонт-шельф».

| тип входа                           | дифференциальный                 |
|-------------------------------------|----------------------------------|
| входное сопротивление               | 120кОм                           |
| максимальное входное напряжение     | ± 3 B                            |
| коэффициент усиления предусилителя  | 5, 10, 20, 50                    |
| коэфф. усиления основного усилителя | 1 1000                           |
| коэфф. усиления оконечного          | 10                               |
| усилителя                           |                                  |
| минимальный суммарный коэфф.        | 50                               |
| усиления                            |                                  |
| закон ПРУ                           | линейный                         |
| длительность ПРУ                    | 1 сек                            |
| ФВЧ, Гц                             | 30, 60, 120, 240                 |
| крутизна ФВЧ                        | 24 дБ/окт                        |
| ФНЧ, Гц                             | 120, 240, 500, 1000, 2000, 4000, |
|                                     | 10000                            |
| Частота встроенного генератора      | 250± 30 Гц                       |
| Максимальное напряжение на входе    | 10 B                             |
| АЦП                                 |                                  |
| Разрядность АЦП                     | 14                               |
| Время преобразования АЦП            | 2.5 мкс                          |
| Интерфейс USB                       |                                  |
| Питание                             | 220 В, 50 Гц                     |

Основные технические характеристики сейсмокомплекса

Забортная буксируемая часть оборудования состоит из:

- многоэлектродного излучателя спаркера (на 114 потенциальных электродов);

 приемной антенны: 25-ти метровой сейсмической косы с 10 пьезоприёмниками, помещенными в полиуретановый шланг с шагом 2 метра и залитыми жидким парафином;

- буксировочной штанги длиной 5 м с оттяжками из капронового фала;

- излучателя спаркера и приемной сейсмокосы;

Позиционирование каждой сейсмоакустической трассы, записываемой профилографом с электроискровым источником во время съемки по галсу, обеспечивалось с помощью спутниковой навигационной системы GPS «Trimble» NT300D. Антенна GPS крепилась на мостике над входом в Лабораторию судна.

### Параметры регистрации

Перед началом пабот проводилась настройка аппаратуры сейсмической съёмки. Были выполнены настроечные записи НСП, по которым установили следующие параметры регистрации для глубин более 500 м:

- мощность излучателя не более 600 Дж при C = 120 Мкф;

- диапазон частот 100-1200 Гц;

- период излучения 6 сек;

- усиление 20 x 100 = 2000;

- время регистрации 100 мкс x 4000 = 400 мс;

- скорость судна 6-8.5 узлов.

По мере уменьшения глубин параметры регистрации менялись.

Краткие выводы по методике морских работ.

При отрицательных температурах аппаратура нормально работает в воде только после предварительного прогрева в течение 10–15 минут.

Буксируемая сейсмическая коса «замерзает» в начальной своей части примерно на 3-4 м.

В условиях глубин больше 1500 м необходимо добавлять дополнительные мощности, увеличивая емкость конденсаторов до 210 мкф и увеличивать интервал излучения до 3–6 секунд.

### Полученные результаты.

В ходе сейсморазведочных работ было выполнено 4000 пог.км профилей НСП. По результатам предварительной обработки и интерпретации получены качественные сейсмические разрезы НСП, показывающие разнообразные седиментационные и эрозионные формы рельефа дна (рис.).

Выводы:

1. В результате экспедиционных работ 68-ого рейса НИС АМК отстреляно 4000 пог. км. сейсмических профилей НСП.

2. Отработана методика проведения сейсмических исследований с источником типа «спаркер» в глубоководных условиях Норвежско-Гренландского бассейна и в арктических широтах.

3. Выявлены эрозионные и седиментационные формы рельефа дна и плиоцен-четвертичных образований, включая ледниковые борозды, следы размывов подводных течений, выходы пород акустического фундамента и др.

4. Установлена связь между рельефом дна и глубинным строением коренных пород, выявлены источники сноса осадочного материала и т.д.


Рисунок. Фрагмент разреза НСП в районе Новой Земли, показывающий моренные образования.

Работа отряда сейсмического профилирования в 68-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» проводилась в рамках гранта РНФ 14-27-00014-П.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-36, 37 - Баренцево море. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 165с.+5вкл.

2. Зайончек и др. Строение переходной зоны от шельфа Баренцева моря к хребту Книповича севернее о. Медвежий // Доклады РАН. 2010. Т. 430. № 6. С. 824–829.

3. Мазарович А.О. Реальные и потенциальные геологические опасности на ложе, склонах и шельфе мирового океана // Вестник РАН. 2012. Т. 82. № 8. С. 719–731.

4. Соколов С.Ю., Мазарович А.О. Газогидраты в осадочном чехле пассивных океанических окраин: возможности прогноза по данным спутниковой альтиметрии в Атлантике и Арктике // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 5. С. 483–492.

Obtaining seismic information on the structure of the upper part of the sedimentary strata and the bottom relief on the transitions between hydrophysical stations under the voyage program in the Norwegian-Greenland and Western-Arctic basins. As a result of expedition work 68 cruises of the NIS AMK were shot off 4000 pg. km. seismic profiles. The technique of conducting seismic studies with a source of the "sparker" type in the deepwater conditions of the Norwegian-Greenland basin and in the Arctic latitudes. Erosion and sedimentation forms of the bottom relief and Pliocene quaternary formations, including glacial furrows, traces of erosion of underwater currents, outcrops of acoustic foundation rocks, etc., have been identified. A relationship has been established between the relief of the bottom and the deep structure of bedrock, sources of demolition of sedimentary material.

# Миронюк С.Г.<sup>1</sup>, Иванова А.А.<sup>2</sup>, Старовойтов А.В.<sup>3</sup>, Терехина Я.Е.<sup>2,3</sup>

(МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва: <sup>1</sup>Центр морских исследований, e-mail: <u>mironyuksg@gmail.com</u>; <sup>2</sup>Центр анализа сейсмических данных; <sup>3</sup>Геологический факультет)

#### Особенности микро- и мезорельефа гляциального и гляциально-морского типов шельфов северо-восточной и центральной частей Баренцева моря

## Mironyuk S.G.<sup>1</sup>, Ivanova A.A.<sup>2</sup>, Starovoitov A.V.<sup>3</sup>, Terekhina Ya.E.<sup>2,3</sup>

(Moscow State University, Moscow: <sup>1</sup>The Center for Marine Research; <sup>2</sup>Center of seismic data analysis; <sup>3</sup>Geological faculty)

## Features of micro-and mesorelief of the glacial and glacialmarine type of the shelf of the north-eastern and central parts of the Barents Sea

Ключевые слова: рельеф, типы шельфа, ледниковые покровы, морфоскульптура, плугмарки, эскеры, морены, ложбина стока, ледниковые отторженцы, флютинг, Баренцево море

Рельеф Баренцева моря изучался с целью выбора безопасных участков размещения подводных сооружений и улучшения качества геохимической съемки. В ходе исследований получены новые данные о рельефообразующих процессах и гляциогенной морфоскульптуре в различных областях Баренцева моря.

Одной из важнейших задач, решаемых в ходе морских инженерных изысканий, является инженерно-геоморфологическая оценка условий строительства подводных объектов. Информация о субаквальном рельефе, рельефообразующих процессах должна обеспечить выбор наиболее безопасного места размещения подводных объектов.

Геоморфологическое картографирование дна Баренцева моря имеет долгую историю, начало ее относится к концу XIX – началу XX вв. и было обусловлено, в первую очередь, необходимостью развития арктического судоходства и освоения ресурсов шельфа [1]. Уже в начальный период изучения шельфа Баренцева моря были получены доказательства того, что в формировании морфоскульптурного рельефа шельфа Баренцева моря, его берегов огромная роль принадлежала древним ледниковым покровам [2]. Позже Д.Г. Панов в одной из своих работ [3], посвященных истории развития Баренцева моря в четвертичное время, довольно точно для предвоенных лет прошлого века отобразил на одном из рисунков границу ледниковых покровов в Баренцевом море в максимальную стадию четвертичного оледенения. В дальнейшем проблема оледенения и седиментогенеза Баренцева моря рассматривалась во многих работах [4–12 и др.]. В частности, было показано, что в позднем плейстоцене центральная,

а также юго-восточная (Печорское море) части его акватории, не подвергались оледенению. Дальнейшие исследования [13–15], в том числе [16], подтвердили данный вывод. Итогом почти вековых наши исследований Баренцева моря явилось положение о том, что рельеф его материковой отмели образован в результате чередований ледниковых и межледниковых эпох. Своеобразие природной обстановки в различных частях арктической материковой отмели привело к формированию существенно различных типов шельфов: гляциального, гляциальноморского и перигляциального [17]. Ниже представлены новые данные о реликтовых гляциогенных формах микро- и мезорельефа, обнаруженных с помощью многолучевого эхолота в пределах первых двух типов шельфов. рельефа, согласно геоморфологическому районированию Изучение Баренцева моря [18], выполнялось в пределах Северо-Баренцево-Карской, Северо-Баренцевской, Новоземельской и Центральной низменной областей. Работы проводились ООО «Питер Газ», ООО «Сварог», ООО «Деко-Проект» и др. организациями в 2006–2016 гг. в рамках проекта обустройства Штокмановского газоконденсатного месторождения геохимических исследований. Глубина моря в границах всего изученного района исследований изменялась от 50 до 400 м. Использовались многолучевые эхолоты (МЛЭ) типа «Reason SeaBat»: 8111, 7125 и T20-Р.

Северо-Баренцево-Карская и Северо-Баренцевская геоморфологические области (гляииальный шельф). Работы выполнялись в пределах Северо-Восточной возвышенности (СВВ), впадины Альбакова, Северо-Восточной седловины и Северо-Восточного желоба. Ранее, в границах указанных макроформ, были зафиксированы четвертичные палеодолины [11, 19], [20, 21]. Наши геофизические моренные гряды исследования, морфоскульптурный анализ дна, позволили дополнить И уточнить обстановку морфолитогенеза в северо-восточной части шельфа Баренцева моря, между Землей Франца-Иосифа (ЗФИ) и Новой Землей. На одной из площадок, расположенной приблизительно в 70 км от ЗФИ в пределах северной части СВВ, отчетливо прослеживаются друмлины. Длинные их оси имеют направление СЗ-ЮВ. Обнаружен также участок (приблизительно в 130 км от ЗФИ), где сохранились следы флютинга, ледниковые отторженцы, эскеры, плугмарки (рис. 1). Судя по ориентации осей борозд флютинг-морены, других элементов микрорельефа, ледник продвигался со стороны ЗФИ в ЮВ направлении. В пределах описываемой возвышенности обнаружена также ложбина (канал) стока талых вод (учитывая ориентацию тальвега ложбины, можно заключить, что сток, вероятно, осуществлялся в Северо-Восточный желоб), реликтовые плугмарки, котловины выпахивания, структуры типа «hill-hole» [22] и другие гляциогенные формы рельефа (рис. 2А). В южной части описываемого участка особый интерес, с точки зрения палеореконструкции гляциальных обстановок, представляет район сочленения впадины Альбакова и Северо-Восточного желоба. До последнего времени существует мнение, что в указанном районе отсутствуют геоморфологические свидетельства соединения ледников Новой Земли и ЗФИ в последний ледниковый максимум [21]. Между тем. еще в работе [22], а позднее [23] было показано, что вся территория между архипелагами Шпицберген, ЗФИ и Новая Земля, а также и сами архипелаги находились под единым ледниковым щитом. Новые свидетельства в пользу этой точки зрения были получены и нами. В проблемном районе были обнаружены следующие свидетельства оледенения: эскеры, ложбина стока (во впадину Альбакова) талых вод (рис. 2Б), друмлины.



Рисунок 1. Реликтовые гляциогенные формы рельефа в пределах СВВ.



Рисунок 2. Подледниковые ложбины стока (А – в пределах CBB, Б – то же в пределах Адмиралтейского склона)

Новоземельская область (гляциальный шельф). Район исследований охватывал центральную часть Западно-Новоземельской возвышенности (Адмиралтейского вала) и плато Литке с прилегающими желобами. Глубина моря в пределах Западно-Новоземельской возвышенности – 55–160 м. Ранее в районе исследований были описаны моренные образования, в том числе нижне-среднеплейстоценовые, подледниковые каналы стока [20, 25–27]. Сильно нарушенные морены, в том числе боковые, обнаружены и в ходе наших исследований. Практически вся поверхность дна Новоземельской области, и особенно плоские вершины поднятий, сильно изрезаны реликтовыми плугмарками. Формировались они, видимо, в период дегляциации валдайского оледенения. Крупные плугмарки и воронки вытаивания распространены до глубины 150 м. Здесь же, наряду с реликтовыми бороздами ледникового выпахивания, в интервале глубин 55–

80 м наблюдаются плугмарки с валиками, образованные современными айсбергами. Дно изученного участка в северной части приновоземельского шельфа (плато Литке и прилегающие желоба Литке, Святой Анны и Северо-Восточный) также несет разновозрастные следы активной экзарационной деятельности. Собственно, на плато Литке (преобладающие глубины 110–140 м), как и на предыдущем участке, широко распространены реликтовые плугмарки, редко современные борозды (глубина моря в месте обнаружения одной из них 95–110 м). На склонах плато реликтовые покмарки прослеживаются вплоть до глубин 250–350 м. Гипсометрически ниже по склону, на одной из площадок наблюдается хорошо сохранившаяся флютинг-морена, а в прилегающем к плато с СВ желобе Святой Анны – серия конечных морен (глубина 360–400 м). Их высота меняется от нескольких метров до 4–5 м. В ряде мест моренные гряды, обращенные выпуклой стороной на ЮВ, прорезаются древними бороздами ледникового выпахивания.

Центральная низменная область (гляциально-морской шельф). Большую области в морфоструктурном отношении занимают Южночасть Баренцевоморская и Северо-Баренцевоморская впадины, разделенные Лудловской седловиной. Согласно палеогеографической схеме баренцевоморского региона периода максимума поздневалдайского оледенения, Северо-Баренцевоморская впадины, Лудловская седловина и другие участки шельфа вплоть до 73° с.ш. были покрыты шельфовым ледником, южнее – многолетним льдом с айсбергами [17]. Наши исследования в целом подтверждают указанную схему. Новыми фактами обнаруженные обширные поля флютинга являются в Северо-Баренцевоморской впадине и на дне Лудловской седловины. В части рассматриваемой области покрытой, согласно указанной схеме, многолетним льдом (Южно-Баренцевоморская впалина) каких-либо признаков присутствия здесь в прошлом шельфового ледника, и тем более покровного оледенения, не обнаружено. Дно Южно-Баренцевоморской признаки интенсивной, разновременной впадины несет на себе экзарационной деятельности древних айсбергов [16].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дымов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41–44-Земля Франца-Иосифа (восточные острова). Об. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 220 с.

2. Панов Д.Г. Геоморфологический очерк Полярных Уралид и западной части Полярного шельфа. М.-Л.: Изд-во Акад. наук СССР, 1937.151 с.

3. Панов Д.Г. Геологическая структура Баренцева моря в связи с морфологией его берегов // Ученые записки МГУ. Сер. География. 1940. Вып. 48. С. 75–112.

4. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. Арктич. ин-та ГУСМП. 1948. Т. 201. 133 с.

5. Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. II. Изд-во иностр. лит., 1958. 394 с.

6. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: АН СССР, 1960. 367 с.

7. Дибнер В.Д. Морфоструктуры шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 221 с.

8. Спиридонов М.А. Особенности геологического строения гляциальных шельфов Атлантической периферии Арктического бассейна // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 47-52.

9. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 318 с.

10. Матишов Г.Г. Геоморфология дна и проблемы плейстоценового оледенения Баренцевоморского шельфа // Геоморфология. 1977. № 2. С. 91–98.

11. Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии // Изв. ВГО. 1977. Т. 109. № 5. С. 412–417.

12. Рыбалко А.Е. Позднечетвертичный седиментогенез внутренних морей гляциальных шельфов Северо-Запада России. Дисс... д.г.-м.н. СПб. 392 с.

13. Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановка морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007. 455 с.

14. Матишов Г.Г. и др. Приоритетные проблемы концепции океанско-морского перигляциала // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты. 2001. Кн. 1. С. 5–33.

15. Никифоров С.Л. Рельеф шельфа морей Российской Арктики. Дисс... д.г.н. М., 2006. 314 с.

16. Миронюк С.Г. Учет палеогеографических условий при выполнении инженерных изысканий на шельфе западного сектора российской Арктики // Инженерные изыскания. 2015. № 7. С. 28–38.

17. Павлидис Ю.А. и др. Новые данные о природной обстановке в Баренцевом море в конце валдайского ледниковья // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 92–106.

18. Зинченко А.Г. Прогноз ловушек загрязняющих веществ на шельфе Баренцева моря по геоморфологическим данным // Геолого-геоморфологическая характеристика литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 205–213.

19. Мусатов Е.Е. Палеодолины Баренцево-Карского шельфа // Геоморфология. 1998. № 2. С. 90–95.

20. Матишов Г.Г. Геоморфологические признаки воздействия Скандинавского, Новоземельского, Шпицбергенского ледниковых покровов на поверхности дна Баренцева моря // Океанология. 1980. Т. 20. № 4. С. 669–680.

21. Гусев Е.А. и др. Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений Арктического шельфа России (по материалам ГГК-1000/3) // Регион. геология и металлогения. 2012. № 50. С. 5–14.

22. Rise L. et al. Hill-hole on Norwegian continental shelf // Atlas of Submarine Glacial Landform: Modern, Quaternary and Ancient. London: Geological Society, 2016. P. 203–204.

23. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.

24. Павлидис Ю.А. и др. Соединялись ли 18 тысяч лет назад ледниковые покровы Новой Земли и Земли Франца Иосифа? // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 456–467.

25. Мусатов Е.Е. Морской перигляциал Новоземельского шельфа // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 34–40.

26. Дунаев Н.Н. и др. Приновоземельский шельф в позднечетвертичное время // Океанология. 1995. Т. 35. № 3. С. 400-450.

27. Доречкина Д.Е. Строение и условия формирования четвертичных отложений севера Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным. Автореф. дисс...к.г.-м.н. СПб., 2014. 24 с.

The relief of the Barents Sea was studied with a view to selecting safety sites for offshore structures and improving the quality of geochemical surveying. New data on relief-forming processes and glaciogenic morphosculpture in various areas of the Barents Sea were obtained during the research.

### Мысливец В.И., Поротов А.В., Янина Т.А.

(Географический ф-т МГУ, Москва, Россия, e-mail: <u>myslivets@yandex.ru</u>; <u>alexey-</u> <u>porotov@ya.ru</u>; <u>didacna@mail.ru</u>)

#### Строение прибрежных отложений и развитие рельефа лиманных побережий Керченского пролива в позднем голоцене

#### Myslivets V., Porotov A., Yanina T.

(Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia) Sedimentary structure and late Holocene evolution of coastal embayment on the south-eastern coastline of Kerch strait (Black Sea)

Кючевые слова: Керченский пролив, рельеф берегов, геохронология, палеогеография.

Сравнение строения прибрежных отложений современных и реликтовых лиманных побережий Керченского полуострова позволило охарактеризовать их литологофациальные типы и на основании геохронологических и археологических данных оценить временные рубежи их изменений, отражающие изменения уровня моря за последние 6/0 тыс. лет.

На побережье Керченского пролива развиты эрозионно-тектонические депрессии, к которым приурочены долины малых рек, низовья которых заняты мелководными заливами и лиманами. Строение прибрежных отложений на таких участках достаточно полно отражает основные этапы развития побережья в позднеплейстоцен-голоценовое время.

Позднеплейстоцен-голоценовая история развития рельефа побережья Азово-Черноморского характеризуется своеобразием. бассейна определяемым геолого-геоморфологическими условиями побережья, условиями формирования бюджета береговой наносов зоны неотектоническими движениями побережий, обуславливавшим особенности изменений относительного уровня моря и эволюции рельефа береговой направлений исследований Одним из является зоны. детализация палеогеографических рубежей в голоценовой истории Керченского пролива, их хронологическая привязка и корреляция с этапами развития Черного моря в позднем плейстоцене и голоцене. На участках ряда лиманов (Тобечикского озера, Камыш-Бурунского залива, реликтовых лиманов в Керченской бухте) проведено бурение серии неглубоких (до 10-15 м) скважин. Керн изучен литолого-фациальным и биостратиграфическим методами, получены 18 радиоуглеродных дат. В работе представлены новые данные, на основе которых проведены палеогеографические реконструкции за последние 6/0 тыс. лет.

<u>Тобечикский лиман</u> – один из наиболее крупных внутренних водоемов побережья Керченского пролива. Его акватория разделена двумя

перемычками на три сообщающихся между собой водоема. От моря лиман отделен узкой песчаной пересыпью протяженностью около 1 км. Акватория вытянута в широтном направлении и ориентирована вкрест простирания основных тектонических структур юго-восточного блока Керченского полуострова [1]. В структурном отношении лиман представляет собой многоступенчатый грабен, наложенный на ряд складчатых структур. В основании вскрытого разреза залегает толща коричневато-серых суглинков с включением детрита и линзами разнозернистых ракушечных песков, мощность более 7 м, отметки кровли – 14 м. Выше залегают темно-серые глинистые илы с прослоями песчано-детритового материала мощностью 9 м. Завершают разрез разнозернистые раковинные пески мощностью около 5 м, слагающие современную пересыпь. Вскрытая в основании разреза толща быть соотнесена с лиманно-аллювиальными фациями может новоэвксинского времени. Залегающая выше илистая толща относится к этапу ингрессии моря в низовья лимана в среднем голоцене. Верхний возрастной рубеж этого этапа оценивается в 4.5-4.3 тыс. л.н. Формирование этой тощи можно соотнести с залегающей в прибрежной зоне на глубинах 10-15 м древней генерацией Тобечикской пересыпи, установленной в ходе геологических исследований на прилежащем участке прибрежного шельфа [2], которая прослеживается по всему контуру Керченского пролива [3].

Чурубашский палеолиман располагался в низовьях лолины p. Чурубашки. В ходе последовательного выполнения палеозалива на его месте сформировалась низкая морская терраса шириной до 2.5 КМ. образованная серией древних береговых валов. Наиболее молодая генерация – современная Камыш-Бурунская коса. В районе Чурубашской долины сочленяются две разнонаправленные системы структур Керченского п-ва: широтного и северо-восточного простирания [4]. Низовья долины, занимаемые лиманом, представляют многоступенчатый грабен, заложенный по южному крылу Камыш-Бурунской и северному крылу Эльтиген-Ортельской мульд. В ее пределах установлены три субширотных разрывных нарушения, которые оконтуривают два тектонических блока, опущенные по отношению к южному берегу долины [5]. Раздробленность структурного плана находит отражение в распределении мощностей четвертичных отложений и в дифференцированных темпах неотектонических движений.

Исследования прибрежных отложений показали, что в основании вскрытого разреза на отметках –8÷12 м залегает линза слоистых илов, раковинный материал из ее верхней части имеет <sup>14</sup>С возраст 4510±80 л.н. С мористой стороны на этих глубинах по материалам сейсмоакустического профилирования установлена серия древних береговых валов, которые вместе с линзой погребенных илов образуют единый лито-фациальный комплекс, слагающий древнюю береговую линию, присутствие которой отмечалось ранее [6]. Выше залегает прослой мелкозернистых сортированных песков с редкими раковинами, мощность от 2–3 во внутренней части террасы до 4–5 м в ее внешней приморской части. Вблизи

внутреннего коренного борта палеолимана на отметках –4.0–3.5 м бурением вскрыта линза раковинных песков мощностью до 0.5 м, их можно рассматривать как фацию древнебереговой линии палеолимана, радиоуглеродный возраст (2350±80) 1769–2193 л.н. Кровля песчаного слоя залегает на отметках 3–5 м ниже уровня моря и относительно выдержана по всей площади палеозалива.

Подъем уровня моря за последние 1.5 тыс. лет сопровождался размывом мористой части косы и общим смещением ее в сторону суши. Материал от размыва поступал на формирование ранних генераций косы, выполняющих внутренние участки палеозалива. Верхняя часть разреза прибрежно-морской террасы образована толщей разнозернистых детритовых песков, содержащих хорошо окатанный раковинный материал. Общая мощность слоя составляет 4–5 м.

Прибрежная территория Керченской бухты обширной занята низменностью, разделенной массивом г. Митридат на северную (или собственно Керченскую) и южную половины, представлявшие еще в первой пол. XIX в. заболоченные пойменные равнины, дренируемые рядом мелких речек. Низовья рек занимали мелководные озера-лиманы, отгороженные от моря песчаными пересыпями. Речные долины заложены по широтным разрывным нарушениям, проходящим по южному крылу Керченской бухты, образуя структуру проседания [1]. Территория южной бухты представляет собой двуступенчатый грабен. Южная ступень наиболее глубокая, прилегает к вдавленной синклинали, северная более приподнята. Результаты бурения в прибрежной полосе Керченской бухты, дополненные опубликованными данными, показывают, что в основании разреза четвертичных отложений на размытой поверхности меотических глин залегает плотные, зеленоватотемно-серые глины с примесью детрита, мощностью до 10 м, условно относимые к карангатской трансгрессии. Их перекрывает илистая толща мощностью 13-15 м, относимая к среднему голоцену. Илистые отложения глубоко проникают на территорию приморской низменности по долинам мелких рек, маркируя границы ингрессионных лиманов. Абс. отметки кровли илов достигают современного уровня моря, что косвенно свидетельствует о том, что в среднем голоцене (3.5-5.0 тыс. л.н.) уровень моря достигал его современного положения или несколько превышал его. Об этом также свидетельствуют высотные отметки фаций древнебереговых валов, вскрытых бурением в тыловой части приморской низменности на отметках до +1.5 м выше современного у.м. Трансгрессивный комплекс отложений среднего голоцена на территории приморской низменности перекрывается мощным (до 4-х м) культурным слоем античного и средневекового времени. Согласно археологическим материалам, наряду с торговыми и культовыми комплексами, характерными для припортовых районов античных городов, с первых вв. н.э. в нижний город перемещается и городской центр, что в целом определяет достаточно плотную застройку приморской полосы. Находки строительных остатков в полосе прибрежного мелководья косвенно свидетельствуют о более низком положении уровня моря в античный период.

Еникальский палеолиман занимает обширный участок прибрежной заболоченной низины, располагающейся на северо-восточной окраине Керченского полуострова между мысами Еникале и Опасное. Мысовидные участки берега сложены относительно прочными известняками, тогда как береговой участок между ними – рыхлыми четвертичными породами, представленными преимущественно суглинками, глинами и песчаниками. В эволюции рельефа побережья в условиях новочерноморской ходе трансгрессии более активное разрушение рыхлых пород на участке, ограниченном с севера и юга мысами, предопределило возникновение естественной вогнутости контура береговой линии, которая в процессе подтопления превратилась в мелководный открытый залив. Дальнейшее развитие коренного рельефа побережья проходило под влиянием малоамплитудных изменений уровня моря и абразионно-аккумулятивной перестройки контура береговой линии, сопровождавшейся обшим выравниванием очертаний береговой линии.

Строение прибрежных отложений, вскрытых бурением в пределах заболоченной низины, показало, что в основании разреза на размытой поверхности сарматских глин залегает прослой серых алевритовых песков мощностью 1.5-2 м. Глубины залегания подошвы прослоя изменяются от 10-11 м вблизи современного уреза до 5.5-6 м во внутренней части Нами прослой рассматривается прибрежной низины. как фация мелководного полуизолированного залива, возникшего в ходе затопления морем Еникальского палеозалива в среднем голоцене. Строение перекрывающей его толщи меняется от внешней к внутренней части палеолимана. В прибрежной полосе заболоченной низины алевритовые пески перекрываются более грубозернистой песчаной толщей с гравием и галькой, мощностью до 8-9 м. В ее внутренней части в средней части разреза залегает линза опесчаненных слоистых илов темно-серого цвета мощностью 1.5–2.5 м. При этом следует отметить постепенное уменьшение глубин залегания линзы илов от -9.0-10 м во внешней части заболоченной низины до -5-3 м в ее внутренней, прилежащей к коренному борту, части. Приповерхностый слой мощностью 3-4 м во внешней части низины представлен разнозернистыми песками с прослоями гравия и гальки, а во внутренней – более тонкими песчаными отложениями с прослоями суглинков с линзами растительных остатков.

Разрез строения прибрежных отложений характеризует различные стадии эволюции мелководного залива в ходе развития трансгрессии Черного моря во второй половине голоцена. При положении уровня моря на 10–12 м ниже современного возник мелководный залив, который постепенно отчленялся от моря пересыпью-косой. Исходя из глубин залегания основания илов, частичная изоляция от моря части внутренней акватории наступила достаточно быстро. Историко-археологические

материалы по расположенному на коренном берегу палеолимана античному городу Порфмию (VI в. до н.э. – I в. н.э.) позволяют локализовать его на берегу залива, имевшего свободный доступ к морю и, возможно, бывшим местом одной из переправ через Керченский пролив в античное время. последующий Эволюния этой мелководной акватории в период определялась как дальнейшим повышением уровня моря, так и разрастанием отгораживавшей его от моря песчаной косы, что привело к полной изоляции палеозалива-лимана и его постепенного превращения в болотистую низину. Свидетельством являются изображения этой территории на гидрографических картах конца XIX в.

Отличия в литолого-фациальном строении прибрежных отложений отражают роль локальных тектонических движений, характеризующихся интенсивностью современных опусканий отдельных блоков прибрежной территории. В условиях практически отсутствующего влияния речного стока в осадконакоплении в прибрежной зоне существенную роль играет морфодинамика береговой зоны И изменения уровня моря. Кратковременные периоды уровня ускоренного полъема моря сопровождаются активизацией абразионно-аккумулятивной переработки контура береговой линии.

Работа поддержана грантами РГО-РФФИ № 17-05-41041, РГО 03/2017-Р.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1 Керченский пролив. Киев: Наукова Думка, 1984. 278 с.

2. Барг И.М. Современный взгляд на возраст и происхождение Керченского пролива и Азовского моря // Изв. ВУЗов, геол. Разведка. 2006. № 6. С. 3–8.

3. Невесский Е.Н. К вопросу о новейшей Черноморской трансгрессии // Тр. Инст. океанологии АН СССР. 1958. Т. XXVIII. С. 23–29.

4. Плахотный Л.Г., Пасынков А.А., Палинский Р.В. и др. Тектоническое положение и структурное районирование Керченского пролива //Советская геология. 1989. № 3. С. 77–84.

5. Науменко П.Н., Кривошеева Н.П. Геология Чурубашского озера // Литолого-геохимические условия формирования лонных отложений. Киев: Наук. думка, 1979. С. 97–107.

6. Зинько В.Н. Поротов А.В., Мысливец В.И. Развитие рельефа западного побережья Керченского полуострова в позднем голоцене // Экологическая безопасность рибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2011. Вып. 25. Т. 1. С. 83–95.

The review of the new data on lithological structure, biostratigraphy and geochronology of costal marine sediments from several coastal embayments of western coast of Kerch strait allowed to reconstruction of evolution of relief in the late Holocene. The comparison of the evolution of the shallow semi-enclosed environments allowed to reveal the essential impact of the recent tectonic and coastal morphodynamic on local variations in coastal environment evolution.

#### Пискарев А.Л., Киреев А.А., Поселов В.А., Савин В.А., Смирнов О.Е.

(ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, e-mail: apiskarev@gmail.com)

## Области мезозойского океанического фундамента в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана Piskarev A.L., Kireev A.A., Poselov V.A., Savin V.A., Smirnov O.E.

(Gramberg VNIIOkeangeologia, Sankt-Petersburg)

#### **Regions of Mesozoic oceanic basement in the Eurasian Basin** (Arctic Ocean)

Ключевые слова: сейсморазведка МОВ, линейные магнитные аномалии, возраст фундамента, Евразийский бассейн

Новые данные о структуре осадочного чехла в Евразийском бассейне получены во время российских сейсмических экспедиций в 2011, 2012 и 2014 гг. Изучены районы. где идентификация линейных магнитных аномалий сомнительна. Совместная интерпретация магнитных, гравитационных и сейсмических данных позволила выделить обширную область мезозойского океанического фундамента.

Евразийский бассейн рассматривается как классический океанский бассейн после завершения первого этапа аэромагнитных съемок и открытия в нем системы линейных магнитных аномалий, характерных для дна океана. По мнению большинства исследователей, Евразийский бассейн возник в кайнозойское время в результате разрастания океанического дна, за счет прироста океанической коры в осевой зоне хребта Гаккеля [1, 2]. Спредингу предшествовал континентальный рифтинг, начавшийся в конце мела и продолжавшийся в палеоцене. При этом хребет Ломоносова, будучи ранее присоединенным к Евразийской плите, постепенно дрейфовал к северовостоку, пока не занял свое современное положение.

В то же время наблюдаются и описаны многочисленные факты, не увязывающиеся со столь простой историей образования и развития Евразийского бассейна и хребта Ломоносова. К ним относятся: асимметрия рельефа дна И фундамента глубоководных котловин, отсутствие упорядоченности в пространственном распределении И мощностях слоев осадочных пород, асимметричное и несогласное отдельных относительно простирания хребта Гаккеля положение градиентных зон гравитационных и магнитных аномалий. В направлении с запада на восток уменьшается число достоверно прослеживаемых полосовых магнитных аномалий. К востоку от 75° в.д. наблюдается явная асимметрия аномалий полей относительно современной потенциальных оси спрединга. располагающейся в рифтовой долине хр. Гаккеля. При этом область полосовых магнитных аномалий в котловине Амундсена заметно шире, чем в котловине Нансена. Наконец, при приближении к континентальному склону моря Лаптевых, южнее 80° с.ш., аномалии, соответствующие направлению рифтовой долины хр. Гаккеля, прослеживаются лишь в узкой зоне.

Сейсмические данные, полученные в котловине Нансена, поставили под сомнение ориентировку спрединга на начальном этапе образования Евразийского бассейна [3].

Большой объем данных о структуре осадочного чехла Евразийского бассейна получен по материалам сейсмических работ в экспедициях AWI 1999 и 2001 гг. [4], и в российских экспедициях 2011 и 2014 гг. (рис. 1). Эти данные позволили вновь подвергнуть анализу ту зональность строения Евразийского бассейна, которая была намечена ранее преимущественно на основе данных батиметрии, гравиметрии и магнитометрии [5].



Рисунок 1. Российские сейсмические исследования в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана в 2011–2014 гг.

На батиметрической карте хребет Гаккеля четко выражен в рельефе дна (рис. 1). Ширина хребта в восточной части Евразийского бассейна составляет 80–90 км. Учитывая, что скорость спрединга в этой части бассейна составляет менее 1 см/год, можно предположить, что время формирования хребта в этой области составляет 10–12 млн. лет. Этот возраст подтверждается и анализом линейных магнитных аномалий, которые на хребте выражены весьма четко. Границы хребта примерно совпадают с положением аномалии 5.

Карта локальных магнитных аномалий с периодом T<40 km (рис. 2) хорошо отображает амплитудные особенности и линейность аномалий. В своей восточной части карта составлена по результатам аэромагнитных съемок полувековой давности. Межмаршрутное расстояние при проведении этих съемок составляло от 10 до 40 км, а погрешности навигации могли достигать многих километров. Поэтому корреляция аномалий на этой площади весьма ненадежна. В то же время амплитудная характеристика аномалий проявляется весьма четко. В области Евразийского бассейна к востоку от 75° в.д. высокоамплитудные линейные магнитные аномалии за пределами хребта Гаккеля наблюдаются в котловине Амундсена и практически отсутствуют в котловине Нансена. В то же время к западу от 75° в.д. высокоамплитудные линейные магнитные аномалии расположены симметрично по обе стороны от хребта Гаккеля.



Рисунок 2. Районирование фундамента Евразийского бассейна по локальным магнитным аномалиям (Т <40 км). 1 – границы Евразийского бассейна; 2 – ось рифтовой долины; 3 – район хребта Гаккеля (до магнитной аномалии 5); 4 – площадь, сформированная, начиная с раннего олигоцена (граница по аномалии 13); 5 – зона, сформированная, начиная с раннего зоцена (граница по аномалии 24); 6 – площадь мезозойского океанического фундамента; 7 – тектоническая граница в океаническом фундаменте.

Наблюдаемая картина магнитных аномалий может быть объяснена

перескоком в миоценовую эпоху оси спрединга в восточной части бассейна, одним из результатов которого стал изгиб оси спрединга в районе 60-80° в.д.

Линейные магнитные аномалии примерно параллельные современной оси спрединга наблюдаются в восточной части Евразийского бассейна только в узкой зоне котловины Нансена и в гораздо более широкой части котловины Амундсена. В области Евразийского бассейна, примыкающей к шельфу моря Лаптевых, также следует констатировать отсутствие четких линейных магнитных аномалий за исключением узкой зоны вблизи рифтовой долины вдоль современной оси спрединга.

Сейсмические материалы 2011 и 2014 гг. позволили получить представление о строении осадочного чехла во всех перечисленных выше зонах. Особенно представительными оказались данные, полученные на профиле 2014-07 – единственном до сих пор сейсмическом профиле, полностью пересекающем как котловину Нансена, так и котловину Амундсена (рис. 3).



Рисунок 3. Профиль МОВ ОГТ AR1407. Положение и значение границ 1–6 см. обозначения к рис. 2

В рифтовой долине на профиле зарегистрировано несколько сот метров осадков. Это подтверждает предположение о заложении оси спрединга в этом сегменте хребта Гаккеля на уже существовавшем океанском дне. Зона в котловине Амундсена, граничащая с хребтом Гаккеля, характеризуется крайне изрезанной поверхностью фундамента и переменной мощностью осадочного чехла. По совокупности различных факторов предполагается, что эта зона сформирована в олигоцен-миоценовое время. Следующие по обе стороны от оси хребта зоны характеризуются средней мощностью осадочного чехла порядка 1.5 км. При предположении, что средняя мощность осадконакопления в этих зонах заметно не изменялась во времени и составляла 3 см/тыс. лет, что гораздо больше измеренных в настоящее

время значений [6], на формирование такого осадочного чехла требуется 50 млн. лет. Это дает нам основание предположить, что океанский бассейн здесь сформирован не позднее раннего эоцена.

За пределами границы 5 (рис. 3) в котловинах Нансена и Амундсена появляется мощная осадочная толща, относимая нами к позднему мелу. В отношении котловины Амундсена такой вывод сделан и в опубликованной недавно работе [7]. Наконец, в зоне, примыкающей к Баренцево-Карскому шельфу (за границей 6) в основании разреза появляется еще одна осадочная толща, а фундамент проведенными работами не прослежен. Есть все основания полагать, что осадочный чехол в этой области начал формироваться не позднее раннего мела.

Аналогичный вывод может быть сделан и о площади Евразийского бассейна, примыкающей к шельфу моря Лаптевых. На этой площади выявлена семикилометровая толща осадков, нижняя часть которой имеет облик меловых отложений.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что значительная часть площади Евразийского бассейна сформирована в докайнозойское время.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kristoffersen. Y. The Eurasia Basin: an update from a decade of geoscientific research // Polarforschung. 2000. V. 68. P. 11–18.

2. Glebovsky V.Y. et al. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. V. 40(4). P. 21-42.

3. Berglar K. et al. Initial Opening of the Eurasian Basin, Arctic Ocean // Front. Earth Sci. 2016. V. 4. P. 91. doi: 10.3389/feart.2016.00091.

4. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen Basins, Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31. P. 1–4.

5. Пискарев А.Л. Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2004. Т. 38(6). С. 49-66.

6. Левитан М.А. Скорости седиментации отложений последних пяти морских изотопных стадий в Северном Ледовитом океане // Океанология. 2015. Т. 55(3). С. 425–433.

7. Рекант П.В. и др. История формирования осадочного чехла глубоководной части арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ // Региональная геология и металлогения. 2015. Т. 64. С. 11–27.

A large amount of data on the structure of the sedimentary cover in the Eurasian Basin was obtained during the Russian seismic expeditions in 2011, 2012, and 2014. New data allow the zoning of the Eurasian Basin where the linear magnetic anomalies are questionable. Joint interpretation of magnetic, gravity, and seismic data provided opportunity to outline in the Eurasian Basin extensive area of the Mesozoic oceanic basement.

## Репкина Т.Ю.<sup>1</sup>, Рыбалко А.Е.<sup>2, 3</sup>, Барымова А.А.<sup>2</sup>, Исаченко А.И.<sup>4</sup>, Корост Д.В.<sup>2</sup>, Михайлюкова П.Г.<sup>2</sup>, Середа И.И.<sup>2</sup>, Соловьева М.А.<sup>2</sup>, Терехина Я.Е.<sup>2</sup>, Токарев М.Ю.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>МГУ Географический ф-т, Москва, e-mail: <u>t-repkina@yandex.ru</u>,<sup>2</sup>ООО «ЦМИ МГУ», Москва, <sup>3</sup> СПбГУ, Санкт-Петербург, <sup>4</sup>ООО «Арктический Научный Центр», Москва)

### Первый опыт крупномасштабного геоморфологического картографирования морского дна по данным многолучевого эхолотирования и гидролокации бокового обзора (пролив Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря)

Repkina T.Yu.<sup>1</sup>, Rybalko A.E.<sup>2, 3</sup>, Barymova A.A.<sup>2</sup>, Isachenko A.I.<sup>4</sup>, Korost D.V.<sup>2</sup>, Mikhaylyukova PG.<sup>2</sup>, Sereda I.I.<sup>2</sup>, Solovieva M.A.<sup>2</sup>, Terekhina Ya.E.<sup>2</sup>, Tokarev M.Yu.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>MSU Faculty of Geography, Moscow, <sup>2</sup>LMSU CMR, Moscow, <sup>3</sup>SPbU, Saint Petersburg, <sup>4</sup>Rosneft Arctic Research Center, Moscow)

## The first experience of high-resolution geomorphological mapping of the seabed according to the data of multi-beam echo sounding and sonar sonar survey (the Great Salma Strait of the Kandalaksha Gulf of the White Sea)

Ключевые слова: геоморфологическое картографирование морского дна, многолучевое эхолотирование, гидролокация бокового обзора, Белое море

На основе комплекса геофизических данных впервые проведено детальное картирование дна ледникового шельфа. Мезо- и микрорельеф морского дна является полигенетическим, созданным структурными, ледниковыми, гравитационными и гидрогенными процессами.

Представления о рельефе морского дна до настоящего времени заметно уступают в детальности сведениям о строении поверхности суши. Выявление неизвестных ранее крупных форм рельефа морского дна считают географическими открытиями (Магидович 2003, Агапова, 2008). Современные геофизические методы, в частности многолучевое эхолотирование (МЛЭ) и гидролокация бокового обзора (ГЛБО), дают возможность «видеть» и интерпретировать подводный рельеф полигонов детальной съемки не менее, а иногда и более подробно, чем надводный.

Начиная с генетической классификации И.П. Герасимова и Ю.А. Мещерякова (1946), размеры (ранг) выделяемых форм рельефа связывают с преобладающей ролью в их возникновении эндогенного или экзогенного факторов. В формировании рельефа гляциальных шельфов арктических

морей (Дибнер, 1968, 1978, Матишов, 1979, Арктический..., 1985), в том числе Белого моря (Варейчук, Игнатов, 1989, Сафьянов, Соловьева, 2005, Никифоров и др., 2007, Государственная..., 2012), наряду с особенностями геологического строения и современных субаквальных процессов, крайне важную роль сыграли экзарационно-аккумулятивная деятельность ледниковых покровов, постгляциальные (тектонические И гляциоизостатические) движения, эвстатические колебания уровня Мирового океана. Поэтому рельеф гляциальных шельфов неоднороден, унаследованным часто является или реликтовым, сложен лля интерпретации и классификации, которые в значительной мере зависят от детальности исходной батиметрической и геологической информации. Наиболее крупные (более десятков км) формы рельефа, выражающиеся в поле глубин при съемках среднего и мелкого масштабов, традиционно соотносят с эндогенными факторами. Формы мезорельфа, протяженностью до 100 км (обычно десятки км) относят к «экзогенным, реже структурным, субаэральными и/или современными субаквальными созданным процессами»; а формы микрорельфа относительной высотой и протяженностью метры и сантиметры – к экзогенным, сформированным современными процессами под водой (Никифоров и др., 2007).

геолого-геофизических Комплект данных высокого разрешения, полученных ЦМИ МГУ в проливе Великая Салма, позволил выделить на дне акватории формы мезо- и микрорельефа, предположить их генезис, оценить характер и направленность рельефообразующих процессов, провести детальное геоморфологическое картографирование и выявить факторы, определившие строение и дискретизацию рельефа дна, который в свою очередь, лежит в основе выделения подводных ландшафтов. Пролив Великая Салма имеет длину 25 км при ширине от 0.6 до 8 км и глубинах до 120 м, т.е. согласно (Никифоров и др., 2007) все формы рельефа дна пролива относятся к мезо- и микрорельефу. Геоморфологическое районирование выполнено по морфогенетическому принципу. Генезис рельефа рассмотрен на трех временных и глубинных срезах: в соотношении со строением фундамента, экзогенными событиями поверхности позднего неоплейстоцена и современными субаквальными процессами. Источником информации о поле глубин служили цифровая модель рельефа (ЦМР) дна с ячейкой 2x2 м, построенная в ArcGIS по данным МЛЭ, и производные карты: изобат (сечение через 5 м и 0.5 м глубины), углов наклона и экспозиции склонов. Карты углов наклона были составлены с диапазоном 5 °, а также с неравным диапазоном (0-0.05°, 0.05-1°, 1-2.5°, 2.5-5°, 5-7.5°, 7.5-10°, 10-12.5°, 12.5-15° и далее через 5°), что позволило выделить субгоризонтальные поверхности И склоны, благоприятные И не благоприятные для развития гравитационных процессов разных типов. Карта экспозиции склонов позволила оценить степень дискретности и упорядоченности рельефа. Информация о распределении современных донных осадков получена по данным ГЛБО, заверенным результатами геологического пробоотбора. фотовидеоизображениями И c

телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов (ТНПА); о строении разреза – по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с использованием высокочастотного профилографа. Особенности геолого-геоморфологического строения района \_ приповерхностное положение раздробленного кристаллического фундамента, интенсивные и различные для разных блоков восходящие движения (Романенко, Шилова, 2012. Баранская, 2015, Репкина, Романенко, 2016), современная сейсмичность (Ассиновская, 1994, Балуев и др., 2009, Мараханов, Романенко, 2014), определяют наличие структурных форм рельефа всех морфометрических рангов. Строение фундамента: положение его кровли в пределах разных блоков, раздробленность, преобладающая ориентировка блоков (СЗ-ЗСЗ) и секущих их нарушений (СВ-ВСВ), обусловливают пространственное положение и структуру рельефа как наиболее крупных геоморфологических элементов пролива, так и небольших структурных гряд относительной высотой 1–2 м, отчетливо выраженных на ЦМР и изображениях ГЛБО.

Наиболее крупные структурно предопределенные формы – склоны и днище самого пролива. В его северной части приподнятые блоки фундамента образуют узкую субгоризонтальную поверхность с глубинами до 20-25 м, а затем резко, ступенями, погружаются к днищу пролива, формируя крутой макросклон с подножием на глубинах 90-100 м. Значительные (от 5 до 20°) уклоны способствуют развитию на склонах гравитационных процессов. На южном макросклоне блоки фундамента образуют на глубинах 15-35, 40-50 м ступени шириной 0.5-1 км, разделенные короткими уступами. Поверхности ступеней, в зависимости от раздробленности блоков, мощности перекрывающих их осадков и характера современных субаквальных процессов, заняты структурноденудационными, денудационно-аккумулятивными ледниковыми или денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными морскими равнинами. Глубины 50-100 м занимают склоны, приуроченные к ступенчато блокам фундамента. Ha C3 погружающимся пролив ограничен приподнятым блоком фундамента (Еремеевский порог). Морфологические признаки структурных форм рельефа всех рангов – прямолинейность или «угловатость» очертаний, упорядоченность простирания соседствующих форм и элементов рельефа, резкая, до 90°, смена простирания в зонах пересечения линеаментов (Авенариус, 2004). Для донных осалков характерна контрастность состава – от преимущественно грубых обломков в пределах положительных структур до тонких – в депрессиях. На глубинах 20-50 м морфология мезо- и микрорельефа практически всех уплощенных участков и части склонов наследует облик рельефа кровли ледниковых отложений ругозерской стадии деградации последнего оледенения. Морена образует на дне хорошо распознаваемые визуально комплексы форм рельефа – сочетания гряд, холмов, западин, ложбин. Характерные особенности ледниковых форм и их комплексов – неровные плановые очертания, изменчивость по высоте, крутые (7.5-12.5°, часто до 15-20°)

склоны гряд и холмов. Положительные формы рельефа часто связаны с увеличением мощности ледниковых отложений, в том числе с «шапками» морены, «насаженной» на вершины или склоны выступов фундамента. В гидродинамических условий конкретных зависимости ОТ участков ледниковые формы закрыты чехлом ледниково-морских и морских, в том числе современных перлювиальных, осадков. Бассейновые осадки залегают в понижениях морены (денудационно-аккумулятивные или аккумулятивноденудационные равнины) или полностью перекрывают формы ледникового рельефа (аккумулятивные морские равнины). Выходы морены, как правило, сопровождаются увеличением крупности и ухудшением сортировки донных осалков. появлением на относительно затишных лаже vчастках преимущественно реликтовых перлювиальных валунов, гальки, дресвы, щебня, которые были, вероятно, сформированы при более низком уровне моря (Рыбалко, Семенова, 2015). Там, где ледниковые отложения перемыты приливными течениями (южный склон Еремеевского порога), формируются валунно-галечные отмостки. Формы ледникового рельефа и их сочетания, как правило, не являются уникальными для какого-либо участка полигона, морфологические однако имеют некоторые И морфометрические особенности, которые могут быть использованы в качестве признаков районирования.

субаквальные Современные процессы, моделирующие формы реликтового рельефа и создающие специфические денудационные и аккумулятивные формы на глубинах 20-50 м, относятся к группам гидрогенных (деятельность приливов, припайных льдов, выпадение взвеси из водной толщи), гравитационных (медленное сползание грунта, блоковые оползни, потоки малой плотности) и биогенных (деятельность роющих организмов и т.д.). Судя по составу наносов, в экстремальные штормы возможно «оттягивание» песков за пределы зоны волнового воздействия до глубин около 20 м. Однако, скорее всего, пески на этих глубинах можно считать реликтовыми. Формы рельефа, связанные с деятельностью приливных течений, – узкие ложбины с V- или U-образным поперечными профилями, относительно протяженные или состоящие из продолжающих друг друга коротких врезов, отчетливо видны на ЦМР и изображениях ГЛБО. Они встречены на разных глубинах и элементах рельефа, чаще всего у подножий склонов, на контакте уступов и локальных возвышенностей и относительно «мягких» осадков. Ложбины наиболее отчетливы контрастны (относительная глубина до 3 м) в поле «мягких» осадков, однако видны и в пределах выходов морены.

Накопление взвеси, выпавшей из водной толщи, характерно для затишных участков дна, замкнутых и полузамкнутых понижений. Скорость биогенно-терригенной седиментации оценивается для открытой акватории Кандалакшского залива в 0.2–0.6 мм/г (Новигатский, 2013), а для прибрежных мелководий – 0.3–1.0 мм/г (Митяев, Герасимова, 2012). Темпы поступления продуктов ледового разноса – гранулометрически разнородных осадков, вплоть до валунов, на дно Кандалакшского залива

оценивается в 0.006–0.007 мм/г, при доле крупных обломков 10–40% (Чувардинский, 1989), а в относительно замкнутой Великой Салме, скорее всего, достигает больших значений. Материал ледового разноса неравномерно рассеян по дну, его скоплений, создающих специфические формы рельефа, не встречено.

Оползневые процессы могут развиваться на подводных склонах с уклонами 0.5-1° и более (Козлов, 2005). Формы рельефа, созданные оползневыми процессами, приурочены, в основном, к крутому северному склону пролива. Оползневые тела шириной до 100 м, сложенные смятыми морскими и ледниково-морскими осадками, и перекрытые современными морскими осадками (Рыбалко и др., 2013), формируют неровный волнистоступенчатый рельеф склона на глубинах 40-70 м и глубже. На ЦМР они распознаются по сочетанию пологих ступеней, часто с обратным уклоном, относительно крутых внешних склонов, западинам и ложбинам на контактах оползневых тел со стенками срыва. На востоке северного макросклона на глубинах 45-65 м на ЦМР и сейсмограммах фиксируется запрокинутая к СВ ступень крупного (длина ~800 м, ширина ~450 м), вероятно древнего, оползневого тела, закрытая в тыловой части относительно мощной толщей морских осадков. Склон выше тела оползня имеет слабовогнутый (2.5-7.5°) поперечный профиль, перекрыт морскими осадками, в плане образует дугу, и, вероятно, является стенкой срыва оползня. Склон расчленен U- или V-образными эрозионными ложбинами с глубиной вреза до 1.5–2 м и склонами крутизной 5–15°, выработанными в чехле морских осадков суспензионными потоками малой плотности. Источником материала является, по-видимому, широкая, пологая ступень на глубинах 20-35 м, - промежуточный коллектор наносов, поступающих с берега. В подножии склона эрозионные ложбины не образуют значимых конусов выноса, что может свидетельствовать об их редкой активизации и незначительных объемах перемещения наносов. Линейные размеры форм биогенного рельефа меньше разрешения ЦМР.

Таким образом, мезо- и микрорельеф дна пролива полигенетичен. Наиболее крупные формы рельефа (сотни метров – километры, превышения метры – десятки метров) – чаще структурные или структурно предопределенные, но могут иметь ледниковое (крупные гряды) или гравитационное (крупные оползни) происхождение. Формы размерами десятки – сотни метров с превышениями метры – первые десятки метров – ледниковые, структурные, гравитационные и гидрогенные. Формы меньших размеров – ледниковые, структурные, гидрогенные и биогенные. На дне пролива выделены 7 геоморфологических районов – уплощенных структурных ступеней, занятых равнинами разного генезиса, и склонов, площадью ~10<sup>4</sup> м<sup>2</sup>. Положение районов предопределено структурными факторами, а особенности генезиса и морфологии рельефа – сочетанием рассмотренных выше факторов.

On the basis of a complex of geophysical data, detailed mapping of the bottom of the glacial shelf was carried out for the first time. Meso- and microrelief of the seabed is polygenetic, created by structural, glacial, gravitational and hydrogenogenic processes.

Руднев В.И., Евсюков Ю.Д., Борисов Д.Г., Рогинский К.А. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: evsgeol@rambler.ru; dborisov@ocean.ru)

## Особенности рельефа дна внешней материковой окраины Таманского полигона

Rudnev V.I., Yevsyukov Yu.D., Borisov D.G., Roginskiy K.A. (Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## Features bottom relief of the outer continental margin of Taman polygon

Ключевые слова: эхосъемка, рельеф, геоморфология, террасы, бровка шельфа, рельефообразование, неотектоника, осадконакопление

Выполнен детальный анализ полученных материалов по рельефу дна на Таманском полигоне. Особое внимание уделено эрозионным террасам и формированию рельефа бровки шельфа, представленной в проекции на вертикальную плоскость. Развитие этих морфоэлементов происходило в условиях проградации материковой отмели и дифференцированных неотектонических движений.

Исследования рельефа дна на полигонах Черного моря выполняются с 1971 г. К настоящему времени таких площадей насчитывается около 50-ти. В статье [1] приведены обобщения, в которых отмечены основные данные по полигонам: количество профилей, их длина, межгалсовые расстояния, протяженности промеров и др. Комплексная обработка первичных записей эхограмм, помимо данных о рельефе дна, позволила получить весьма важные данные о слоистости осадков, оползневых телах и т.д.

На Таманском полигоне определенный интерес представляет внешняя зона материковой отмели, строение и развитие которой связано с верхней частью материкового склона. В данном случае представляется возможным рассмотреть специфические особенности строения этой зоны на примере анализа рельефа бровки шельфа в проекции на вертикальную плоскость.

Измерение глубин на полигоне выполнялось эхолотом "F-840" с точностью определения 0.5% от измеряемой величины. Прибор обеспечен диапазонами от 0–5 до 0–1600 м (всего восемь) и пятью скоростями протяжки эхолотной ленты. На ней автоматически записывались год, число, месяц, время, диапазон и оцифрованные горизонтальные линии. Эти данные существенно облегчали общую обработку полученных материалов. Во время эхолотной съемки определение координат осуществлялось с помощью спутниковой навигационной системы с точностью позиционирования  $\pm 10-15$  м.

Эхолотный промер выполнен по системе взаимно пересекающихся галсов длиной от 13-45 до 50-75 км, а суммарная протяженность всех профилей составила 1050 км. В результате детальной обработки первичных

материалов составлены батиметрическая и геоморфологическая карты. На рисунке А приведен южный фрагмент батиметрической карты [2]. Таким образом, полученные новые материалы и подготовленные графические построения вносят новый вклад в познание геоморфологии Таманской материковой окраины.

Внешний шельф Таманского полигона занимает обширное пространство. Здесь он представляет собой позднеплейстоцен-голоценовую аккумулятивную (местами абразионно-аккумулятивную) равнину [3]. На западе исследованной площади ее ширина около 50 км. В районе верховья каньона Кубань шельф резко сужается до 18–20, а далее к юго-востоку – до 6–8 км. Рассматриваемый полигон является уникальным, поскольку эхолотной съемкой здесь выявлено восемь (!) абразионных террас. Располагаются они в интервале глубин от 24 до 68 м. Ограничивающие их пологие уступы имеют высоту от 2–3 до 10 м. Протяженность террас от 3–5 до 14–16 км, а их ширина – 2–4 км. К западу от Таманского полигона ранее были выявлены три аналогичные ступени [4].

В этой связи необходимо отметить, что на северо-западном шельфе Черного моря определен возраст 6-ти эрозионных террас. Однако их положение схематично [5]. плановое показано В этом случае представляется, что выявленные нашей эхосъемкой террасы на Таманском обеспеченные координатами) полигоне (надежно при подборе сопутствующих материалов, возможно, удастся идентифицировать по возрасту.

*Бровка шельфа* на Таманском полигоне в плане слабоизвилиста (рис. А). Располагаясь в интервале глубин 75–130 м в проекции на вертикальную плоскость (рис. В), она отражает плавные очертания. Исключение составляют участки, где в материковую отмель врезаются подводные долины и каньоны. Так, в западной части полигона отмечено верховье одного из крупных и сложно построенных притоков каньона Дон. В пределы внешнего шельфа он врезается на расстояние 5 км, а бровка шельфа здесь располагается на глубине 92 м. Восточнее находятся слабо выраженные верховья подводных долин. Между каньоном и долиной располагается крупный выступ, дистальная часть которого отмечена глубиной 121–125 м.

Каньон Кубань располагается между материковым склоном северовосточной части Черного моря и конусом выноса Дона, что делает его сходным с каньоном Кызыл-Ирмак [6]. В пределы внешней зоны материковой отмели он врезан неравномерно: на восточном фланге до 4– 5 км, а на западном – немногим более 11 км (относительные его бровки). Восточный борт представляет собой материковый склон, который сложен коренными породами. Западный – это сравнительно рыхлые образования авандельт Палеодона и частично Палеокубани. Внешний край материковой отмели представляен фрагментами погруженного шельфа. Их протяженность от 2–5 до 12 км, а ширина от первых сотен метров до 1.5–2.0 км. Батиметрическое положение бровки погруженного шельфа различно: вблизи верховьев каньонов и долин 95–110 м, а на дистальных участках выступов, их ограничивающих, она погружается до 150–165 м.



Рисунок. Внешняя зона материковой окраины Таманского полуострова. А – фрагмент батиметрической карты Таманского полигона (по [2]): 1 – профили эхолотного промера; 2 – изобаты; 3 – бровка шельфа; 4 – бровка погруженного шельфа. В правом верхнем углу – положение района исследований. Б – бровка шельфа в проекции на вертикальную плоскость.

Материковый склон на полигоне исследован до 600–800 м. Его поверхность расчленена мелкими долинами. В интервале глубин 115–195 м здесь располагаются до пяти террасовых ступеней. Предполагается, что они имеют эрозионное происхождение и после их образования под действием неотектоники были опущены на 70–90 м.

Юго-западная часть каньона Кубань ограничена крупной асимметричной грядой. Относительно тальвега каньона ее высота составляет 350–400 м. Гребень гряды состоит из нескольких локальных возвышенностей (амплитуда 17–22 м), а ее склоны осложнены множеством врезов, уступов, ступеней.

Происхождение и развитие рельефа. Детальный анализ первичных материалов эхолотного промера, составленные графические построения в совокупности с опубликованными геолого-геофизическими данными дают основание предполагать, что происхождение и развитие морфоэлементов на полигоне зависело OT ряда сложно взаимодействующих рельефообразующих факторов. Основными из них являются неотектоника и осадконакопление, которые развивались условиях многократно в

повторяющихся процессов регрессий и трансгрессий бассейна.

Побережье от Керчи до Анапы – это зона контакта Большого Кавказа, испытывающего интенсивное современное поднятие, и Черноморской впадины, являющейся областью современного опускания. Этот участок находится под влиянием расширяющейся впадины, наложенной на различные платформенные и орогенные морфоструктуры континентального обрамления бассейна [7, 8].

Неотектонические процессы, по всей вероятности, играли определяющую роль в формировании разновеликих морфоструктур Таманской материковой окраины. Геолого-геофизические материалы дают основание предполагать, что по отдельным разломам происходили не только вертикальные, но и горизонтальные движения, что нашло отражение в строении новейших морфоструктур [3].

Зона внешнего шельфа представляет собой аккумулятивную равнину. В современном рельефе здесь отсутствует связь не только с морфоструктурами суши, но и с элементами рельефа прибрежной отмели. К концу позднего плейстоцена произошло выдвижение (проградация) внешней части шельфа примерно на 20 км [9].

Таким образом, внешний шельф и верхняя часть материкового склона представляют собой зону наиболее активного морфоструктурного развития. Здесь погружающиеся участки соседствуют с воздымающимися. Их ориентировка контролируется как продольными (относительно бровки шельфа), так и поперечными тектоническими нарушениями. Причем, первые из них могут провоцировать образование ступеней погруженного шельфа, а вторые – обусловливают заложение подводных долин и каньонов.

Осадконакопление. Рыхлые отложения распространены неравномерно. В периоды регрессий в отдельных синклиналях сохранялись замкнутые водоемы, гле осалконакопление не прерывалось. Реликты нижнечетвертичных отложений приурочены к неогеновым прогибам и зонам неотектонических опусканий. Они расположены, чаще всего, в средней и внешней частях материковой отмели. Здесь молодые осадки представлены чаудинскими, новоэвксинскими и голоценовыми образованиями, мошности которых 100-150 м [9]. составляют ЛО Выравненность обусловлена внешней зоны шельфа интенсивной голоценовой аккумуляцией. Здесь отмечены малые мощности осадков, а иногда и выходы коренных пород.

Регрессивно-трансгрессивные процессы, неоднократно повторявшиеся в плейстоцене, соответствовали этапам осушения или затопления шельфа. При этом замедление регрессии в разные эпохи контролировалось глубиной Босфорского пролива. Предполагается, что серия обширных эрозионных террас могла образоваться при неоднократных и продолжительных замедлениях регрессии, когда уровень моря снижался до отметок примерно 80–100, а затем и 100–140 м. В этот период проградация внешней зоны

204

материковой отмели испытывала дифференцированные неотектонические движения, что отражалось на формировании рельефа бровки шельфа.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евсюков Ю.Д. Детальные исследования рельефа дна на полигонах Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. М.: Научный мир, 2011. С. 363–378.

2. Евсюков Ю.Д. Геоморфологическая характеристика и истории развития притаманской материковой окраины (Черное море) // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2007. № 2. С. 86–97.

3. Авенариус И.Г. Морфоструктуры сочленения Черноморской впадины с северо-западным Кавказом // Геоморфология. 1980. № 3. С. 49–54.

4. Евсюков Ю.Д., Шимкус К.М. Новые данные по геоморфологии и неотектонике материковой окраины в районе Керченского пролива // Доклады Академики наук. 1995. Т. 344. № 1. С. 83–86.

5. Варущенко С.К. Анализ позднеплейстоценовой и голоценовой истории развития природной среды северо-западного шельфа Черного моря // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 50–62.

6. Евсюков Ю.Д., Кара В.И. Геоморфология каньона Кызыл-Ирмак (Черное море) // Геологический журнал. 1989. № 1. С. 88–95.

7. Благоволин Н.С. Современные вертикальные движения земной коры // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 35–45.

8. Кара В.И. Структурно-геоморфологические типы материковой окраины Черноморской впадины // Геоморфология. 1979. № 2. С. 13–21.

9. Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Формирование рельефа проградационного шельфа Таманского полуострова // Геоморфология. 1998. № 1. С. 91–99.

Performed detailed analysis of the materials obtained for the bottom relief at Taman polygon. Special attention is paid to erosion terraces and the formation of the shelf edge relief, represented in projection on a vertical plane. The development of these morphosemantic occurred in the conditions of progradation of the continental shelf and differentiated neotectonic movements.

**Руднев В.И., Евсюков Ю.Д., Борисов Д.Г., Рогинский К.А.** (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: evsgeol@rambler.ru;dborisov@ocean.ru)

Детальное строение рельефа дна на полигоне Болгарской материковой отмели

Rudnev V.I., Yevsyukov Yu.D., Borisov D.G., Roginskiy K.A. (Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

## Detailed structure of the bottom relief at the site of Bulgarian continental shelf

Ключевые слова: орография, батиметрия, бровка шельфа, отмель, склон, геоморфология, рельефообразование, неотектоника

Представлены результаты эхолотного промера на полигоне Болгарской материковой окраины. Подробно рассматриваются элементы мезорельефа исследованной площади. Рельеф бровки шельфа, показанный на вертикальной плоскости, позволил сделать некоторые выводы о соотношении эндогенных и экзогенных факторов причастных к преобразованию материковой отмели в новейшее время.

На внешней материковой отмели, между мысами Калиакра и Емине, выполнены детальные исследования рельефа дна [1]. Здесь приведены результаты повторной обработки ранее полученных материалов на Болгарском полигоне. Работа выполнена с учетом особенностей орографии прилегающей суши и опубликованных геолого-геофизических материалов для данной акватории. Подробно рассмотрены морфология внешнего шельфа и верхней части материкового склона. Их связующей границей является бровка шельфа, формирование и развитие которой происходило под воздействием эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования.

Орография суши представлена отрогами горной системы Стара-Планина. Это сравнительно небольшие (300–600 км) субширотные хребты с отметками вершин немногим более 500 м. Тектонически расчлененный на разновеликие блоки хребет Еминско-Планина в восточной части образует береговой выступ с мысом Емине. Этот хребет разделяет обширные Камчийскую и Бургазскую низменности.

К северу от реки Камчия располагаются субширотно ориентированные озера: Безымянное (пресное) и Варненское (соленое). Общая их длина около 250 км, а их заложение, по-видимому, обусловлено разломом, который, возможно, находит свое продолжение на шельфе и материковом склоне.

В морфоструктурном плане зона от Варны до Бургаса представлена аккумулятивными равнинами, альпийскими горными сооружениями, складчато-глыбовыми морфоструктурами, низкими горами и холмогорьями. Прибрежная зона испытывает опускания: вблизи Варны – 5.3 мм/год, Бургаса – 1.3 мм/год [2].



Рисунок. Болгарский шельф. А – положение полигона. Б – геоморфологическая схема: 1 – бровка шельфа; 2 – тыловой шов нижней террасы; 3 – оси валов; 4 – оси ложбин; 5 – подножие уступа на склоне; 6 – локальные формы рельефа: а – положительные; б – отрицательные; 7 – уступы древних абразионных террас: а – четкие; б – слабо выраженные; 8 – изобаты; 9 – промерные галсы и их номера. В – обзорные профили рельефа дна: жирная точка и цифры – положение бровки шельфа и ее глубина. Г – глубина бровки шельфа в проекции на вертикальную плоскость.

По структурно-геоморфологическому районированию материковая окраина рассматриваемой области относится к Нижнекамчийскому прогибу [3, 4]. Особенности рельефа дна здесь определяются его строением и связаны с элементами орографии прилегающей суши. Ширина шельфа резко изменчива: от 30 (м. Камчия) до 65 км (траверс Бургаса) [5].

Болгарский шельф представляет собой абразионно-аккумулятивную поверхность, испытывающую современное выравнивание. Подвергающийся новейшему прогибанию материковый склон пологий с углами наклона 3–5°, на отдельных участках около 7°. Его поверхность сглажена, долины имеют малый врез и плавные очертания.

В центральной и внешней зонах болгарского шельфа выполнен эхолотный промер на полигоне площадью 1400 км<sup>2</sup>. Промерные галсы (общая длина 460 км) располагались по нормали к берегу между городом Варна и мысом Емине (рис. А). Их длина около 30 км, а межгалсовые 3-5 км (рис. Б. В.). Координация расстояния эхолотного промера обеспечивалась спутниковой системой навигации с точностью позиционирования ±10–15 м [1].

На геоморфологической схеме четко прослеживается продольная (вдоль берега) зональность шельфа: центральная и внешняя зоны. Поперечная зональность проявляется только вблизи профиля 5 (рис. Б. В), где небольшое смещение уступа северного участка между краевым валом и террасой внешней зоны фиксируется поперечным разломом.

Центральная зона расположена на глубинах от 45–50 до 106–113 м. Западная ее часть, с несколько большими углами наклона (30–40'), до глубин 70–180 м хорошо выровнена и лишена заметных понижений или возвышений дна. На глубинах около 80 м наклон поверхности шельфа уменьшается. Здесь встречаются локальные понижения дна, а ниже прослеживаются уступы высотой 2–4 м. Наиболее четко уступы выражены на профилях 3–6, 11, 13.

Нижележащая поверхность постепенно переходит в поле депрессий (реликтовая лагуна). Она отмечена глубинами 89–93 м, которые приближены к полосе валов. Зона краевых валов является интересной и уникальной особенностью болгарского шельфа [4, 5, 6]. На исследованном участке – это субмеридиональная полоса шириной около 4 км. С востока она ограничена уступом, высота которого от 12–14 до 20 м.

Высота валов от галса к галсу и вдоль своего простирания меняется от 1-2 до 10 м, а расстояния между их гребнями – от 0.4 (проф. 5) до 1.9 км (проф. 9). Значительно меняются и поперечные профили валов. На некоторых профилях они асимметричны, с пологими (0.5-2.0°) склонами. На других – резко асимметричны, причем крутые склоны экспонированы к бровке шельфа (проф. 9, 13), а углы наклона достигают 8–10°. Предполагается [5, 7], что валы представляют собой реликтовые аккумулятивные образования допозднеплейстоценового времени. В условиях поздней вюрмской регрессии они даже могли быть береговыми ограничивавшими лагуну. Нижележащая терраса. валами. видимо, подвергалась абразии неоднократно, в том числе и в позднеледниковую эпоху.

Внешняя зона болгарского шельфа представлена хорошо выраженной террасой с глубинами от 106–113 до 118–162 м. Ее ширина в среднем составляет 2–8 км, а наклон до 1°. Перегиб от внешнего шельфа к материковому склону на шести профилях резкий, а на пяти – плавный.

В морфоструктурных и морфоскульптурных особенностях бровки шельфа отражаются специфические черты геоморфологии и

палеогеографии материковой отмели [5, 8]. В рельефе бровки чаще всего проявляется новейшая история развития прилегающей суши, шельфа и материкового склона.

Резкий перегиб шельфа обусловлен процессами новейшей тектоники и связан со сбросами [3, 9], а плавный – сглажен голоценовой седиментацией [4, 6]. По результатам детальных исследований рельефа дна на полигонах Черного моря известна неоднородность строения внешнего шельфа и верхней части материкового склона [1, 10]. Происходившие в новейшее время морфоструктурные преобразования этих двух зон отчетливо отражались в строении рельефа бровки шельфа.

На болгарском шельфе бровка шельфа в проекции на вертикальную плоскость (рис. Г) в средней части (расстояние около 12 км) с небольшим прогибом располагается на глубине 120-128 м. К северу и югу от этого фрагмента бровка погружается до 156 и 162 м соответственно. Предполагается, что эхопрофили в этих местах совпали с выступами, которые ограничивают верховья каньонов Варна и Камчия. Северный фланг бровки располагается на глубине 118 м, в то время как нижний отмечает плавное погружение от 142 до 147 м. Это указывает на перекос материковой отмели с севера на юг. Такое контрастное батиметрическое положение бровки шельфа может быть обусловлено либо расширением шельфа на полигоне от 32 (на севере) до 63 км (на юге), либо причастностью региональных тектонических движений в западной части бассейна. Не исключается также вероятность локальной неотектоники, связанной с прогибанием бровки шельфа в средней по простиранию части и с активизацией движений вдоль субширотных разломов, обусловивших заложение указанных выше каньонов.

Профиль бровки шельфа, представленный на вертикальной плоскости, компенсирует недостаточную (через 3–5 км) плотность эхолотных галсов и отсутствие продольных промеров, которые в совокупности существенно повысили бы информативность данных о строении материковой отмели и, как минимум, верхней части материкового склона.

Метод изображения бровки шельфа на перспективном профиле наиболее наглядный способ показать существенные преобразования внешней материковой отмели под воздействием процессов новейшей можно использовать тектоники. Этот метод вполне успешно для характеристики протяженных морфоструктур: хребтов, каньонов, террас и Представление морфометрических данных т.д. форм рельефа на вертикальной плоскости может быть своеобразной рекомендацией к результативному разделу работ на комплексных геолого-геофизических полигонах, когла возникает необходимость выполнять различные картографические построения.

209

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Евсюков Ю.Д., Руднев В.И. Геоморфологические исследования болгарского шельфа // Комплексные исследования Черного моря. М.: Научный мир, 2011. С. 389–395.

2. Благоволин Н.С., Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения Черного и Азовского морей // Геоморфология. 1973. № 3. С. 46–55.

3. Кара В.И. Структурно-геоморфологические типы материковой окраины Черноморской впадины // Геоморфология. 1979. № 2. С. 13–21.

4. Лимонов А.Ф., Крыстев Т.И. Аккумулятивные валы краевой зоны болгарского шельфа // Бюллетень МОИП. Отделение геологическое. 1992. Т. 67. № 3. С. 49–54.

5. Ионин А.С., Маловицкий Я.П., Юркевич М.Г. и др. Основные черты строения и развития западной части Черного моря // Океанология. 1979. Т. 19. № 3. С. 441–449.

6. Димитров О.В. Новые данные о расчленении четвертичных осадков южно-болгарского шельфа по данным сейсмостратиграфического анализа // Океанология. 2001. Т. 41. № 2. С. 305–312.

7. Маловицкий Я.П., Димитров П.С., Чабашвили С.В. и др. Советско-Болгарская комплексная океанологическая экспедиция (5-й рейс НИС "Академик Л. Орбели") // Океанология. 1977. Т. 17. № 4. С. 755–757.

8. Щербаков Ф.А. Некоторые особенности рельефа бровки шельфа // Геоморфология. 1992. № 2. С. 98–104.

9. Муратов М.В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного // Геотектоника. 1972. № 5. С. 22–41.

10. Евсюков Ю.Д. Детальные исследования рельефа дна на полигонах Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. М.: Научный мир, 2011. С. 363–378.

Presents the results of echo sounding at the site of the Bulgarian continental margin. Discusses in detail the elements of mesorelief of the studied area. The relief of the shelf edge, shown in a vertical plane, allowed to draw some conclusions about the ratio of endogenous and exogenous factors involved in the transformation of the continental shelf in latest times.

### Рукавишникова Д.Д., Баранов Б.В.

(Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: drukavishnikova@gmail.com)

### Оползневые процессы и активная тектоника на северовосточном склоне о. Сахалин, Охотское море Submarine Landslides and active tectonics on the North-Eastern Sakhalin slope, Okhotsk Sea Rukavishnikova D.D., Baranov B.V.

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia)

Ключевые слова: подводные оползни, активная тектоника, континентальный склон, Охотское море

Исследования в рамках трех международных проектов 1998–2012 гг. позволили оценить оползневую активность и распространение оползней на северо-восточном склоне о. Сахалин. Сделаны выводы о влиянии тектонических процессов на формирование оползней в регионе.

Северо-восточный склон о. Сахалин, обращенный в сторону структур Охотского моря, проходит вдоль активной границы плит правосдвиговой кинематики. Тектонически активная зона захватывает о. Сахалин и присахалинский шельф и склон и маркируется сейсмичностью. Настоящая работа посвящена рассмотрению связи активной тектоники с образованием оползневых тел на северо-восточном склоне о. Сахалин.

В основу исследования легли сейсмоакустические разрезы, мозаики ГЛБО и подробные батиметрические карты, которые были получены в экспедициях международных проектов в 1998–2012 гг. Эти данные позволили описать оползневые комплексы вдоль склона о. Сахалин и выявить основные факторы разрушения склона.

Северо-восточный склон о. Сахалин отделен от шельфа отчетливой бровкой. Склон имеет характерный вогнутый профиль, уклон достигает максимальных значений в верхней части склона, постепенно уменьшаясь к подножию, и меняется от 4 до 0.3–0.4 градусов. На склоне распространены системы активных разломов северо-восточного и северо-западного простирания преимущественно сбросовой и сдвиго-сбросовой кинематики (рис. 1).



Рисунок 1. Схема распространения основных элементов склона о. Сахалин. *1.* Области распространения толщи палеооползней; *2.* Области распространения современных оползней; *3.* Бровка склона; *4.* Основные разломы; *5.* Положение профилей; *6.* Покмарки; *7.* Олистостромы. Рамками указаны полигоны съемки многолучевым эхолотом и гидролокацией бокового обзора (ГЛБО). Изолинии проведены через 100 м.

Оползневая толща, обнаруженная и описанная по геофизическим данным, распространена на склоне и у его подножия (рис. 1). Оползневые

отложения регистрируются на сейсмических профилях в виде неоднородной массивной толщи, ограниченной в кровле и подошве непротяженными яркими отражениями (рис. 2).



Рисунок 2. Сейсмические профили, иллюстрирующие строение верхней части осадочного чехла склона о. Сахалин. Положение профилей см. на рис. 1.

Погребенные тела комплекса палеооползней прослеживаются вдоль склона и у его подножия в виде единой неоднородной мутной толщи на сотни километров (рис. 2, толща I-II). Степень деструкции оползневой массы закономерно увеличивается вниз по склону, у подножия склона

сформирован специфический оползневой холмообразный рельеф (рис. 2). На участке дна у подножия склона было обнаружено поле олистостром (рис. 1). Вероятно, оно распространяется за пределы зоны покрытия сонарной съемки. Нижняя граница оползневого комплекса совпадает с поверхностью BSR, которая интерпретируется в качестве границы Современные стабильности газовых гидратов. оползни формируют линзовидные тела массивной структуры и ограничены в кровле и подошве протяженными высокоамплитудными отражениями (рис. 2, комплекс III).

Районы распространения современных оползней приурочены к системам сбросов северо-западного простирания. На юге активных области исследования современный оползневой комплекс находится у подножия тектонического уступа. Оползневой комплекс занимает площадь около 70 км<sup>2</sup> И. вероятно. сформировался В результате разрушения стенки тектонического уступа. В северной части исследованной области современный оползневой комплекс расположен в области развития активных сбросов северо-западного простирания. Он занимает площадь до 200 км<sup>2</sup> и сформирован перемещенными отложениями верхней части склона. Анализ сейсмических разрезов показал, что активные разломы проникают в осадочную толщу на глубину более километра и амплитуды смещения по ним достигают десятков метров. Активные разломы являются свидетельством тектонической нестабильности причиной И И дополнительным фактором разуплотнения верхней части осадочного чехла. Важную роль в формировании оползней в регионе процессы разложения газовых гидратов. Рис. 1 иллюстрирует распределение устьев высачивания свободного газа – покмарков, которые маркируют как активные разломы, так и рыхлые оползневые комплексы. Подошва крупных оползневых тел палеооползней в регионе совпадает с верхней границей стабильности газовых гидратов, вероятно, смещение происходило по некомпетентному обводненному слою, сформировавшемуся при их разложении.

образом, тектоническая и сейсмическая Таким нестабильность И процессы диссоциации регионе формируют газовых гидратов в благоприятные условия И создают основные предпосылки для формирования оползней на северо-восточном склоне острова Сахалин.

Analysis of geological and geophysical data obtained on the North-Eastern Sakhalin slope during 1998–2012 in frames of three international projects afforded ground to distinguish mass wasting process activity in the region. Spatial distribution of landslides was examined. Investigation based on these data has revealed that landslides origin may be controlled by active tectonics.

# Рябчук Д.В.<sup>1</sup>, Сивков В.В.<sup>2</sup>, Сергеев А.Ю.<sup>1</sup>, Жамойда В.А.<sup>1</sup>, Чубаренко Б.В.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Всероссийский анучно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, e-mail: Daria\_Ryabchuk@mail.ru; <sup>2</sup>Институт Океанологии им.П.П.Ширшова РАН, Москва)

#### Морфолитодинамические системы российского сектора Балтийского моря – структура, механизмы функционирования, современное состояние Ryabchuk D.V.<sup>1</sup>, Sivkov V.V.<sup>2</sup>, Sergeev A.Yu.<sup>1</sup>, Zhamoida V.A.<sup>1</sup>, Chubarenko B.V.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

### Morpholithodynamic systems of the Russian part of the Baltic Sea – structure, functioning, and recent state

Ключевые слова: Балтийское море, морфолитодинамическая система, береговые зоны, донные отложения

В статье обсуждаются структура, механизмы функционирования и современное состояние морфолитодинамических систем российского сектора Балтийского моря, выделенных на основе обобщения с точки зрения системного анализа данных, полученных в ходе регулярных комплексных исследований дна и береговой зоны. Под морфолитодинамической (МЛДС) (внутреннего моря) понимается совокупность осадочных отложений и образуемых ими форм рельефа, развивающихся под воздействием экзогенных геологических процессов в зоне перехода от суши к морской акватории, включающей береговую зону, подводные склоны (наклонные абразионно-аккумулятивные равнины) вне зоны волнового воздействия и прилегающие к ним седиментационные бассейны, которые связаны между собой потоками вещества и энергии.

Обобщение с точки зрения системного анализа данных, полученных в ходе регулярных комплексных исследований береговой зоны российского сектора Балтийского моря позволило уточнить границы и выявить особенности функционирования морфолитодинамических систем Юго-Восточной Балтики и восточной части Финского залива.

Морфолитодинамическая система (внутреннего моря) (МЛДС) – совокупность осадочных отложений и образуемых ими форм рельефа, развивающихся под воздействием экзогенных геологических процессов в зоне перехода от суши к морской акватории, включающей береговую зону, подводные склоны (наклонные абразионно-аккумулятивные равнины) вне зоны волнового воздействия и прилегающие к ним седиментационные бассейны, которые связаны между собой потоками вещества и энергии. Элементами МЛДС являются активный слой осадков, образования верхней
части геологического разреза зон размыва и транзита и взвешенное вещество, перемещаемое придонными течениями. Основные связи между структурными подразделения и элементами системы реализуются через процессы абразии, переноса, седиментации, суспензии (ре-суспензии).

Предложенное нами понятие «морфолитодинамической системы» соответствует понятийному аппарату системного анализа в геоморфологии, где под морфолитосистемой в общем случае понимается «генетически и динамически единая совокупность рельефа, слагающих его отложений (литогенной основы) и рельефообразующих процессов» [1, 2]. При рассмотрении функционирования МЛДС акцент делается на исследовании донных отложений (рыхлого осадочного покрова, сформировавшегося на последнем этапе геологического развития, в голоцене) и современной литодинамики. Рамки МЛДС должны быть установлены как в пространстве (масштаб), так и во времени. Время существования МЛДС, очевидно, определяется периодом относительно стабильного уровня моря. При его изменении происходит изменение границ МЛДС в пространстве.

Самбийская МЛДС (Калининградский сектор Юго-Восточной Балтики)

В соответствии с принятой концепцией в структуре Самбийской МЛДС могут быть выделены ряд подсистем (систем второго порядка). По гипсометрическому/батиметрическому положению выделяются: 1) береговая зона (субаэральная часть от подножия авандюны или клифа и субаквальная часть до глубины около 30 м (глубина замыкания для волнового воздействия, нижняя граница воздействия вдольбереговых подводных течений); 2) абразионно-аккумулятивные равнины склона Гданьской впадины; 3) Гданьский седиментационный бассейн.

Верхняя граница береговой зоны – в соответствии с классическим определением [3] – по линии максимального, ежегодно повторяющегося заплеска прибойного потока и расположена на высоте 2.5–3 м. Нижняя граница береговой зоны определяется глубиной замыкания для волнового воздействия, нижняя граница воздействия вдольбереговых подводных течений и приблизительно совпадает с изобатой 30 м. В пределах береговой зоны наиболее отчетливо проявляются прямые и обратные связи, как положительные, так и отрицательные (размыв и образование пляжей в результате поперечного перемещения наносов; отмирание клифов в результате образования бенчей и абразионных платформ и т.д.

Батиметрически ниже в рельефе выделяется подводный склон, расположенный вне зоны воздействия волнения и индуцированных им течений, повсеместно выраженный плавным перегибом к склону Гданьской впадины. С точки зрения литодинамических и седиментационных рассматриваемая подсистема представляет собой процессов промежуточную (транзитную) зону ненакопления, где мощность илов незначительна, как эрозионные, так и аккумулятивные процессы крайне гранулометрическом составе осадков замелленны доминирует И в

алевритовый материал. Верхняя граница Гданьского седиментационного бассейна определяется пределом залегания пелитовых илов (около 80 м), маркирующих зону устойчивой нефелоидной аккумуляции). Очевидно, что обратный поток вещества из данного батиметрического яруса при неизменном положении уровня моря отсутствует.

Латеральное деление выделяемой МЛДС выполнено при помощи компьютерного анализа рельефа дна Калининградского «шельфа». Сопоставление выделенных границ с литологической картой дна и схемой мощности голоценовых отложений показало, что выбранный метод выделения ЛМДС имеет высокую степень достоверности в региональном масштабе.



Рисунок 1. Структура Самбийской морфолитодинамической системы

побережья Сопряженные участки береговой зоны Северного Самбийского полуострова и Куршской косы, связанные между собой выраженным потоком вдольбереговых наносов и транзитом осадочного материала [4]. Направление и характеристики седиментационных потоков, береговую зону Западного побережья Самбийского связывающих полуострова и Вислинской косы не столь очевидны.

На батиметрическом уровне  $-10 \div -30$  м выделяется не связанная непосредственно с береговой зоной МЛДС плато Рыбачий (Самбийско-Куршская возвышенность). Между мористой границей береговой зоны (около -30 м) и верхней границей зоны современной алевро-пелитовой аккумуляции (около -80 м) расположены абразионно-аккумулятивные наклонные равнины склонов Гданьского бассейна, характеризующиеся мозаичным распределением донных отложений и сложным рельефом дна. Конечным бассейном аккумуляции потоков осадочного вещества в рассматриваемой МЛДС является Гданьский седиментационный бассейн.

Основным источником вещества в береговой зоне являются гравитационно-абразионные потоки. В целом, в пределах рассматриваемой МЛДС происходит интенсивная механическая сепарация полидисперсных твердых частиц. В результате у берега на малых глубинах накапливаются пески, мористее – крупные алевриты. Далее в море, за пределами зоны (глубины 30-80 м) осадочный (алевритовопереработки волновой пелитовый) материал практически не отклалывается [5]. По гидродинамическим условиям он может накапливаться в Гданьской впадине (80–110 м), попадая туда в виде агрегатов (биофильтрация, коагуляция).

МЛДС восточной части Финского залива

Особенностью МЛДС восточной части Финского залива является значительного локальных наличие количества селиментационных бассейнов, располагающихся на различных батиметрических уровнях и, соответственно, значительно варьирующая глубина границ систем второго порядка. Современные седиментационные бассейны восточной части Финского залива располагаются в относительных понижениях рельефа на глубинах от 4-5 м в Невской губе до 50-60 м в районе острова Гогланд и разделены более поднятыми участками дна, на которых преобладают процессы размыва, транзита или нулевой седиментации и формируются, соответственно грубообломочные, песчаные отложения миктиты. И Структура МЛДС Восточной части Финского залива приведена на рис. 2.



Рисунок 2. Структура морфолитодинамической системы восточной части Финского залива

Работа по разработке структуры Самбийской морфолитодинамической

системы выполнена при финансовой поддержке РНФ № 14-37-00047 «Геоэкологические условия морского природопользования в российском секторе Юго-Восточной Балтики»; разработка структуры морфолитодинамической системы восточной части Финского залива выполнена при поддержке РНФ № 17-77-20041 «Воздействие глобальных, региональных и субрегиональных природных факторов на развитие береговых морфосистем восточной части Финского залива, как среды обитания человека».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А. Химизм морфолитосистемы – важная основа экохимического направления с геоморфологии // Астраханский вестник экологического образования. 2014. Т. 1 (27). С. 47–57.

2. Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А. Экологическая геоморфология. Словарьсправочник / Э.А.Лихачева. М.: Медиа–Пресс, 2004, 240 с.

3. Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения / Ред. В.П.Зенкович и Б.А.Попов. М.: Мысль, 1980. 280 с.

4. Бабаков А.Н. Пространственно-временная структура прибрежных течений и миграций наносов в береговой зоне юго-восточной Балтики. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. Калининград, 2002. 26 с.

5. Емельянов Е.М., Стрюк В.Л., Тримонис Э.С. Распределение взвеси в Гданьском бассейне // Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. М.: Наука, 1986. С. 45–57.

Structure, functioning and recent state of marine morho-lythodynamic systems of the Russian Baltic are discussed in presented article. Analyses is based on long-term complex research of the bottom and coastal morphology and geology. A morho-lythodynamic system (of the inner sea) is a combination bottom sediments and relief forms, developing under the impact on exogenous geological processes within the transition zone between land and sea-bottom, including coastal zone, near-shore bottom (inclined submarine plains) out of wave impact and adjacent sedimentation basins, linked by interaction of sediment flows and energy.

# Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Буданов Л.М., Неевин И.А., Жамойда В.А., Ковалева О.А.

(ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГБУ ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: sergeevau@yandex.ru) Развитие береговой системы Нарвско-Лужского междуречья под влиянием трансгрессивно-регрессивных колебаний палеоводоема Балтийского моря Sergeev A.Yu., Ryabchuk D.V., Budanov L.M., Neevin I.A., Zhamoida V.A., Kovaleva O.A.

(A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg) Development of the coastal system of the Narva-Luga Klint Bay during water level fluctuation of the Baltic Sea basin

Ключевые слова: Литориновое море, голоцен, палеогеография, георадар, береговая зона

Приводятся результаты геолого-геофизических и геоархеологических исследований формирования прибрежно-морских отложений, развитых на территории Нарвско-Лужской предглинтовой низменности. Проведенное георадарное профилирование позволило установить ряд эрозионных горизонтов, отражающих колебания палеоводоема Балтийского моря в голоцене.

Одним из наиболее интересных районов побережий восточной части Финского характеризующихся широким залива, развитием послеледниковых аккумулятивных береговых форм рельефа, является территория Нарвско-Лужской предглинтовой низменности. Особенности рельефа дочетвертичных образований, осложненного возвышенностями ледникового происхождения, послужили причиной развития разнообразных процессов морфо-литодинамики в прошлом. Рельеф ледниковых флювиогляциальных отложений был существенно переработан и изменен при многократном изменении уровней поздне-послеледниковых водоемов под воздействием береговых абразионно-аккумулятивных процессов и боковой (речной) эрозии [1]. Перераспределение больших объемов песчаного материала приводило к формированию береговых валов, кос, образованию дюн. В ходе трансгрессий происходило формирование абразионных уступов и прислоненных к ним песчаных пляжей. На регрессивных развития Балтийского моря обширные этапах аккумулятивные прибрежно-морские равнины перерабатывались многочисленными водотоками, с накоплением аллювиальных отложений, образующих пойменные старичные формы рельефа (рис. 1). И Особенностью района являются многочисленные археологические памятники каменного века, концентрирующиеся вдоль древних береговых линий [2]. Наличие на рассматриваемой территории геоархеологических объектов различных временных периодов голоцена, дающих возможность использования четких геохронологических маркеров, позволяет разработать хронологию культурного развития региона под влиянием изменяющегося уровня палеобассена [3].

Целью настоящего исследования является уточнение представлений о геологическом развитии Нарвско-Лужской предглинтовой низменности в голоцене с учетом закономерностей лито- и морфодинамических процессов, происходивших в береговых зонах послеледниковых водоемов Балтийского моря. Конкретной задачей работы является реконструкция механизма и времени формирования одной из палеоформ рельефа, выявленных в ходе работ 2012–2017 гг., так называемая «Куземкинская палеокоса», и установление взаимосвязи между изменениями природной среды и характером расселения человека.

В ходе исследования прибрежно-морских голоценовых И неоплейстоценовых водно-ледниковых отложений был использован комплекс геолого-геофизических методов, сопровождающийся геоморфологическими наблюдениями и ГИС анализом рельефа местности по данным топографических карт масштаба 1 : 25 000, использованием данных SRTM 1ARC (с размером ячейки сетки 30 м) и дешифрированием космоснимков.

Геофизические работы проводились методом профилирования с использованием георадара марки SIR System-2000 с применением антенн различной частоты – 70 МГц, 200 МГц и 400 МГц в зависимости от детализации. Использование транспортных средств и открытость территории позволили получить около 70 погонных км записей. Отдельные профили сопровождались инструментальными измерениями рельефа с геодезической привязкой по высотам.

Для интерпретации геофизических данных выполнялось неглубокое бурение с использованием бензобура STIHL BT 121 совместно со шнековым почвенным буром и двумя удлинителями (до 2–2.5 м), сопровождаемое отбором образцов. Также проводилась зачистка обнажений и стенок карьеров, расположенных на исследуемой территории, с детальным опробованием песчаных и галечных отложений, для которых были осуществлены гранулометрический анализ с целью восстановления условий седиментации Общее количество отобранных и проанализированных проб составило 253.

Проведенные на «Куземкинской палеокосе» исследования позволили установить следующее:

Выявленная в ходе исследований аккумулятивная форма представляет собой полигенетическую флювиогляциальную дельту, формировавшуюся при отступании ледника стадии Пандивере [4]. Анализ результатов георадиолокационного профилирования выявил рост флювиогляциальной дельты, сложенной существенно галечными и песчаными прослоями, преимущественно с западного и северного направлений (рис. 2). отложений флювиогляциальной Гранулометрический состав дельты свидетельствует о формировании проградационных слоев дельты в условиях. При активных гидродинамических дальнейшем палеогеографическом развитии отложения флювиогляциальной дельты подверглись размыву как с запада (со стороны современного Нарвского залива), так и с севера (со стороны современного Лужского залива). Анализ профилей НСП на мелководье Нарвского залива, позволил выявить на подводном продолжении Куземкинской палеокосы наличие песчаной толщи мощностью 7-10 м, подстилаемой мореной, и, вероятно, служившей формирования наиболее крупной прибрежно-морской источником аккумулятивной формы этого района – Кудрюкульской палеокосы. Сопоставление полученных данных с результатами ранее проведенных исследований [5], указывает на то, что в период максимума Литориновой трансгрессии Куземкинская палеокоса форма была осушена. На абс. высоте 8.5 м с запада (со стороны современного Нарвского залива) и севера (со стороны Лужского залива) выявлены четкие морфологические и литологические образования, соответствующие зоне пляжа (береговой вал/авандюна и два подводных вдольбереговых вала).

По данным археологических исследований в период, последовавший за максимумом Литориновой трансгрессии, произошло активное освоение рассматриваемой аккумулятивной формы человеком.



Рисунок 1. Геоморфологическая схема прибрежно-морских отложений в районе пос. Б. Куземкино



районе пос. Б. Куземкино

Полевые работы выполнены при поддержке гранта РФФИ 15-05-08169. Обработка геофизических материалов и лабораторные исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 17-77-20041 «Воздействие глобальных, региональных и субрегиональных природных факторов на развитие береговых морфосистем восточной части Финского залива, как среды обитания человека».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rosentau A., Muru M., Kriiska A. et al. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland // Boreas. 2013. doi: 10.1111/bor.12004.

2. Ryabchuk D., Sergeev A., Kotilainen A. et al. Postglacial development of the eastern Gulf of Finland: from Pleistocene lake-glacial basins to Holocene lagoon systems // Geophysical Research Abstracts. 2016. V. 18. EGU2016-2522.

3. Ryabchuk D., Zhamoida V., Amantov A. et al. Development of the coastal systems of the easternmost Gulf of Finland, and their links with Neolithic-Bronze and Iron Age settlements // Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf / Harff J., Bailey G., Luth F. (eds). Geological Society Special Publication. 2016. V. 411.  $\mathbb{N}$  1. P. 51–76.

4. Vassiljev J., Saarse L. Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2013. V. 85. P. 9–18.

5. Sandgren P., Subetto D.A., Berglund B.E. et al. Mid-Holocene Littorina Sea transgressions based on stratigraphic studies in coastal lakes of NW Russia // GFF. 2004. V. 126. P. 363–380.

The abstract presented new results of geophysical and geoarcheological studies of the formation of coastal marine sediments developed on the territory of the Narva-Luga Klint Bay. The conducted GPR profiling made it possible to establish erosion horizons shows the fluctuations of the Baltic Sea basin in the Holocene.

# Смирнов О.Е.<sup>1</sup>, Холмянский М.А.<sup>1</sup>, Анохин В.М.<sup>2, 3, 4</sup>

(<sup>1</sup>ФГБЎ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, <sup>2</sup>Санкт-Петербургский научный центр РАН, Санкт-Петербург, <sup>3</sup>Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, <sup>4</sup>Российский государственный педагогический университет им. Герцена, Санкт-Петербург, e-mail: <u>vladanokhin@yandex.ru</u>)

### Роль локальных естественных электрических полей в формировании россыпей на Восточно-арктическом шельфе России

# Smirnov O.E.<sup>1</sup>, Kholmianskii M.A.<sup>1</sup>, Anokhin V.M.<sup>2, 3, 4</sup>

(<sup>1</sup>Gramberg Stte Institute VNIIOkeaneologia, S-Peterburg, <sup>2</sup>Saint-Petersburg Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, <sup>3</sup>Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, <sup>4</sup>Herzen State University, St. Petersburg)

# The role of local natural electric fields in the formation of placers on the East Arctic shelf of Russia

Ключевые слова: шельф, месторождения, золото, олово, естественное локальное электрическое поле.

Изучены особенности современных и палеостатических локальных электрических полей в морях Восточно-арктической зоны РФ. Проведена оценка влияния этих полей на транспортировку и осаждение рудных частиц с возможным формированием месторождений тонкодисперсного золота и олова.

Региональная оценка перспектив шельфовой зоны на твердые полезные ископаемые должна учитывать все генетические факторы образования россыпей, в т.ч. фактор влияния локальных естественных электрических полей на транспортировку и осаждение минеральной взвеси, концентрирующейся в водах шельфа.

Основные перспективы шельфа арктических морей России на месторождения россыпного типа связаны с различными кайнозойскими отложениями, представляющими собой сложно построенную толщу илистых, глинистых, песчаных диагенезированных отложений.

Нашими работами установлено соответствие между характером полей и разрез шельфовой типами осадков И пород. слагающих 30НЫ. Установленные нами закономерности позволяют определить характер влияния поля на осаждение частиц рудных минералов и, параллельно, литодинамического перемещения механизм частиц связать литологическим особенностями строения различных районов акватории арктического шельфа. Для оценки миграционных способностей минералов перемещаться на шельфе под влиянием электрического поля составлен ряд электродинамической подвижности для минералов, формирующих наиболее важные в промышленном отношении месторождения: гематит, ильменит, магнетит, касситерит, марказит, молибденит, тодоркит, золото.

Геоэлектрические характеристики дна играют важную роль формировании минералогических ассоциаций транзитных и конечных В частности, такие ассоциации, как рутил-пироксенпарагенезисов. ильменитовая. эпидот-гранатамфиболовая и гранатмагнетитовая объединяют минералы. близкие по своей электродинамической подвижности и характеризующиеся одинаковым зарядом взвешенных частиц и близкими значениями диэлектрической проницаемости. С этих же позиций представляется весьма спорным заключение ряда авторов о генетической связи высоких концентраций ильменита с ореолами золота и магнетита с ореолами касситерита.

Ha литолого-фациальных, основании гео-И гидрохимических гидросферы нами сделана разреза лито- и характеристик оценка структурных особенностей современных и палеостатических локальных электрических полей и их влияния на транспортировку взвешенного минерального материала для шельфа восточно-арктических морей РФ, Палеореконструкции поля выполнены основании на анализа палеоэлектрохимической обстановки, основными показателями которой являлись: минеральный состав отложений, наличие в них органического вещества, аутигенных минералов.

По строению рыхлого чехла и его фациальным особенностям по методу Г.И. реконструировалось Теодоровича положение окислительновосстановительной границы, знак Eh. На основании прямой зависмости между Eh и локальным субстатическим электрическим полем шельфа реконструировалось палеостатическое поле и оценивалось его влияние на взвешенные минеральные частицы. Пример влияния поля на литодинамическое перемещение рудных минералов на шельфе ряда районов моря Лаптевых приводится в таблице.

На основании этой таблицы построена карта влияния локального естественного электрического поля на осаждение и транспортировку рудных минералов, приведённая на рисунке.

Для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского на карте выделены участки, в пределах которых поле способствует формированию голоценовых россыпей ильменита, касситерита и золота.

Для морей Чукотского и Берингова такая оценка сделана для всего рыхлого чехла. Степень достоверности перспективности выделенных участков определяется детальностью геологического и литогеохимического изучения разреза слагающих чехол отложений, а также объёмом сведений, позволяющих построить структуру локального электрического поля – современного и палеостатического.

В море Лаптевых с наибольшей достоверностью установлены границы участков, расположенных на шельфе Новосибирских островов и на акватории шельфа, противолежащей береговой линии Хатангского и Янского заливов. В Восточно-Сибирском море наиболее интересны участки, расположенные в западной и восточной части шельфа.

Таблица 1. Влияние локального электрического поля на перемещение минералов

| Западная и центральная части моря Лаптевых |                              |                 |             |        |            | Восточная часть, шельф Новосибирских о-вов |               |             |        |            |
|--|------------------------------|-----------------|-------------|--------|------------|--|---------------|-------------|--------|------------|
| осад                                       | (ки                          | характер        | влияние     | поля н | а характер | осадки                                     | характер      | влияние     | поля н | а характер |
|  | локального литодинамического |                 | 0           |        | локального | литодинамического                          |               |             |        |            |
|  |                              | электрического  | перемещения |        |            | электрического                             | перемеш       | леремещения |        |            |
|  |                              | поля            | касси-      | золота | ильменита  | ]  | поля          | касси-      | золота | ильменита  |
|  |                              |                 | терита      |        |            |  |               | терита      |        |            |
| на   | западе                       | знакопеременное | +           | -      | +          | на севере                                  | на севере     | +           | -      | +          |
| -  | пески                        | с преобладанием |             |        |            | смешанные с                                | преобладают   |             |        |            |
| p/3,                                       |                              | отрицательного  |             |        |            | преобладанием                              | отрицательные |             |        |            |
| алев                                       | риты                         |                 |             |        |            | песков                                     |               |             |        |            |
|  |                              |                 |             |        |            |  |               |             |        |            |
|  |                              |                 |             |        |            |  |               |             |        |            |
| в це                                       | нтре –                       | знакопеременное | -           | +      | -          | на юге                                     | на юге        | -           | +      | -          |
| песк                                       | и к/з,                       | с преобладанием |             |        |            | смешанные с                                | преобладают   |             |        |            |
| p/3  |                              | отрицательного  |             |        |            | преобладанием                              | положительные |             |        |            |
|  |                              |                 |             |        |            | алевритов                                  |               |             |        |            |

В западной части Чукотского и, представленной на карте части Берингова моря, локальное электрическое поля может способствовать формированию современных россыпей касситерита и могло способствовать формированию погребённых россыпей золота миоцен-олигоценового и нижне-среднеплейстоценового возраста. В центральной и восточной частях Чукотского шельфа поле способствует формированию современных россыпей золота и могло способствовать формированию погребённых россыпей олова.

Фактор влияния локального электрического поля на формирование россыпных концентраций рудных минералов на шельфе, на наш взгляд, следует учитывать при построении различных металлогенических схем и карт, рассматривая его самостоятельно или совместно со всеми факторами россыпеобразования, вводя его в этом случае, как одну из составляющих процесса седиментогенеза. Последние поисковые работы на шельфе подтверждают это заключение.

The features of modern and paleostatic local electric fields in the seas of the Eastern Arctic zone of the Russian Federation are studied. The effect of these fields on the transport and deposition of ore particles with the possible formation of fine gold and tin deposits is estimated.



Рисунок. Схематическая карта районов влияния электрического поля на осаждение рудных минералов. Площади, в пределах которых электрическое поле способствовало осаждению: 1 – золота в голоцене; 2 – касситерита и ильменита в голоцене; 3 – золота в голоцене и миоцене, касситерита и ильменита в миоцене; 4 – касситерита и ильменита в голоцене и миоцене, золота в нижнем и верхнем плейстоцене

## Соколов С.Ю.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sysokolov@yandex.ru)

### Формирование медианных хребтов в пассивных частях трансформных разломов – признак сдвиговых смещений Sokolov S.Yu.

(Geological institute RAS, Moscow)

## Formation of Median Ridges at Passive Parts of Transform Faults – the attribute of strike-slip displacements

Ключевые слова: внутриплитные деформации, сдвиг, медианный хребет

Медианные хребты, наблюдаемые в активных частях трансформных разломов, являются узкими (3–5 км) и длинными (более 100 км) морфоструктурами, возникающими вероятнее всего в условиях транспресии с выходом на поверхность вовлеченных в сдвиговую зону пород по механизму образования «цветочной структуры». Подобные образования наблюдаются в некоторых пассивных частях трансформных разломов и сопровождаются прорывом осадков породами фундамента. Это указывает на возможность сдвиговых смещений по разломным зонам вне ее активных частей.

Медианные хребты согласно [1] являются положительными формами рельефа в приразломных долинах активных и пассивных частей трансформных разломов, которые расположены как вдоль их оси, так и примыкают (в плане) к их бортам под различными углами. Активная часть разлома Богданова (рис. 1) на всей длине выражена медианным хребтом. Это указывает на очевидный сдвиговый генезис данной структуры, которая в данном случае отличается от аналогичных структур небольшой разницей (первые градусы) простирания с восточной пассивной частью. Такое соотношение для правосдвигового смещения указывает на транспрессионную геодинамическую обстановку, при которой медианный хребет может быть «цветочной» структурой, встречающейся в аналогичных обстановках в развитых осадочных бассейнах, но в данном случае с выдавливанием кристаллических пород корового комплекса. На это также указывает состав пород, поднятых с медианных хребтов драгированием. По данным [1] эти формы дна могут быть представлены всеми породами океанической коры и верхней мантии от перидотитов до базальтов, но во всех случаях присутствуют тектонические брекчии. Примечательно, что по пересечениям маршрутным промером пассивных частей других разломов видно, что медианные хребты встречаются не только в активных зонах. Это указывает на существование сдвиговых смещений далеко за пределами тех частей трансформных разломов, которые принято считать геодинамически активными. Существует также теоретическая возможность формирования хребтов условиях транстенсии, происходит медианных в когда

изостатическая компенсация пространства, возникшего из-за компоненты растяжения.



Рисунок 1. Оттененный рельеф активной части трансформного разлома Богданова по данным 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000).



Рисунок 2. Оттененный рельеф восточной пассивной части трансформного Вима с медианным хребтом по данным 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000). Черной линией с подписью показано положение фрагмента сейсмического разреза рис. 3.

Пересечение восточной пассивной части разлома Вима на удалении 1300 км от активной части (рис. 2) показывает наличие в троге пассивной части разлома узкого и прямолинейного медианного образования в осадочном обрамлении. Этот хребет вытянут вдоль  $10^{\circ}42'$  с.ш. (см. рис. 2) и его длина с учетом двух галсов составляет не менее 100 км при ширине, не превышающей 4 км и высоте не более 500 м. На хребте осадки отсутствуют. Он представляет собой тело внедрения (рис.3), которое было поднято позже формирования осадочного чехла. Такое узкое в поперечном размере тело, имеющее длину не менее 100 км, а вероятнее всего намного больше, поскольку признаков затухания этого хребта в широтном направлении не наблюдается, является аналогом медианных хребтов, обычно наблюдаемых в середине трогов активных частей трансформных разломов. Появление

данной морфоструктуры в пассивных частях может указывать на сдвиговые подвижки, возможность которых обсуждается в [2] в связи с вариациями скоростей спрединга вдоль оси САХ. Наличие складчатых деформаций к северу от хребта подтверждает то, что это происходит в условиях транспресии. На разрезе НСП также видно (см.рис.3), что в краевой части трога с медианным хребтом осадки приподняты в результате внедрения пород фундамента.



Рисунок 3. Разрез НСП по данным 22-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (ГИН РАН, 2000). Положение южной части разреза показано на рис. 2.

Таким образом, В транспрессионной геодинамической обстановке происходит структурообразование как в виде складчатых форм со структурным несогласием (см. рис. 3), так и в виде инъективных форм с большими линейными размерами (см. рис. 2), формирующими субширотные гряды в рельефе акустического фундамента. По данным [3, 4] современная геодинамическая обстановка данного региона является транспрессионной. Такой же она является и к западу от оси САХ между трансформными разломами Вима и 15°20'с.ш. [5], но с высоким уровнем внутриплитной сейсмичнсости.

Автор признателен экипажу НИС «Академик Николай Страхов» за самоотверженную работу, без которой сбор геолого-геофизических данных не был бы возможен. Также автор признателен Мазаровичу А.О. за обсуждение предмета исследования и ценные замечания. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-05888), Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 3, темы ГИН РАН «Опасные геологические процессы в Мировом океане: СВЯЗЬ С геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане» (государственная регистрация № 0135-2016-0013).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О. Строение дна Мирового океана и окраинных морей России. М.: ГЕОС, 2006. 192 с.

2. Соколов С.Ю. Особенности тектоники Срединно-Атлантического хребта по данным корреляции поверхностных параметров с геодинамическим состоянием верхней мантии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4 (32). С. 88–105.

3. GPS Time Series Data. Jet Propulsion Laboratory of California Institute of Technology. 2008. (http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html)

4. ANSSEarthquakeCompositeCatalog.2014.http://quake.geo.berkeley.edu/anss/, выборка 11.02.2014.

5. Klitgord K.D., Schouten H. Plate kinematics of the central Atlantic // Geology of North America / Vogt P.R., Tucholke B.E. (eds.). V. M. Boulder, Colorado: GSA, 1986. P. 351–378.

Median ridges, observed in active parts of transform faults, are narrow (3-5 km) and long (more than 100 km) morphostructures, which probably generated under transpression conditions with uplift of envolved into shearing zone rocks similar to "flower structures". Such formations also could be observed in some passive parts of transform faults and perform the injective penetration into sediments by basement rocks. These points to possibility of strike-slip movements in fault zones out of their active parts.

Соколов С.Ю., Сухих Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П. (Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sysokolov@yandex.ru) Деформационные процессы в осадочном чехле Канарской абиссальной котловины Атлантики за пределами осевой зоны САХ по данным акустического профилирования в 33 рейсе НИС «Академик Николай Страхов» Sokolov S.Yu., Sukhikh E.A., Peyve A.A., Chamov N.P. (Geological institute RAS, Moscow) Sedimentary cover deformation processes at Canary Abyssal Basin of Atlantic Ocean beyond MAR Based on Data of Acoustic Profiling in 33-rd cruise of R/V "Akademik Nikolaj Strakhov"

Ключевые слова: внутриплитные деформации, флюиды, томографические аномалии, пассивные части разломов

Исследования Канарской котловины показали, что восточные пассивные части трансформных разломов в сегменте САХ между разломами Кейн и Атлантис, имеющие признаки доседиментационной тектоничекской расслоенности, содержат современные пликативные и дизъюнктивные деформации верхней части осадочного чехла с признаками флюидов в сводовых частях складок. Происхождение флюидов может быть связано либо с процессом серпентинизации пород верхней мантии, либо с магматической активностью, возможность которой достаточно велика по «горячим» аномалиям в данных сейсмотомографии.

Сопоставление геологических разрезом объемной ланных c сейсмотомографической модели современной разрешающей способности [1] для S-волн показало, что этот вид геофизических данных [2] вышел на скоростей допустимо уровень, при котором вариации поля интерпретировать совместно с геолого-геофизическими ланными. полученными в ходе региональных и рекогносцировочных съемок. На рис. 1 изолиниями показана вариация поля скоростей на глубине 100 км, из которой следует современная конфигурация минимумов этого параметра, называемых «горячими», совпадающих вулканическими условно с системами Азорских и Канарских островов, а также подводных гор к югу от Азор. Между ними находится зона положительных значений вариации скоростей, называемых «холодными». Маршрут экспедиции 33-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (2016) пересёк все упомянутые зоны и в середине «холодной» зоны были установлены деформации осадочного чехла, показанные на рис. 2. Отличительной особенностью этих структур является скопление флюидов в сводовых частях, выраженное в осветлении записи и потере акустической стратификации отражающих горизонтов.



Рисунок 1. Положение галсов высокочастотной акустической съемки 33-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», спутниковая альтиметрия и вариации скоростей S-волн по данным сейсмотомографии [2] в изолиниях с шагом 1% для среза на глубине 100 км. Нулевая изолиния показана утолщенной линией. В районе Азорских и Канарских островов расположены минимумы. Толстой линией показано положение фрагмента акустической записи на рис. 2.



Рисунок 2. Фрагмент разреза профилографа EdgeTech 3300. Номерами обозначены складки. Положение показано на рис. 1.

Район, где расположен фрагмент разреза рис. 2, исследовался ранее, и по данным [3] содержит признаки доседиментационной расслоенности консолидированной коры с южным азимутом угла падения наклонных рефлекторов, в ряде случаев имеющих продолжение на всю мощность осадочного чехла до поверхности дна. Это указывает на современную реактивацию смещений по дизъюнктивным нарушениям. Деформации, высокочастотного приведенные на рис. 2, выявлены по данным профилирования для верхней части разреза и содержат три складчатых структуры. Так как одними из признаков деформаций являются волнообразный изгиб рефлекторов при постоянной мощности и несогласное налегание верхнего комплекса на деформированный нижний, в ряде случаев эродированный, структуры рис. 2 характеризуются следующим образом. Верхний высокоамплитудный комплекс мощностью 12-14 м, являющийся флюидоупором из-за отсутствия в нем акустического осветления, залегает с угловым несогласием на складках 1' и 3. Это видно по сокращению мощности в сводовых частях и едва прослеживаемому из-за акустического осветления срезу. Деформации в складках 1 и 2 имеют сохраняющееся значение мощности во всем разрезе. Это указывает на современный возраст складок 1 и 2 и более древний возраст складок 1' и 3.

Полученные данные ставят следующие вопросы: являются ли данные пологие складки с амплитудой в первые десятки метров следствием подъема флюидов или они имеют тектоническое происхождение с последующим скоплением флюида в сводовых частях. Эти вопросы закономерно порождают другой вопрос о происхождении флюида. В работе [4] широко известное явление акустического осветления осадочной толщи интерпретируется как следствие внутриплитной магматической активности. В существуют данном районе для этого основания, поскольку конфигурация «горячих» аномалий вариации скоростей допускает наличие магматических очагов во внутриплитном пространстве. Но отмеченные деформации выявлены в «холодном» сегменте на пересечении с трогами пассивных частей трансформных разломов в сегменте между разломами Кейн и Атлантис. Поскольку вдоль пассивных частей возможны сдвиговые смещения [5]. активная трещиноватость может способствовать проникновению воды в верхнюю мантию, что в условиях остывшей на литосферы приводит к активизации удалении от САХ процессов серпентинизации выделением дополнительного объема с флюида. последующим скоплением его в антиформах и формированием штамповой складчатости за счет вертикального подъема участков с увеличенным объемом мантийных пород, который имеет место при серпентинизационном преобразовании вещества. Таким образом, есть возможность лля существования обоих механизмов генерации флюидов. Более детальное обоснование их природы и генезиса деформаций возможно при проведении дополнительных съемок, донного опробования и выяснения состава вещества, формирующего аномальную запись. Особое внимание при исследованиях подобных зон следует уделять акустическим признакам дегазации в водную толщу.

Авторы признательны экипажу НИС «Академик Николай Страхов» за самоотверженную работу, без которой сбор геолого-геофизических данных не был бы возможен. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 15-05-05888 и 15-05-00497), Программ фундаментальных (проекты исследований Президиума PAH №3. темы ГИН PAH «Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане» (государственная регистрация № 0135-2016-0013).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sokolov S.Yu., Silantyev S.A. Analysis of the distribution of geochemical features of MAR peridotites along its axis and footwall position of seismic tomography anomaly // Mid Oceanic Ridges: new data on geological structure, ore potential and ecology of hydrothermal systems. X workshop of project Russian Ridge 2017. 1–2 June. SPb.: VNIIOkeangeologiya. P. 140–142.

2. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophysical Journal International. 2013. V. 194. N. 4. P. 417-449.

3. Глубинное строение и эволюция литосферы центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро–Багамском геотраверсе) / Под ред/ С.П. Мащенкова, Ю.Е. Погребицкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 299 с.

4. Панаев В.А., Митулов С.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Атлантического океана. М.: Недра, 1993. 247 с.

5. Соколов С.Ю. Особенности тектоники Срединно–Атлантического хребта по данным корреляции поверхностных параметров с геодинамическим состоянием верхней мантии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4 (32). С. 88–105.

Investigation of Canary Basin shows, that eastern passive parts of transform faults in MAR segment between Cane and Atlantis faults, having signs of presedimentation tectonic lamination, contains modern folding and fault deformations of sedimentary cover upper section with acoustic evidence of fluid bearing in antiform tops. The origin of fluids could be connected to serpentinization process of upper mantle rocks or to the magmatic activity, which possibility is big enough according to "hot" anomalies from seismic tomography data.

## Соловьев В.Д.

(Институт геофизики НАН Украины, e-mail: valera@igph.kiev.ua)

#### О глубинных плотностных неоднородностях структур зоны разломов Оуэн (Индийский океан) Soloviev V.D.

(Institute of Geophysics of National Academy of Science of Ukraine, Kyiv) Deep density heterogeneities of the Owen Fracture Zone structures (Indian Ocean)

Ключевые слова: Индийский океан, Аравийское море, зона разломов Оуэн, плотностные неоднородности, подводные горы, хребет Шеба, впадина Уитли.

Представлены некоторые результаты моделирования плотности для структур зоны разломов Оуэна. Они выявили мозаичное строение дифференцированных по плотности частей зоны разломов, что придаёт блоковый характер структурам ЗРО. Процессы спрединга в срединных хребтах (Шеба и Карлсберга), а также изменение кинематических условий в ЗРО (раздвиг-сжатие-сдвиг) в значительной степени повлияли на формирование усложнённой структуры разлома.

Зона разломов Оуэн (ЗРО) общей протяжённостью около 2700 км относится к крупным структурам Индийского океана. Её принято считать пограничной зоной, разделяющей крупные плиты северной части Индийского океана – Индийскую, Аравийскую и Сомалийскую. Максимальная глубина разломной депрессии превышает 5800 м (впадина Уитли).

В отдельных сегментах ЗРО крупные поднятия (горные гряды) ограничены разломами не только на востоке (вдоль основной депрессии), но и на западе. Южнее хребта Меррея (самая северная часть ЗРО) выделяют Центральный и Южный хребты ЗРО, её неактивную часть и зону трансформного разлома Оуэн [1–4].

Пространственная связь всей зоны поднятий ЗРО (от хребта Чейн на юге до хребта Меррея на севере) с зоной разломов Сулейман–Киртхар на континенте может свидетельствовать о том, что развитие этого крупного линеамента северо-западной части Индийского океана происходило в течение длительного времени (мел-палеоген).

В последние 5–10 лет структура ЗРО и область его тройного сочленения со срединными хребтами (Шеба и Аравийско-Индийским) детально исследовались комплексом геофизических методов [4, 5]. Эти исследования показали, что сложная структура ЗРО сформировалась в результате многофазных и разновременных преобразований длительно существовавшей зоны крупных нарушений океанической коры.



Рисунок 1. Положение отдельных интерпретационных профилей съёмки через структуры зоны разломов Оуэн (ЗРО), по [1, 3, 4]. І – участок детальных площадных исследований.

Представленные в статье материалы, полученные при vчастии сотрудников Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины (Д.В. Корниец, В.Б. Бурьянов, О.М. Русаков и др.) для части зоны разломов Оуэн (рис. 1, 2), дополняют известные данные о рельефе, глубинном строении и процессах формирования структур этого региона. По результатам ранее плотностного моделирования выполненного [1. 21 вдоль 20 интерпретационных профилей (В.Б. Бурьянов), было показано, что: а) крупные хребты ЗРО не имеют существенных прогибов земной коры; б) протяжённая зона поднятий, расположенная восточнее хребта Оуэн, характеризуется наличием в разрезе коры мантийных пород с избыточной плотностью; в) вдоль всей ЗРО выделяются линейные зоны шириной земная несколько десятков километров, В пределах которых кора разуплотнена (рис. 2).

Мозаичное строение дифференцированных по плотности частей зоны разломов придаёт блоковый характер структурам ЗРО, значительное место в которых занимают в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы, а также породы с плотностями, сравнимыми с осадочными образованиями. Такие области разуплотнения, выявленные по данным сейсмических и гравиметрических исследований, можно объяснить не только повышенной мощностью осадков, как это предполагается [5] для котловины ВВ (Beautemps-Beaupre), но и наличием разуплотнённых пород в низах коры.



Рисунок 2. Схематическая карта гравитационных аномалий ( $\Delta g_{c.в.}$ , мГл) север-ной части ЗРО (А) по результатам съёмки и плотностные модели (Б) вдоль профилей 16 и 17, по [1, 2]. 1, 2 – кривые силы тяжести (наблюдённая и модельная); 3 – толща осадков; 4 – породы слоя 2; 5 – породы слоя 3; 6 –

значения плотности, 10<sup>3</sup>кг/м<sup>3</sup>; 7 – номер профиля; 8 – положение сейсмических границ в земной коре; 9 – зоны разуплотнения в литосфере.

Локальное разуплотнение мантийного вещества в ЗРО являлось важным фактором для быстрого прогибания осадочной толщи, а также процессов флюидообразования на этапах растяжения структур северной части Индийского океана и заложения региональной сети разломов меридионального и северо-восточного простирания [6].

Выделенная по результатам плотностного моделирования полоса интенсивных аномалий, расположенных восточнее ЗРО может быть связана с наличием мантийных протрузий [1–3], выходящих в отдельных местах на поверхность дна или слагающих основную массу подводных гор, а также залегающих в нижней части коры (и ниже раздела Мохо на глубине до 20– 25 км). Южнее профиля 15 (рис. 1), пересекающего впадину ВВ, располагается неактивный сегмент ЗРО. К востоку от ЗРО на расстоянии 70–80 км в гравитационном поле выделяется пояс интенсивных аномалий, свидетельствующих о наличии хребта, параллельного ЗРО. Здесь была выполнена детальная геофизическая съёмка (рис. 3) подводной горы Головнина, являющейся самой крупной структурой этого хребта (полигон I, рис. 1). Моделирование показало, что плотность пород подводной горы (и мантийных пород в коре) может достигать 3.3 10<sup>3</sup> кг/м<sup>3</sup>[1–3].



Рисунок 3. Схематическая карта аномалий (Δg<sub>с.в.</sub>, мГл) подводной горы (**A**) Головнина (13°20'N'; 59°25'Е; полигон I) и области сочленения ЗРО и срединных (Шеба и Аравийско-Индийского) хребтов (полигон III). Положение полигонов съёмки – на рис. 1.

Следует отметить, что такие зоны с уплотнённой литосферой выделяются только в сегменте ЗРО (рис. 3), расположенном на 10-15°N, т.е. в пределах области его тройного сочленения со срединными хребтами (Шеба и Аравийско-Индийским). Предполагается, что благоприятные условия для внедрения глубинного вещества в виде отдельных интрузий и диапиров могли возникнуть под воздействием преобладающих (на определённом этапе развития разломной структуры) усилий растяжения. Представляет интерес исследование структуры «узловой» впадины Уитли, расположенной в месте пересечения ЗРО со срединным хребтом Шеба в восточной части Аденского залива (рис. 1), где глубина ущелья достигает 5803 м. На крутом северо-западном склоне впадины Уитли (12°35'N; драгированы 58°14'E) были серпентинизированные лерцолиты И гарцбургиты, образованные на глубине около 25 км, которые были выжаты в верхние горизонты океанической коры в результате масштабного вертикального перемещения [3]. Результаты плотностного моделирования этой структуры подтверждают предположения о возможном положении ультрабазитов (с плотностью до 3.2-3.3×10<sup>3</sup>кг/м<sup>3</sup>) в разрезе на глубинах до

22-25 км [2, 3].

Выявление в пределах ЗРО сложного пространственного распределения плотностных неоднородностей указывает на неоднородность её строения и формирования. Вполне вероятно, что ЗРО является разновозрастной структурой, начальные этапы развития которой определялись как глобальными процессами заложения в северо-западной части Индийского океана сети разломов меридионального и северо-восточного простирания, так и региональными процессами растяжения земной коры [6]. Процессы спрединга в срединных хребтах (Шеба и Карлсберга), а также изменение кинематических условий в ЗРО (раздвиг-сжатие-сдвиг) в значительной степени повлияли на формирование усложнённой структуры разлома.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурьянов В.Б., Карабович С.В., Корниец Д.В. и др. Плотностная модель коры и верхней мантии зоны разломов Оуэн // Геоф. ж. 1984. № 3. С. 51–57.

2. Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана. Киев: Наук. Думка, 1984. 168 с.

3. Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. Думка, 1990. 160 с.

4. Fournier M., Chamot-Rooke N., Petit C. et al. Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden // Jour. of Geoph. Res. Atmosph. April 2010. DOI:10.1029/2008JB006257.

5. Fournier M., Chamot-Rooke N., Petit C. et al. Do ridge ridge fault triple junctions exist on Earth? Evidence from the Aden Owen Carlsberg junction in the NW Indian Ocean // Basin Research. 2008. V. 20. P. 575–590, doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00356.x

6. Пущаровский Ю.М. Разломные структуры в океанах // Соросовский образовательный журнал. 2001. Т. 7. № 8. С. 51–57.

Some obtained density modeling results for the Owen lineament Fracture Zone structures are given. They revealed the lateral crustal heterogeneity with low and high density on both sides of this zone. The spreading processes at the Sheba and Karlsberg ridge, as well as the change in the kinematic conditions in the OFZ greatly influenced on its ancient and complicated structure.

**Сухих Е.А., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В.** (Геологический институт РАН, Москва, e-mail: sukhikh ea@mail.ru)

## Влияние изменчивости температуры придонных вод на результаты геотермических измерений в троге Орла Sukhikh E.A., Akhmedzyanov V.R., Ermakov A.V.

(Geological Institute RAS, Moscow)

# Influence of the bottom water temperature variability on the results of geothermal measurements in the Kvitøya trough

Ключевые слова: тепловой поток, температурные колебания, Баренцево море, морская геотермия, методика интерпретации

В ходе исследования термического режима водных масс в троге Орла (северная часть Баренцева моря) и на прилегающем континентальном склоне котловины Нансена выявлена значительная температурная изменчивость в придонном горизонте трога. Рассчитанный вклад колебаний температуры на границе вода-дно в величины плотности донного теплового потока, определенные по данным геотермических измерений в 25 рейсе НИС «Академик Николай Страхов», составил 30–37% для северной части трога. Величины собственно эндогенного теплового потока для исследуемой группы геотермических станций варьируются в пределах 250–330 мВт/м<sup>2</sup>.

По данным геолого-геофизических исследований 25-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (сентябрь 2007 г.) для трога Орла (северная часть Баренцева моря) характерны сложные топография и строение акустического фундамента, а также аномально высокие значения плотности донного теплового потока (далее ТП), что указывает на неотектонические процессы в данном районе [1]. Аномальные значения ТП в троге, полученные в 25-ом рейсе, были подтверждены результатами геотермических работ 27-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (сентябрь 2010 г) [2].

Геотермические измерения в троге выполнялись при наличии придонного изотермического горизонта, демонстрируя «линейность» распределения температур в осадках, что может служить индикатором отсутствия экзогенного воздействия на результаты измерений [3]. Однако имеющиеся гидрологические данные [4-6] указывают на то, что район исследований находится в зоне влияния атлантических водных масс (ABM). значительной сезонной межгодовой изменчивостью обладающих И термохалинных характеристик.

Выход трогов на континентальный склон располагается в зоне вдольсклонового движения ABM, которые поступают в троги с севера [5, 7], а средняя глубина трогов соответствует глубине залегания ядра ABM. Таким образом, тепловое состояние ABM, является определяющим

фактором в формировании термического режима придонного горизонта трогов северной части Баренцева моря.



Рисунок 1. Карта района исследования с отметками положения гидрологических и геотермических станций, выполненных в троге Орла в разные годы.

На рис. 1 представлено расположение выполнявшихся в троге гидрологических станций, отобранных по пространственному критерию из базы данных PANGAEA [8]. Выделенные пунктирной линией районы объединяют имеющие близкое географическое положение геотермические и гидрологические станции разных лет. В ходе сравнения станций температурного зондирования водной толщи внутри выбранных районов (рис. 2) можно отметить, что температура в придонном горизонте меняется довольно значительно: разница составляет до 2°С, в зависимости от района. Для расчета экзогенного температурного воздействия на верхний слой осадков использовались данные геотермических и гидрологических станций района I, поскольку термическое состояние придонного горизонта в данном районе наиболее зависимо от характеристик ABM на континентальном склоне.

По данным измерений заякоренной над континентальным склоном станции М4 проекта NABOS (рис. 1) для глубины 466 м [9] длительный теплый период (XI.2006–II.2007), которому соответствует ряд температурных максимумов для исследуемого четырехгодичного периода измерений (IX.2004–VI.2008), резко сменился длительным холодным периодом (III–VI.2007), после которого последовал незначительный температурный рост.



Рисунок 2. Распределение температур в водной толще для станций с близким географическим положением: А) северная часть трога (район I); Б) центральная часть (район II); В) южная часть трога (район III).

Расчет влияния экзогенных температурных колебаний на глубинный ТП выполнялся с помощью метода конечных элементов. Исследовалось одномерное вертикальное распределение температур в донных осадках с шагом 20 см. Глубина интервала моделирования составляла 10 м, поскольку факторов ниже этого уровня влияние экзогенных на фоновый геотемпературный градиент меньше погрешности его измерения ±0.001 мК/м.

Использованные теплофизические свойства донных илов составили: теплопроводность (k) 1 Вт/(м·К); теплоемкость (c)1000 Дж/(К·кг); плотность ( $\rho$ ) 2400 кг/м<sup>3</sup>, температуропроводность ( $a = k \cdot (c \cdot \rho)^{-1}$ ) 4.2·10<sup>-7</sup> м<sup>2</sup>/с.

При задании начальных условий принято некритичное допущение, что в момент времени  $\tau = 0$  геотемпературный градиент не был подвержен влиянию экзогенных возмущающих факторов. На нижней границе задавался постоянный ТП от 150 до 350 мВт/м<sup>2</sup> с шагом 50 мВт/м<sup>2</sup>. В качестве верхнего граничного условия был взят внутригодовой ход температур на поверхности донных осадков (рис. 3), определенный с учетом сравнительного анализа данных по измерению температур на заякоренной станции М4 проекта NABOS и данных температурного зондирования в троге.



Рисунок 3. Ход температур на верхней границе моделирования.

На рис. 4 приведены распределения температур в осадках при различных

величинах плотности донного ТП  $(150-350 \text{ мBt/m}^2)$  с учетом хода температур на верхней границе. Для сравнения на графиках введено распределение температуры в осадках, наблюдаемое *in situ* на станции STR25 31.



Рисунок 4. Результаты моделирования распределения температуры в осадках по времени при заданном ходе температуры на границе вода/дно для различных величин эндогенного теплового потока.

Наибольшее соответствие с результатами моделирования кривая распределения температур в осадках *in situ* демонстрирует при эндогенном  $T\Pi$ =250 мВт/м<sup>2</sup> и длительности модельных расчетов 220–230 дней, что составляет 3.5 месяца охлаждения на границе вода-дно (рис. 4.3), т.е. в сентябре в придонном горизонте трога завершалась «холодная» фаза. Поэтому и наблюдалась «линейность» распределения температур в донных осадках.

Исследование показало, что учет изменчивости придонных температур во внутригодовых масштабах крайне важен для расчета плотности донного ТП, и даже при наличии достаточно мощного придонного изотермического горизонта в период измерений температурные колебания, произошедшие несколькими месяцами ранее, вносят определенный вклад в наблюдаемое распределение температур в осадках. По результатам моделирования вклад экзогенных температурных колебаний в формирование кривой геотермического градиента составил 30–37%. При этом величины собственно эндогенного ТП для исследуемой группы геотермических станций варьируются в пределах 250–330 мВт/м<sup>2</sup>, что также является высоким показателем не только для Баренцева моря (средние значения ТП составляют 50 мВт/м<sup>2</sup>), но и для всего Северного Ледовитого океана, соответствует рифтовым значениям ТП и указывает на неотектонические процессы в районе трога Орла.

Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы № 0135-2015-0021.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Khutorskoi M.D., Leonov Yu.G., Ermakov A.V. et al. Abnormal Heat Flow and the Trough's Nature in the Northern Svalbard Plate // Doklady Earth Sciences. 2009. V. 424. №. 1. P. 29–35.

2. Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Мазарович А.О. и др. Строение зоны перехода от хребта Ховгард к плато Шпицберген (по данным 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов») // ДАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 514–519.

3. Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др. Геотермия Арктических морей // М.: ГЕОС, 2013. 232 с.

4. Pfirman S.L., Bauch D., Gammelsrød T. The Northern Barents Sea: Water Mass Distribution and Modification // The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. AGU, 1994. P. 77–94.

5. Ivanov V.V., Polyakov I.V., Dmitrenko I.A. et al. Seasonal variability in Atlantic Water off Spitsbergen // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2009. V. 56. Iss. 1. P. 1–14.

6. Lind S., Ingvaldsen R.B. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2012. V. 62. P. 70–88.

7. Pnyushkov A.V., Polyakov I. V., Ivanov V. V. et al. Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Deep-Sea Research I. 2015. V. 101. P. 80–97.

8. <u>https://www.pangaea.de</u> – Data Publisher for Earth & Environmental Science

9. <u>http://nabos.iarc.uaf.edu/data/</u> – Nansen and Amundsen Basins Observational System

According to the water temperature data in the Kvitøya trough (the northern part of the Barents Sea) and on the adjacent continental slope of the Nansen Basin, significant temperature variability in the near-bottom layer of the trough was revealed. The calculated contribution of the observed temperature variations on the water-sediments boundary to the values of the bottom heat flow determined from the geothermal measurements in the 25 cruise of the R/V "Akademik Nikolaj Strakhov" was 30-37% for the northern part of the trough. The values of the endogenous heat flow for the investigated group of geothermal stations range within 250-330 mW/m<sup>2</sup>.

# Суховеев Е.Н.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: <u>sukhoveev@poi.dvo.ru</u>)

# Геоморфология и сейсмостратиграфия возвышенности Первенца (Японское море)

#### Sukhoveev E.N.

## Geomorphology and seismic stratigraphy of the Pervenets Rise (Sea of Japan)

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

Ключевые слова: сейсмостратиграфия, рельеф, возвышенность Первенца, Японское море

Представлены новые данные о рельефе восточного хребта возвышенности первенца полученные при многолучевой эхолотной съёмке и сейсмоакустическом профилировании.

Японское море является окраинным морем, расположенным в зоне сочленения Тихого океана и Азиатского континента. В рельефе дна выделяется три глубоководные котловины: Японская, Цусимская и Ямато. Возвышенность Первенца является крупнейшей в пределах Японской котловины, располагается в северо-западной её части к югу от залива Петра Великого (рис. 1).

Возвышенность Первенца изобатой 2700 м замыкается в отдельное поднятие. состоящее ИЗ ДBVX хребтов (западного и восточного) меридиональной направленности, разделённых седловиной. В 2015 г. ТОИ ДВО РАН на восточном хребте была проведена батиметрическая съёмка многолучевым эхолотом. B 2017 Г. выполнены работы методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) с электроискровым источником. Выполненные исследования позволили уточнить и детализировать морфологию дна и структуру верхней части осадочной толщи. Минимальная зафиксированная глубина моря – 930 м. Установлено, половина восточного хребта осложнена множеством что северная изометричных, обособленных структур – куполообразными поднятиями, высота которых достигает 150-250 м. По данным НСП – данные структуры характеризуются интенсивными первовступлениями отражённой волны с быстрым затуханием сигнала (рис. 2). Такой характер отражённого сигнала характерен для плотных, консолидированных пород.

В ходе геологических работ [1], проведённых здесь ранее, при драгировании были подняты базальты, слаболитифицированные осадочные породы неогенового возраста, обломки железомарганцевых и кремнистых корок. Таким образом, данные постройки являются вулканическими. Осадочный чехол на вершинных частях поднятий маломощный,

стратифицированный. Осалки. залегающие на пологонаклонённой привершинной области, хорошо стратифицированы, мощность ИХ превышает 0.5 с. Поверхностью несогласия они разделяются на два комплекса: верхний мошностью ло 0.1с представлен высокоинтенсивными отражениями, нижний – чередованием слоёв среднеинтенсивных и прозрачных отражений. Согласно работе [2], данная граница имеет позднеплиоценовый возраст и обусловлена падением уровня моря, разделяет осадки, сформированные пелитовыми илами плейстоценового возраста от туфодиатомитов и глинистых песчаников позднемиоцен-раннеплиоценового возраста.



Рисунок 1. Батиметрическая карта Японского моря и района исследования (м). Линией показано положение фрагмента профиля НСП.



Рисунок 2. Фрагмент профиля НСП через вершинную часть возвышенности Первенца.

Таким образом, рельеф северной части восточного хребта возвышенности Первенца определяется наличием вулканических построек, между которыми 2 - 5КМ. Терригенный расстояние материал, С близлежащего шельфа, не мог оказывать значительного влияния на процессы осадконакопления ввиду наличия седиментационной ловушки возвышенностью. Чередование между материковым склоном и среднеинтенсивных и прозрачных слоёв залегающих ниже поверхности по-видимому, обусловлено количества несогласия. изменением изверженного материала в толще вулканогенно-осадочного генезиса.

Автор выражает благодарность коллективу лаборатории сейсмических исследований ТОИ ДВО РАН за помощь в сборе и обработке экспедиционных данных.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахова Н.В., Лопатников Е.А., Ярощук Е.И. Особенности гидротермального рудообразования на возвышенности Первенца (Японское море) // Геология дальневосточных морей России и их обрамления: материалы региональной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева. 16 сентября 2016 г., Владивосток, Россия. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. С. 11–13.

2. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на возвышенности Первенца и ее окрестностях (Японское море) // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 126–139.

Presents new data about topography and structure of the sedimentary cover of the Pervenets Rise obtained with multi-beam echo sounding and seismoacoustic profiling.

#### Турко Н.Н. (Геологический институт РАН, Москва, e-mail: <u>turko@ginras.ru</u>) Рельеф дна Мадагаскарской котловины Turko N.N. (Geological institute RAS, Moscow) Bottom topography of Madagascarbasin

Ключевые слова: батиметрическое картирование, котловины, деформации

Сложный рельеф дна Мадагаскарской котловины отражает историю ее формирования, в том числе, в результате тектонических процессов в двух ветвях срединного хребта – Центрально-Индийского и Юго-Западно-Индийского (ЦИХ и ЮЗИХ соответственно). Батиметрическое картирование, проведенное в рейсах НИС «Академик Николай Страхов», позволило получить батиметрическую карту и цифровую модель рельефа для площади более 34000 кв.км в полосе длиной 580 км от о. Маврикий до ЮЗИХ. Резкая граница (видимо, зона разлома Мелвилл) видна между морфоструктурами, параллельными осям спрединга в ЮЗИХ и ЦИХ соответственно. Для последних наблюдается изменение простираний форм рельефа, проходившее в несколько этапов развития хребта.

Рельеф Мадагаскарской Инлийского лна котловины океана результате формировался тектонического в развития структур ee обрамления: ветвей срединно-океанического хребта – Центрально-Индийского (ЦИХ) и Юго-Западно-Индийского (ЮЗИХ), Мадагаскарского Маскаренского хребтов. И а также хребта Родригес. Последний ограничивает котловину с севера.

Детальных геолого-геофизических исследований в Мадагаскарской котловине практически не проводилось. Исключением являются работы на и/с «Марион Дюфресн», проведенные к юго-востоку от о. Маврикий и зоны протягивающейся разлома Маврикий, влоль восточного склона Маскаренского хребта и о-вов Маврикий и Реюньон [1] (рис. 1). Исследователи отнесли полосу дна шириной около 80 км к более древней коре, сформированной до разделения Сейшельского и Чагос-Лаккадивского блоков и образования ЦИХ. К юго-востоку от этой полосы наблюдается постепенное изменение простираний линейных структур рельефа дна и их разворот по часовой стрелке, связанные с развитием срединного хребта. Эти разворот происходил в несколько этапов, а образованные участки дна разделены зонами нарушений, также постепенно меняющими свое простирание от ССВ (30°) до В (80°).



Рисунок 1. Оттененный рельеф дна Мадагаскарской котловины к ЮВ от о. Маврикий (по [1] с изменениями). Стрелкой указан отмерший рифт.

Далее к юго-востоку в полосе шириной около 60 км и длиной около 580 км сотрудниками Геологического института РАН в 2012–13 гг. в рейсах НИС «Академик Николай Страхов» была проведена съемка многолучевым эхолотом на проходных маршрутах между островом Маврикий и структурами ЮЗИХ. Субпараллельные галсы были спланированы со

смещением порядка 5 миль, что позволило получить сплошное покрытие и составить цифровую модель рельефа (ЦМР) с разрешением 100 м для площади более 34000 кв. км [2].

В северной части отснятой полосы (рис. 2) вытянутые возвышенности СЗ простирания длиной 25-30 км образованы грядами высотой 300-400 м. Депрессия СВ простирания отделяет лежащую к ЮВ область эшелонированных гряд, простирание которых меняется на более северное, т.е. происходит поворот по часовой стрелке. Следующая к ЮВ граница имеет уже ССВ простирание и предположительно является продолжением зоны разлома Мелвилл, пересекающий ЮЗИХ. Таким образом, здесь проходит граница между структурами, образованными в результате развития ЦИХ и ЮЗИХ (рис. 3). Соответственно, к ЮВ морфоструктуры дна имеют в основном субширотное простирание и относятся к области развития ЮЗИХ. Здесь отмечено большое количество изолированных вулканических построек. Все эти отличия хорошо выражены и в магнитном поле, и поле силы тяжести.



Рисунок 2. Оттененный рельеф северной части снятой площади. Видно изменение простираний форм рельефа в отдельных сегментах. °


Рисунок 3. Оттененный рельеф южной части снятой площади. В центре рисунка видна граница между субмеридиональными морфоструктурами, образованными в результате процессов в ЦИХ, и субширотными, переходящими в южный фланг ЮЗИХ.

Продвижение срединного хребта ЮЗИХ проходило с запада на восток, поэтому западной части Мадагаскарской в котловины линейные морфоструктуры, параллельные оси хребта, пересекающие И его субмеридиональные зоны нарушений занимают большую площадь. К северу от них относительно выровненный рельеф, который, по датировке магнитных аномалий, формировался в палеоцене (25-28 аномалии), до образования ЦИХ.

Наиболее сложным облик рельефа предстает в северо-восточной части котловины, К первоначальные деформациям, возникшим в процессе раскола Сейшельского и Чагос-Лаккадивского блоков, авторы [1] относят линейный трог, заполненный осадками, и узкий хребет с сопряженными системами блоков СВ простирания. Последующее развитие двух ветвей срединного хребта создало поле напряжений, приведшее к значительным деформациям [3]. Одним из результатов было, возможно, возникновение субширотного разлома, с вулканической деятельностью вдоль которого связано образование хребта Родригес. Образование последнего в результате действия горячей точки Реюньон встречает ряд возражений [2].

Таким образом, рельеф дна Мадагаскарской котловины отражает сложную тектоническую историю ее формирования. Дальнейшее изучение абиссальных котловин – наибольших по площади и наименее изученных областей океанского дна – позволит восстановить этапы их истории.

Автор признателен экипажу НИС «Академик Николай Страхов» за самоотверженную работу, которая обеспечила сбор геолого-геофизических данных, и всем коллегам, принимавшим участие в сборе и обработке материалов рейсов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-05888), Программ фундаментальных исследований Президиума РАН №3, темы ГИН РАН «Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане» (государственная регистрация № 0135-2016-0013).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dyment J., Gallet Y. et al. The Magafond 2 cruise: a surface and Deep-tow survey on the past and present Central Indian Ridge // InterRidge News. 1999. V. 8(1). P. 25–31.

2. Артамонов А.В., Добролюбова К.О., Турко Н.Н., Абрамова А.С. Соотношение спрединговых и внутриплитных тектоно-магматических структур на океаническом дне в центральной части Индийского океана // Срединно-океанические хребты: новые данные о геологическом строении, рудоносности и экологии гидротермальных систем. Х рабочее совещание проекта Russian Ridge. 1–2 июня 2017. СПб.: ВНИИОкеангеология. С. 13–15.

3. Patriat P., Segoufin J. Reconstruction of the Central Indian Ocean // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 211–234.

The complex bottom relief of the Madagascar basin reflects the history of its formation, including as a result of tectonic processes in the Central Indian and South-West Indian middle ocean ridges (CIR and SWIR, respectively). Bathymetric mapping carried out on R/V "Akademik Nikolay Strakhov" cruises made it possible to obtain a bathymetric map and a digital relief model for an area of more than 34,000 square kilometers in a 580 km strip from Mauritius to SWIR. A sharp boundary (apparently, the Melville fracture zone) is visible between the morphostructures parallel to the spreading axes in the SWIR and the CIR. For the latter, there is a change in the strike of the relief forms, which took place in several stages of the ridge development.

# ФидаевД.Т.<sup>1</sup>, Исаченко С.М.<sup>2</sup>, Ерошенко Д.В.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>БФУ им. И. Канта, Калининград, email: <u>dfidaev@kantiana.ru</u>; <sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, email: deroshenko@atlas.baltnet.ru)

### Абразионно-денудационные геологические процессы и внутреннее строение кайнозойских толщ побережья Самбийского полуострова (Калининградская область) Fidaev D.T.<sup>1</sup>, Isachenko S.M.<sup>2</sup>, Eroshenko D.V.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

# Abrasion-denudation geological processes and the internal structure of the Cenozoic strata of the coast of the Sambian Peninsula (Kaliningrad Region)

Ключевые слова: денудация, абразия, Самбийский полуостров, ледниковая дислокация.

Самбийский полуостров испытывает сильное волновое воздействие моря. На береговых склонах активно развиваются денудационные процессы. Конфигурация береговой зоны находится в зависимости от геологического строения и литологического состава пород. Внутреннее строение пластов пород осложнено ледниковыми дислокациями.

Самбийский полуостров представляет собой горстовое поднятие гляциотектонического происхождения, расположен в юго-восточной части Балтийского моря. Абсолютная высота в наиболее возвышенных участках достигает 111 м (г. Гольтгарбен). На морском побережье образует резкие уступы (клифы) с высотами 40–55 м, снижающийся до 8–10 м на фланговых переходах к Куршской и Балтийской косам.

Современный Самбийский полуостров испытывает сильное волновое воздействие моря, в результате чего размываются береговые уступы и бенчи, а также примыкающие к ним подводные склоны. На побережье и склонах полуострова активно развиваются абразионные и оползневые процессы. Естественные геологические процессы – абразия и денудация берегов Самбийского п-ова и прилегающих территорий, начавшиеся около 10 тыс. л.н., продолжаются и в настоящее время. По данным исследования древнебереговых уровней Юго-Восточной Балтики [1, 2], большая часть Самбийского полуострова и полностью Куршский выступ, некогда представлявший соседний полуостров с севера (ныне подводное плато Рыбачий), абрадированы и поглощены морскими волнами. Интенсивность береговых разрушений, особо усиливается во время экстремальных штормовых погодных условий, сопровождающейся нагонным подъемом уровня моря, волны которых с огромной энергией обрушиваются на береговую зону. Одно из последних штормовых событий произошло 14 января 2012 г., последствием которого стало многочисленные оползни и разрушения по всему побережью Самбийского полуострова.

В апреле месяце 2012 г. лабораторией геологии АО ИО РАН была организована наземная геологическая экспедиция с целью исследования последствия штормового воздействия на прибрежную зону и изучение новообразованных геологических обнажений. В нашу задачу входили: наблюдения за береговыми разрушениями, описание геологических обнажений и расшифровка внутренних взаимоотношений пластов горных пород.

Береговые склоны обследовались от района пос. Донское на ЮЗ до пос. Сокольники на востоке Самбийского полуострова, на протяжении около 35 км (рис. 1).

В геологических разрезах прибрежных склонов можно наблюдать кайнозойские отложения от среднего палеогена до современных – позднечетвертичных возрастов.

Кайнозойские отложения Самбийского полуострова достаточно хорошо биостратиграфически обоснованы изучены [1-6]. ИХ возрасты определениями многочисленными спорово-пыльцевыми И фаунистическими находками [7–9]. Пласты горных пород хорошо выделяются также по литологическому составу, структурно-текстурным и цветовым признакам.

Геологическое строение Самбийского полуострова в ненарушенных разрезах относительно простое, имеющее субгоризонтальное залегание пластов пород палеогена и неогена, перекрытые ледниковыми и водноледниковыми отложениями последнего валдайского оледенения (рис. 2).

Характерной особенностью геологического строения Самбийского полуострова является гляциодислокационные деформации. Последние широко развиты преимущественно в поверхностных слоях мезозойскокайнозойских отложений Восточно-Европейской платформы [6, 10].

На Самбийском полуострове ледниковой дислокацией затронуты пласты пород от палеогена до верхнеплейстоценовых возрастов. Здесь коренные породы местами, полностью срезаны ледником, а образовавшиеся ложбины заполнены ледниковыми отложениями. Следы гляциодислокаций можно наблюдать как на прибрежных выходах кайнозойских пород, так и по результатам бурения в закрытых районах Калининградской области. По отторженцы ланным [11] ледниковые сложенные мезозойскообнаружены кайнозойскими породами, в различных районах Калининградской области, размер некоторых достигает до 5 км<sup>2</sup> площадью и до 60 м мощностью.

На ряде участков береговых склонов имеются сложные складчато – разрывные нарушения гляциодислокационного происхождения, наблюдаются различного размера отторженцы и бескорневые складки.

Морфология складок и положения их осей, опрокинутые чаще, к югу и

юго-западу, свидетельствуют о движении ледников в том же направлении. Складки большей частью являются бескорневыми, т.е. перемещенные из первоначальных мест их образования.

На участках развития гляциодислокаций внутреннее строение пластов пород усложняются складчато-разрывными взаимоотношениями, на месте субгоризонтально залегающих пластов, можно наблюдать слои с вертикальным или обратным – опрокинутым залеганием. Складчатыми деформациями охвачены и моренные отложения.

Побережье Самбийского 1. полуострова подвержено сильному абразионно-денудационному воздействию морских волн, а также поверхностных и подземных вод. На береговых склонах развиваются многочисленные промоины обрушения оползни. И уступов, перерабатываемые затем морскими волнами.

2. В геологическом строении береговых склонов участвуют кайнозойские отложения от палеогена до современных верхнечетвертичных возрастов.

3. Конфигурация береговой зоны находится в зависимости от геологического строения и состава отложений, слагающих береговые уступы. Мысам и выступам побережья соответствуют выходы плотных моренных отложений (валунно-галечные суглинки и супеси). Бухтам и вогнутым берегам – выходы рыхлых песчано-глинистых отложений.

4. Вес комплекс кайнозойских отложений, включая ледниковые и водноледниковые отложения, затронуты гляциотектоническими деформациями.

5. Внутреннее строение геологических объектов осложнено складчатонадвиговыми нарушениями, представляющие отторженцы и бескорневые складки, принесенные ледником из других районов (мест первоначального их залегания).

6. Механизм образования складчато-надвиговых деформаций связаны пластическим выжиманием пород в краевых частях ледника под напором тяжести, а также фронтальной экзарацией приподнятых участков рельефа поверхности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичого осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.

2. Гуделис В.К. Общие черты развития берегов Восточной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время // Тр. Инст. геологии АН ЭССР. Морские берега. Таллин, 1961. Т. 8. С. 27–33.

3. Блажчишин А.И. Геологическое строение подводного берегового склона Самбийского полуострова // Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига: Зинатне, 1974. С. 161–168.

4. Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Фидаев Д.Т., Захарова Е.В.

Гляциодислокации северо-западного побережья Самбийского полуострова (Калининградская область) //Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. 2012. Вып. 4. С. 58–63.

5. Географический атлас Калининградской области / В.В. Орленок (ред.). Калининград: Изд. КГУ; ЦНИТ, 2002. 276 с.

6. Малаховский Д.Б., Саммет Э.Ю. Ледниковые отторженцы и гляциодислокации Северо-Запада Русской равнины // Материалы гляциол. иссл. 1982. № 4. С. 121–128.

7. Балтакис В.И. Осадочные формации и литологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики // Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики. Тр. ЛитНИГРИ. Т. 3. Вильнюс: Минтис, 1966. С. 279–326.

8. Додонов А.Е., Намастников Ю.Г., Якушева А.Ф. Новейшая тектоника юго-восточной части Балтийской синеклизы. М.: Изд. МГУ, 1976. 196 с.

9. Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А. Стратиграфия Калининградского региона. Объяснительная записка к государственной геологической карте М1:200000 / Под ред. д.г.-м.н. Харина Г.С. Калининград, 2001. 216 с.

10. Тарвидас Р.И. Динамика неоплейстоценового ледника на территории Литвы и Калининградской области // Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Тр. Инст. геологии. Вып. 5. Вильнюс, 1967. С. 161–179.

11 Харин Г.С. Фосфоритоносность меловых и палеогеновых отложений Калининградской области и Юго-Восточной Балтики // Литол. и полезн. ископаемые. 2009. № 4. С. 339–362.

The Sambian Peninsula experiences a strong wave impact of the sea. Denudation processes are actively developing on the coastal slopes. The configuration of the coastal zone depends on the geological structure and lithology of the rocks. The internal structure of rock layers is complicated by glacial dislocations.



Рисунок 2. Геологический разрез кайнозойских отложений (р-н пос. Филино)

# Черников А.Г.<sup>1</sup>, Либина Н.В.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Институт проблем комплексного освоения недр (ИПКОН) РАН, Москва, e-mail: <u>agchernikov@mail.ru;</u> <sup>2</sup>Институт океанологии РАН им. П.П.Ширшова, Москва)

# 3D моделирование строение месторождения Белый Тигр по данным дистанционного зондирования Земли Chernikov A.G.<sup>1</sup>, Liibina N.V.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Research Institute of Comprehensive Exploitation of Mineral Resources (IPKON) RAS, Moscow; <sup>2</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

# **3D** model operation a field structure the White Tiger according to remote sensing of Earth

Ключевые слова: 3D модели, цепь Маркова, прогнозирование, геотомография

Разработан способ оперативного прогнозирования-моделирования подповерхностного строения геологических объектов на основании обработки результатов дистанционного измерения поверхностных геолого-геофизических полей различного генезиса. Математической основой способа является теория конечных цепей Маркова. Метод оформлен в виде программно-методического комплекса, позволяющего осуществлять полный цикл прогнозированиямоделирования – визуализации строения и свойств исследуемого объекта. В качестве примера приводится 3D модель строения нефтеносного шельфа Южно-Китайского моря, принадлежащего Республике Вьетнам.

В конце прошлого века нами был разработан способ оперативного прогнозирования-моделирования подповерхностного строения разномасштабных геологических объектов на основании обработки результатов дистанционного измерения поверхностных геологогеофизических полей различного генезиса [1]. Методика, математической основой которой является теория конечных цепей Маркова [2], базируется положении о вероятностном наследовании марковских свойств на глубинных отложений, в марковских свойствах перекрывающих наслоений. Томография массива осуществляется путем преобразования замеренного на его поверхности потенциального поля в цифровое поле марковских состояний, последующего его анализа и получения 3D-модели внутреннего строения геологического объекта. Переход от моделей структурной изменчивости к моделям изменчивости физических (или каких либо других) параметров осуществляется путем инверсионного замещения рассчитанных марковских атрибутов геолого-геофизическими характеристиками, с учетом влияния глубинного фактора. Метод оформлен в виде программнометодического комплекса, программная часть которого состоит из 3-х самостоятельных мультизадачных программ, связанных между собой (помимо идеологии) общим форматом используемых данных, позволяющих в комплексе осуществлять полный цикл прогнозирования-моделирования -

визуализации строения и свойств исследуемого объекта.

Опробование разработанной методики выполнялось на геологических различного объектах уровня иерархии: локальном, региональном, планетарном. В качестве примера, приводится модель глубинного (до 8.5 километров) строения нефтеносного шельфа Южно-Китайского моря, принадлежащего Республике Вьетнам, где в 1988 г. при испытании скважины в Кыулонгской впадине, с глубины 3150 м был получен фонтан нефти с дебитом около 2830 т/сут. Залежь, содержащая основные запасы месторождения нефти была приурочена к высокоамплитудному выступу гранитоидов. Структурно, нефтеносный выступ прорывает осадочные отложения олигоцена, а изолирующей покрышкой для него являются глинисто-аргиллитовые отложения верхнего олигоцена [3]. Открытие уникальной нефтяной залежи в трещиноватых гранитоидах способствовало активизации проведения прибрежными государствами исследований магматогенного фундамента на шельфе Южно-Китайского Моря.

Методом марковской гипсометрической томографии [1], были работы компьютерному прогнозированию 3Dвыполнены по И моделированию глубинного строения и свойств отложений переходной зоны "материк-шельф-море" и ареала распространения кристаллического фундамента в акватории Южно-Китайского бассейна, находящейся под юрисдикцией республики Вьетнам. Основой для построения нашей модели послужила находящаяся в свободном доступе цифровая Генеральная батиметрическая карта океанов - GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans: www.gebco.net).

Следует отметить, что расчет прогнозной 3D-модели выполнялся по единому алгоритму, единовременно для всей совокупности геологоединиц структурных в объекте, включая древние породы консолидированного фундамента, молодые терригенные отложения и структуры переходной зоны между ними. Это означает, что, несмотря на генетическое исследуемых разнообразие отложений, объект рассматривается как единая система, нелинейные трансформации элементов которой описываются и учитываются в расчётах за счет применения математического аппарата нелинейной марковской статистики.

Особенностью системы обработки является реализация марковской инверсии свойств отложений глубинной области. Метод многомерной инверсии использует в качестве томографических атрибутов (помимо свойств геодинамическую марковских разреза) типовую модель вертикальной оценки изменчивости скоростных характеристик глубинного массива. откалиброванной геологически задокументированное на поверхностное распределение выходов стратиграфических кластеров.

Полученные значения изменчивости марковских свойств пересчитываются в параметры петрофизических свойств по априорной информации об акустических свойствах среды. Затем, по преобразованному

массиву данных, при помощи программы, использующей алгоритм нечеткого N-мерного марковского моделирования, создается 3D модель объекта [4]. В основу алгоритма Марковского N-мерного моделирования положен подход, предполагающий удержание в модели не значения координат точек п-мерного пространства и соответствующих им геологогеофизических показателей, а вероятностный образ пространства и свойств моделируемых объектов. Система использует нечеткие каналы наблюдения с ветвящимися графами марковских состояний. Принципиальное различие между четкими и нечеткими каналами заключается в том, что вероятность появления перехода относится к модальному значению класса в первом случае (для параметров) и к границам классов – во втором (для координат). Преобразованные описанным образом переменные и параметры создают образ системы, дальнейшее исследование математический которой выполнятся с Марковской последовательностью целочисленных значений для параметров с четкими каналами и с ветвящимися значениями для переменных с нечеткими. Распознавание ведется по точкам фазового пространства.

Сформированная компьютерная модель, представляет собой образ вероятностного распределения, в 3-х мерном фазовом пространстве, прогнозируемого свойства (скорости распространения продольных волн-Vk) в объекте. Рассчитанные по 3D-модели томограммы, визуализируются в виде глубинных (до 8500 м) скоростных разрезов, ориентированных в направлениях: Запад-Восток и Юг-Север, отражающих строение и свойства подповерхностного массива (рис. 2).



Рисунок 1. Томограммы глубинного строения дна Южно-Китайского моря по профилям, проложенным в меридиональном направлении Юг – Север, с шагом по широте X=1 град.

Полученный скоростной разрез континентальной коры и продолжающего ее в акватории шельфа включает: верхний, осадочный слой со скоростью продольных волн 1–4.5 км/с, промежуточный гранитный

выдержанный по мощности и скорости 5.5-6.2 км/с, и нижний, базальтовый — более 6.0 км/с. Континентальная и шельфовая кора рассматривается нами как ранняя стадия геоморфологического этапа, которую И.П. Герасимов считал временем «формирования базальной поверхности выравнивания, или глобального пенеплена мезозойского возраста (триас – юра – мел). Этот этап должен был протекать в относительно стабильной тектонической обстановке и привел к образованию обширной поверхности выравнивания денудационного происхождения на поверхности всех древних континентов» [5]. Как видно из представленных на рис. 1 разрезов берег – море, проведенных вкрест простирания основных геологических структур, просматриваются три геотектонические зоны: 1) Материк и прилегающий характеризуются распространением слоистых шельф, осалочных отложений, выдержанных по площади, с четко проявленным нарастанием с глубиной значений акустических характеристик. Площадная монотонность строения и свойств отложений нарушается при переходе к зонам рифтогенеза; 2) Рифтогенная зона, состоящая из блоков, чередующихся с формами, заполняющими межблоковое пространство и, пластовыми предположительно, являющимися продуктом разрушения самих блоков. Эти структуры резко дифференцированы по акустическим характеристикам. Четко прослеживаются вертикальные тектонические нарушения; 3) В абиссальных котловинах океана под относительно тонким осадочным слоем (0.5-1.5 км) молодых осадков, где скорости сейсмических волн не превышают 2.5 км/с, находится второй, мощный слой океанической коры, который отличается слабым изменением значений скорости – 4.9-5.2 км/с., при изменении мощности осадков от 1500 до 5000 и более метров.

Те же зоны обнаруживаются и на томограммах, построенных вдоль простирания основных структур, но для них характерны более протяженные и менее контрастные изменения. Созданная 3D-модель транзитной зоны позволяет составить ретроспективный прогноз возникновения подобного феномена. Опираясь исключительно геологического на результаты моделирования, можно предположить, что изначально, раскрытию бассейна обстановка «глобального пенеплена», предшествовала с согласным залеганием стратиграфических горизонтов. Вследствии наступления «эпохи океанизации» [4] или этапа интенсивного расширения Земли в палеогеннеогеновое время [6] произошёл, в результате подпора мантийного вещества, подъем краевой части материка и растяжение (с разрывами) океанической коры (рис. 2).

Априорные данные о строении крупного региона, полученные на основании обработки результатов дистанционных измерений, позволяют с большей уверенностью осуществлять проектирование поисковоразведочных работ, а также могут служить основой для интерполяции в геологическом пространстве фрагментированных наблюдений и интеграции разнохарактерных данных в обобщенную бассейновую модель.



Рисунок 2. Сочленение фрагментов двух глубинных ортогональных разрезов (З-В и С-Ю) в контуре месторождения Белый Тигр. Вверху субширотный разрез, проведенный через месторождение. Справа внизу расположение месторождение на батиметрической карте Южно-Китайского моря.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черников А.Г., Либина Н.В. Использование Марковской гипсотомографии при геологических исследованиях в океанологии // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 561–565.

2. Вистелиус А.Б. Основы математической геологии. Л.: Наука, 1980.

3. Халимов Ю.Э. Промышленная нефтегазоносность фундамента в гранитоидных коллекторах // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 4. С. 1–16.

4. Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука, 2002. 299 с.

5. Герасимов И.П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 19–26.

6. Кузнецов В.В. Кузнецов В.В. Физика Земли и Солнечной системы (модели образования и эволюция). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984. 92 с.

A method for operational forecasting-modeling of the subsurface structure of geological objects is developed on the basis of processing the results of remote measurement of surface geological and geophysical fields of various genesis. The mathematical basis of the method is the theory of finite Markov chains. The method is designed in the form of a software-methodical complex that allows to perform a full cycle of forecasting-modeling-visualization of the structure and properties of the object under study.

# Шкиря М.С., Давыденко Ю.А.

(Иркутский Национальный Исследовательский Технический Университет, Иркутск, e-mail: <u>msshkirya@gmail.com</u>)

### Перспективы применения комплекса электромагнитных зондирований методами ЭМЗ-ВП и МТЗ в транзитной зоне шельфа на примере работ на озере Байкал Shkirva M.S., Davidenko Y.A.

(Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk)

# Application prospects of the complex electromagnetic soundings methods EMS-IP and MT sounding in the transition zone of the shelf on the example of Lake Baikal

Ключевые слова: импульсная электроразведка, ЭМЗ-ВП, вызванная поляризация, коммутатор, МТЗ, шельф, переходный процесс, контролируемый источник

В марте 2017 г. проводились опытно-методические работы на оз. Байкал с целью тестирования аппаратуры в условиях, максимально приближенных к условиям работ в транзитной зоне шельфа. В современных условиях наиболее актуальны поиски углеводородов в мелководной транзитной зоне, где технологии съемки при движении судна слабореализуемы.

Российский континентальный шельф составляет около 20% общей мировой шельфовой зоны. За все время изучения российского шельфа пробурено свыше 250 морских скважин, однако изученность его остается крайне низкой. Она примерно в двадцать раз ниже изученности шельфа Норвегии и в 10 раз ниже – американской части Чукотского моря. При этом, стратегией развития геологической отрасли ставится задача по повышению изученности территории РФ, её континентального шельфа и акваторий внутренних морей до 50% к 2020 г.

Опытно-методические работы выполнялись в районе поселка Большое Голоустное с целью исследования возбуждения и регистрации переходных процессов, а так же временных рядов измерительной установкой линиялиния в эталонной среде с известным УЭС.

Актуальность работ, заключается в применении новой технологии для решения задачи поиска залежей углеводородов в прибрежной мелководной зоне. Изучение собственной переходной характеристики аппаратуры являлось важной частью исследований, т.к. эффективность работ методом импульсной электроразведки с установкой линия-линия при решении различных поисковых задач напрямую зависит от мощности и формы токового импульса, формируемого коммутатором тока.

Методом ЭМЗ-ВП было записано четыре профиля, два из которых располагались ортогонально относительно питающего диполя [1–2].

Генераторный диполь АВ заводнялся стальными тросами вручную в

пробуренные ледобуром лунки. Толщина льда составляла 1 м. Длина генераторной линии 1000 м. Для заземления приёмной линии использовались свинцовые неполяризующиеся электроды, которые опускались в лунку. Шаг между пикетами составлял 50 м (рис. 1).



Рисунок 1. Схема проведения работ методом ЭМЗ-ВП

Следующим этапом исследования, являлась обработка данных и их анализ. С целью оценки собственной переходной характеристики аппаратуры, был сопоставлен исходный сигнал, записанный от коммутаторов ВП-1000м и ЭРГ-120 [3]. Показан пример исходных кривых в диапазоне 0–140 мс (рис. 2).



Рисунок 2. Пример исходных кривых в диапазоне 0–140 мс на примере коммутаторов: а – ВП-1000, б – ЭРГ-120

В результате сопоставления исходных кривых в различных временных диапазонах можно сделать вывод, что уровень и качество сигнала практически идентично.

Сопоставление обработанных кривых с коммутаторов, записанных от соосной установки линия-линия, показало, что сходимость модельной и наблюденной кривых в среднем по профилю имеет одинаковое значение. Данную особенность можно объяснить тем. что верхний слой. представленный пресной водой, обладает хорошей пропускной способностью. Данные, записанные от коммутатора ЭРГ-120, обладают меньшей чувствительностью по поляризуемости и времени релаксации. Это техническими особенности аппаратуры. Сопоставление связано с результатов данных, записанных от ортогональной установки линия-линия, показало, что имеется существенное трёхмерное влияние байкальской впадины на результаты одномерной инверсии, и следует применить аппарат трехмерного моделирования.

Кроме испытаний установки линия-линия и приемного аппаратнопрограммного электроразведочного комплекса «Марс», проводились испытания двух магнитотеллурических станций «ВЕГА». Основная задача, которая ставилась в рамках данного исследования – это получить опыт работы технологией МТЗ с контролируемым источником. Схема работ представлена на рис. 3.



Рисунок 3. Схема проведения работ методом МТЗ

Общая длина MN – 50м. Длины линий – по 25 м от центрального электрода. Приемные линии ориентированы по сторонам света. Генераторная линия АВ, используемая для работ установкой линия. располагалась параллельно приемной линии (СЮ). Магнитный датчик Нх ориентирован параллельно приемной линии MN (СЮ). Магнитный датчик Ну ориентирован параллельно приемной линии MN (3B). Магнитный датчик Hz ориентирован вертикально путем высверливания лунки во льду и последующего укрепления датчика в ней. Заземление приемных линий, осуществлялось свинцовыми неполяризующимися электродами. Результаты обработки данных с одной точки представлены на рис. 4.



PK4 (Baikal lake 2017)

Рисунок 4. Результаты обработки данных со станции МТЗ № 4

По результатам инверсии сопротивление воды составило 270 Ом\*м. Данное значение сопротивления приурочено к первым нескольким сотням метров, что соответствует данным батиметрии, по данным которой уровень дна находится на глубине 400 м. Полученные результаты коррелируют с результатами экспериментов, представленных в статье Ю.Ф. Мороза [4]. Так же значения, полученные после обработки кривых МТЗ коррелируют со значениями сопротивления по ВЭЗ, которое равно 180 Ом\*м.

По результатам проведения опытно-методических работ можно сделать вывод, что тестирование технологий МТЗ и ЭМЗ-ВП оказалось успешным.

В результате опытов установлено, что для выделения аномалий ВП на глубине от 300 до 700 м от уровня поверхности моря, длина питающего диполя должна составлять не менее 1000 м. Комплексный подход с применением технологий МТЗ и ЭМЗ-ВП позволит расширить возможность выполнения работ при глубинах моря от 0-2 км и более уверенно выделять залежи, расположенные на глубинах до 5-7 км и более. Известно, что над залежью углеводородов формируется столб измененных пород, для характерно наличие которого пиритизации в районе верхнего геохимического барьера. Повышенная концентрация пирита, в свою очередь, приводит к образованию аномалий ВП, что рассматривается как один из поисковых признаков [5].

Использование метода морское МТ, позволяет определять структуру проводимости подстилающих пород или их удельное сопротивление.

Результаты, полученные в результате работ, выполненных по технологии ЭМЗ-ВП с применением установки линия-линия, говорят об эффективности применения данной технологии для поисковых работ на шельфе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давыденко Ю.А., Попков П.А., Новопашина А.В. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 73–84.

2. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorbtion in dielectrics // J. Chem. Phys. 1941. V. 6. P. 341–353.

3. Научно-производственная компания «Элгео». Электроразведочная аппаратура. Технические характеристики [Электронный ресурс] <u>http://www.elgeo.ru/</u>

4. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта // Вестник Камчатской региональной организации. Серия: Науки о Земле. 2012. Вып. № 20. С. 114–126.

5. Veeken P.C.H., Kudryavceva E.O., Putikov O.F. et al. Modeling induced polarization effects due to pyrite in geochemical alteration zones above hydrocarbon accumulations // Petroleum Geoscience. 2011. V. XX. P. 1–14.

In March 2017, experimental and methodological work was carried out on Lake Baikal in order to test the equipment in conditions as close as possible to the conditions of work in the transit zone of the shelf. In modern conditions, the search for hydrocarbons in the shallow-water transit zone is most important, where shooting technologies are not realizable when the vessel moves.

# Яковлев Д.В.<sup>1</sup>, Епишкин Д.В<sup>1,2</sup>, Яковлев А.Г.<sup>1,2</sup>, Пальшин Н.А.<sup>1,3</sup>, Пискунова Е.А.<sup>3</sup>, Валясина О.А.<sup>1,2</sup>

(<sup>1</sup>ООО «Северо-Запад», Москва, e-mail: <u>mail@nw-geophysics.com</u>; <sup>2</sup>Московский государственный университет, e-mail: <u>dmitri\_epishkin@mail.ru</u>; <sup>3</sup>Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, email: <u>palshin@ocean.ru</u>)

# Строение многолетнемерзлых пород на арктическом шельфе по данным магнитотеллурики Yakovlev D.V.<sup>1</sup>, Epishkin D.V.<sup>1, 2</sup>, Yakovlev A.G.<sup>1, 2</sup>, Palshin N.A.<sup>1, 3</sup>, Piskunova E.A.<sup>3</sup>, Valyasina O.V.<sup>1, 2</sup>

(<sup>1</sup>"Nord-West" Ltd, Moscow; <sup>2</sup>Moscow State University; <sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

### Permafrost structure on Arctic Shelf from magnetotelluric data

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, арктический шельф, многолетнемерзлые породы

Приводится методика магнитотеллурических зондирований в транзитной зоне арктического шельфа и результаты иследований в Хатангском заливе и Карском море.

Исследования многолетнемерзлых пород (ММП) на арктическом шельфе являвется одной из сложных и актуальных задач, стоящих перед морской геофизикой. ММП широко распространены и достаточно хорошо изучены на суше в прибрежных частях Арктики [1], однако их строение и даже рапространение в арктических морях исследовано слабо. Данные о строении ММП на шельфе вносят существенные вклад в решение целого ряда теоретических и прикладных задач: понимание процессов деградации их подводной мерзлоты, наличие газодиратов И происхождение, распространение выделений метана, безопасность бурения глубоких разведочных скважин и пр. [2, 3].

Электропроводность мерзлых горных пород определяется электропроводностью и размещением минеральной составляющей, льда и/или газогидрата, воздуха и незамерзшей воды в их объёме. Эффективная пористость (занятая флюидом) в льдистых и мёрзлых породах уменьшается и/или газогидрата, которые занимают поровое из-за наличия льда пространство, что приводит к существенному vменьшению электропроводности. Поэтому электроразведочные методы традиционно являются одними из основных технологий при изучении мёрзлых пород. На суше используется практически все известные лля этого электроразведочные методы. На акваториях арктических морей в последние годы также начали применять электромагнитные (ЭМ) методы. В силу электроразведки наибольшее распространение специфики морской получили технологии, использующие буксируемые за судном установки, а также донные станции или их комбинации. В прибрежных районах арктических морей, заливах и в устьях крупных рек имеется возможность выполнять исследования со льда. Каждая из этих технологий имеет свои преимущества и недостатки [4–6] (см. рис. 1). Морские ЭМ технологии, использующие буксируемые установки имеют ограниченную глубинность из-за ограниченной длины косы с приёмниками и сложности их буксировки в условиях арктических морей. Магнитотеллурический (МТ) метод, использующий вариации естественного ЭМ поля, обладает большим диапазоном исследуемых глубин от десятков метров до десятков километров и является одним из наиболее эффективным методов изучения как многлетнемерзлых пород, так и пород залегающих глубже.



Рисунок 1. Технологии морской электроразведки. Глубина исследований МТ методом зависит от глубины моря и типа используемого магнитометра.

Компания «Северо-Запад», имеющая 20 летний опыт примения МТ метода при геологоразведке на суше, разработало две новых оригинальных методики исследований в Арктических морях: (1) МТ зондирования с припайного льда и (2) донные МТ зондирования на акваториях с глубинами до 50 м. При выполнении магнитотеллурических зондирований со льда используется серийная аппаратура, используемая при сухопутных исследованиях, а главной проблемой являвется обеспечение заземления приемных электрических линий во льду. Для этого были разработаны специальные электроды [7] и технология их установки, обеспечивающие надежное заземление на покрытых льдом акваториях. Применение этой

методики существенно ограничено узкой полосой припайного льда, заливами или озерами, поэтому дополнительно была разработана принципиально новая методика донных магнитотеллурических зондирований в транзитной зоне на глубинах до 50 м. Для этого была создана и испытана оригинальная отечественная аппаратура для измерения вариаций ЭМ поля на дне. Аппартура состоит из раздельных измерителей электрического и магнитного поля (см. рис. 2), которые устанавливаются на дно с борта судна или катера с использованием притопленных буев. Всплытие сигнального буя осуществляется по команде с поверхности с использованием акустического размыкателя (см. рис. 3).

Длительность измерений может составлять до суток, а глубинность метода превышает несколько километров и позволяет решать широкий класс геологических и прикладных задач.



а

Рисунок 2. Компоненты донного МТ комплекса «АкваМэри»: а – модуль для измерения электрического поля; б – двухкомпонентный донный магнитометр.



Рисунок 3. Схема постановки донного МТ комплекса в транзитной зоне.

Обе разработанные технологии были успешно применены при изучении строения ММП в Хатангском заливе и Карском море.

Хатангский залив. В 2010-2014 гг. на востоке полуострова Таймыр в районе Хатангского залива проводились региональные МТ исследования. непосредственно прошла Часть профилей через залив. измерения проводились со льда. Для измерения электрического поля во льду с помощью ледобура создавалось отверстие, в которое опускались электроды в нижнюю часть ледового слоя, который имел толщину 1.5-2 м. Датчики магнитного поля устанавливались на поверхности льда. По полученным результатам измерений была определена мощность ММП в районе работ. На рис. 4 представлен геоэлектрический разрез по отрезку профиля, пересекающему Хатангский залив. Как видно на разрезе, в сухопутной части профиля мощность ММП составляет около 500 м и имеет сопротивление 50–500 Ом м. При приближении к берегу наблюдаются зоны понижения сопротивления, связанные, по-видимому, со сплошными таликами. Под Хатангским заливом в верхней части разреза породы оттаяли, поэтому их сопротивление до глубины 150-200 м низкое - не более 10 Ом м. Слой мёрзлых пород под заливом имеет мощность около 350-400 м и проявлен на разрезе более низкими сопротивлениями, чем на суше – 30– 100 Ом.м.



Рисунок 4. Геоэлектрический разрезпо профилю черех Хатангский залив.

<u>В Карском море</u> были выполнены донные МТ зондирования с целью изучения явлений и процессов, связанных с распространением многолетнемерзлых пород, грунтов со скоплением свободного газа и аномально высоким пластовым давлением. Несмотря на сложные погодные услвоия и ледовую обстановку, были получены качественные площадные

МТ данные. Всего было выполнено 250 донных МТ зондирований, которые позволили изучить геологический разрез до глубин более 500 м, определить глубины и мощность залегания ММП в районе исследований.

Полученные с помощью морских МТ зондирований результаты по строению ММП и залегающих под ними пород на арктическом шельфе являются уникальными. Новая технология открывает широкие возможности исследований на арктическом шельфе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Якупов В.С. Геофизика криолитозоны. Якутск: Изд-во Якутского госуниверситета, 2008. 342 с.

2. Афанасенков А.П., Волков Р.П., Яковлев Д.В. Аномалии повышенного электрического сопротивления под слоем многолетнемерзлых пород – новый поисковый признак залежей углеводородов // Геофизические исследования. 2016. № 6. С. 40–52.

3. Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O. et al. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // Nature Communications, DOI: 10.1038.

4. Schwalenberg K., Willoughby E., Mir R., Edwards R.N. Marine gas hydrate electromagnetic signatures in Cascadia and their correlation with seismic blank zones // First Break. 2005. V. 23. P. 57–63.

5. Пальшин Н.А. Проблемы электромагнитных зондирований на акваториях // Геофизический Журнал НАНУ. 2009. Т. 31. № 4. С. 78–92.

6. Sherman D., Kannberg P., Constable S. Surface towed CSEM systems for shallow water mapping of Arctic permafrost // Proceedings of 23d EM Induction Workshop, Chiang Mai, Thailand, 14–20 August 2016.

7. Пальшин Н.А., Гераськин А.И., Яковлев А.Г. и др. Устройство заземления для морской и речной электроразведки. Патент РФ № 113026, 2011.

New marine technology "AkvaMery" of geological prospecting based on magnetelluric method and Russian instrumentation is presented. New results of permafrost imaging in Arctic Sea Shelf (Khatanga Bay and Kara Sea) are discussed. Resistivity images obtained are the first results of MT studies in Arctic Sea Shelf.

# СИМПОЗИУМ ИМ. Л.П. ЗОНЕНШАЙНА "ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ"

# L.P. ZONENSHAIN MEMORIAL SYMPOSIUM "LITHOSPHERE PLATE TECTONICS"

Артамонов А.В., Добролюбова К.О., Абрамова А.С. (Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: anvlad970@mail.ru)

Тектонические процессы в литосфере как фактор, контролирующий формирование внутриплитных океанических поднятий

Artamonov A.V., Dobrolyubova K.O., Abramova A.S. (Geological Institute RAS, Moscow)

# Tectonic processes in the lithosphere as a factor controlling the formation of intraplate rises of the ocean floor

Ключевые слова: внутриплитный вулканизм, мантийные плюмы, разломы

Согласно основной концепции внутриплитного магматизма зарождение, движение и выход на поверхность мантийного плюма – это автономный процесс, не связанный с тектоникой, строением и составом литосферы. Однако особенности морфологии, геологического строения и закономерности в расположении ряда внутриплитных поднятий в океане указывают на их связь с разломными зонами земной коры. Разломы, провоцируя магматизм, могут быть ответственны за формирование этих поднятий.

Гипотеза «мантийных плюмов» является, на сегодняшний день, наиболее распространенным и уже практически безальтернативным вариантом объяснения образования широкого разнообразия внутриплитных поднятий на океанском дне. В тоже время остается множество вопросов, касающихся особенностей морфологии, геологического строения, геохимии вулканизма конкретных тектоно-магматических структур, не находящих достаточно убедительных ответов в рамках предлагаемой концепции. Это позволяет многим исследователям усомниться в ее универсальности и предлагать иные объяснения наблюдаемым фактам.

В рамках плюмовой модели особенности строения и состава литосферы не рассматриваются как сколько-нибудь существенный фактор, влияющий на формирование подобных тектоно-магматических структур. Согласно ее постулатам зарождение, движение и выход на поверхность вещества плюма – это автономный процесс, не связанный с тектоникой верхних оболочек Земли и их геологическими и геохимическими характеристиками. «Плюмовый» магматизм может проявляться в любом месте, как океана, так и континента.

Однако наблюдаемая закономерность в расположении, особенности морфологии и геологического строения множества внутриплитных океанических поднятий позволяют предполагать, что их формирование связано с тектонически активными зонами в литосфере.

Яркой иллюстрацией предполагаемой связи внутриплитного вулканизма, формирующего поднятия на океанском дне, с разломными зонами может

служить расположение крупных подводных хребтов в Индийском океане. Восточно-Индийский хребет, обладая отчетливо глыбовой морфологией и протягиваясь на 5000 км в меридиональном направлении, встроен в систему субпараллельных протяженных разломов, расположенных как к востоку, так и к западу от него [1]. В западной части Индийского океана параллельно ему расположен обладающий близким строением Мальдивский хребет. У этих глыбовых эскарпообразных структур выявлено наличие глубоких желобов вдоль крутых восточных склонов и значительная раздробленность рельефа разно ориентированными разломами [1]. Дугообразная форма Маскаренского хребта, по-видимому, также определяется различными направлениями разломов. Для него также характерен расчлененный глыбовый рельеф [1].

В Южной Атлантике близкими морфологическими чертами обладает Китовый хребет [1]. В целом для Атлантического океана характерно широкое распространение внутриплитных хребтов, плато и архипелагов островов. Их расположение на океанском дне выглядит регулярно упорядоченным. При этом условие закономерного изменения возраста вулканизма вдоль простирания структуры, постулируемое плюмовой моделью, выполняется далеко не везде [2 и др.]. В то же время, приводятся доводы о связи некоторых их них (Китовый хребет, Камерунская линия) с глобальными структурными линеаментами земной коры [1, 3].

Сопряженность отдельных линейных внутриплитных поднятий с крупными трогами и разломными зонами характерна и для Тихого океана. Ярким примером этого может служить цепь подводных гор Луисвилль и трансформный разлом Элтанин. Определенная регулярность расположении и близкие азимуты простирания характерны для ряда цепей подводных гор (хребет Лайн, цепи подводных гор Вентворс и Музыкантов, вулканические хребет Лилиуокалани, Маршалловы острова, цепи Французкой Полинезии и др.). Для многих из них не выявлено закономерного изменения возраста вулканизма вдоль простирания структуры [4 и др.]. При этом зачастую наблюдаются несоответствия в реальном расположении внутриплитных поднятий с положением, в котором они должны были бы находиться, исходя из расчета траектории движения литосферной плиты над стационарным мантийным плюмом. Попытки увязать наблюдаемые факты с модельными постулатами приводят либо к допущению неоднократного изменения направления движения плиты, либо к признанию не стационарности мантийного плюма [5-7]. Таким образом, модель значительно усложняется.

В то же время, на тихоокеанском дне выявляется вполне закономерная ортогональная сеть структурных «мегатрендов», в которую входят внутриплитные поднятия, крупные троги и трансформные разломы [4]. Представляется вполне логичным предположить связь внутриплитного магматизма с этими тектоническими зонами. Вопрос о причинах образования подобной сети тектонически активных ослабленных зон в земной коре вне границ плит остается открытым. Среди возможных причин наиболее вероятной представляется реакция хрупкой земной коры на особенности вращения Земли и влияние Луны на тектонические процессы [8, 9].

Морфология многих внутриплитных поднятий также указывает на их формирование в пределах тектонически активных зон. Тектонические процессы, по-видимому, продолжались и после основной магматической фазы образования таких поднятий. Расположенные в разных частях Мирового океана и сформированные в разное время они обладают сложным расчлененным глыбовым рельефом. Для них характерны крутые уступы внешней границы, наличие глубоких трогов, делящих их на сегменты, которые на несколько километров подняты над абиссалью. Примерами могут служить поднятия Шатского, Хесса и Риу-Гранди, плато Кергелен и Манихики. Для отдельных структур (Маскаренский хребет, гайоты Тихого океана) выявлены признаки, указывающие на факт вертикальных движений в процессе их формирования [10, 11].

Образование постепенно раскрывающихся разломных 30H на океанической коре, провоцирующих плавление неоднородного верхнемантийного субстрата и приводящих к формированию протяженных внутриплитных океанических поднятий продолжает оставаться основной альтернативой концепции мантийных плюмов. В разное время были предложены различные гипотезы, объясняющие образование подобных разломных зон [12, 13 и др.]. Чаще всего эти гипотезы не получали широкого признания по той причине, что предлагаемый механизм не мог объяснить всего разнообразия внутриплитных тектоно-магматических структур.

Образование глубинных разломов, помимо провоцирования декомпрессионного плавления верхнемантийного вещества, позволяет предполагать локализацию в этих зонах глубинных флюидных потоков. Присутствие таких высокотемпературных флюидов способно значительно повлиять на процессы плавления, как в виде прямого повышения температуры, так и в виде насыщения верхних уровней мантии и коры флюидной фазой, снижая, при этом, температуру плавления вещества и приводя к большим объемам выплавок. Предполагаемая вертикальная и латеральная вещественная неоднородность верхней мантии [14] может быть причиной широкого геохимического разнообразия внутриплитного вулканизма.

При своем появлении гипотеза «мантийных плюмов» выглядела элегантной и непротиворечивой, а за время своего существования стала хорошо разработанной моделью. Но появляющиеся новые данные не всегда могут быть убедительно объяснены этой моделью. При этом, есть факты, которые, на первый взгляд, трудно укладываются в предположение, что формирование внутриплитных океанических поднятий может быть связано с процессами, происходящими в верхних оболочках Земли. Но было бы, на наш взгляд, правильным при рассмотрении этих фактов в каждом конкретном случае попробовать отказаться от «авторитета» плюмовой модели и, в первую очередь, от ее универсальности. Объяснения наблюдаемым фактам, которые предлагаются как альтернатива гипотезе «мантийных плюмов», выглядят зачастую не менее обоснованными. В тех же случаях, когда подобные объяснения не убедительны, без сомнения нужно использовать имеющуюся модель.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океана. М.: Недра, 1987. 239 с.

2. Мазарович А.О. Структуры и этапы эволюции вулканических островов и подводных гор тропической Атлантики // Геотектоника. 1998. № 4. С. 53–65.

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. Smoot N.C. Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific Ocean Basin: a case of the Mid-Pacific mountains // Geomorphology. 1999. V. 30, P. 323–356.

5. Koppers A.A.P., Watts A.B. Intraplate seamounts as a window into deep earth processes // Oceanography. 2010. V. 23. N 1. P. 42–57.

6. 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. N 10. P. 1–49.

7. 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. N B5. P. 10571–10589.

8. Авсюк Ю.Н. Роль внешнего воздействия в нелинейной геодинамике // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 145–150.

9. Долицкий А.В. Образование и перестройка тектонических структур. М.: Недра, 1985. 219 с.

10. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоностность. М.: Наука, 1995. 368 с.

11. Ломакин И.Э. Террасы подводных гор и некоторые вопросы тектоники Индийского океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 2. С. 42–54.

12. Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Mid-plate tectonics // Nature. 1973. V. 244. P. 337–339.

13. Уткин В.П., Ханчук Е.В., Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б. Структурнодинамические условия формирования гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 2. С. 3–14.

14. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А. Базальты океана и проблемы

гетерогенности мантии (общий обзор). // Твердая кора океанов (проект «Литос»). М.: Наука, 1987. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 414. С. 5–18.

According to the main conception of intraplate magmatism origin, motion and effusion of the mantle plume is an autonomous process, which is not related with tectonics, structure and composition of lithosphere. However, the features of morphology, geology and location of some intraplate rises in the ocean indicate their relation to the fracture zones of the Earth crust. Faults are initiating magmatism which can lead to origin of these intraplate rises.

# Балуев А.С.<sup>1</sup>, Морозов Ю.А.<sup>2</sup>, Терехов Е.Н.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, e-mail: <u>albaluev@yandex.ru</u>; <sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва)

# Основные проблемы тектоники области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы

Baluev A.S.<sup>1</sup>, Morozov Yu.A.<sup>2</sup>, Terekhov E.N.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Geological Institute RAS, Moscow; <sup>2</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

### The main problems of tectonics of the Junction Region between the East European craton and the West-Arctic platform

Ключевые слова: тектоника, область сочленения, Восточно-Европейский кратон, Западно-Арктическая платформа.

Область сочленения и взаимодействия Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы является сложно построенным ансамблем тектонических элементов, включающий в себя как «объемные», так и разделяющие их «линейные» тектонические элементы. Обсуждаются основные проблемы в исследовании строения и эволюции этой области, в том числе и время ее формирования.

Область сочленения Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и Западно-Арктической платформы (ЗАП) всегда являлась предметом повышенного интереса исследователей в связи с тем, что расшифровка структуры и происхождения обрамлений древних кратонов (включая время и механизмы их формирования) представляет собой проблему, в которой остается еще достаточно много нерешенных, спорных или неоднозначно решаемых вопросов, касающихся тектонической эволюции и взаимодействия этих литосферных образований. На основании исследований арктических акваторий в последние десятилетия и была выделена Западно-Арктическая платформа, контактирующая с Восточно-Европейским кратоном вдоль складчатого пояса тиманид, но имеющая более молодой гетерогенный фундамент гренвильско-байкальской консолидации.

Зона сочленения и взаимодействия ВЕК и ЗАП не является единым структурным швом, а представляет собой область, включающую в себя как «объемные», так и разделяющие их «линейные» тектонические элементы (рис.).

Линеамент Тролльфьорд-Рыбачий-Канин (ТРК) является одним из крупнейших конвергентных структурных швов, и именно он фиксирует непосредственное соприкосновение ВЕК и ЗАП. На перешейке между повами Средний и Рыбачий и в юго-восточной части п-ова Рыбачий шов выражен взбросо-сдвигом; в юго-восточном направлении линеамент прослеживается в потенциальных геофизических полях через акваторию Баренцева моря и полуостров Канин, а еще восточнее переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. Прослеживается шов и в северо-западном направлении на п-ове Варангер. Линеамент Карпинского (ЛК) выражен системой молодых сбросов, трассирующихся вдоль северного края Кольского полуострова. ЛК является границей между Балтийским щитом и областью перикратонного опускания ВЕК, выраженной серией ступеней, формируемых сбросами и сбросо-сдвигами, по которым поверхность архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров верхнерифейских, вендских (?) и фанерозойских образований платформы. С северо-востока область перикратонного опускания ограничена взбросо-сдвиговой зоной линеамента ТРК. С точки зрения геодинамической позиции край Балтийского щита, а именно Мурманский блок и его ограничения также находятся в пределах зоны взаимодействия ВЕК и ЗАП в ходе их тектонической эволюции. Блок сложен породами плагиогранитами, гранитного облика: мигматитами, чарнокитамиэндербитами, с редкими включениями амфиболитов и гранулитов.

Западно-Арктическая платформа объединяет три главных тектонических элемента: Свальбардскую, Тимано-Печорскую и Карскую вхолившие состав древнего палеоконтинента плиты. в Арктида, причлененного в конце венда – начале кембрия (?) к раннедокембрийскому остову ВЕК - Балтике, сформировав композитный палеоконтинент Аркт-Европа. Впоследствии Арктида распалась при формировании бассейна Северного Ледовитого океана, оставив причлененным к ВЕК свой фрагмент в виде ЗАП с более молодым гетерогенным фундаментом. Современные Баренцевская плита и морская часть Тимано-Печорской плиты получили развитие уже как шельфовые плиты.

Вдоль шва ТРК ВЕК с северо-востока обрамляет Канино-Варангерский складчатый пояс тиманид, протягиваясь от п-ова Варангер до Полюдова кряжа на Урале, захватывая краевую приграничную область ЗАП, включая Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты. В последнее десятилетие в литературе он фигурирует под названием Тиманский ороген [1] или ороген Протоуралид-Тиманид [2]. В пределах полуостровов Средний-Рыбачий установлено, что структуры и комплексы Рыбачьего надвинуты в югозападном направлении на структуры и комплексы п-ова Средний. Этот структурный парагенез сформировался в результате направленного на югозапад тектонического смещения масс.

Однако существует и альтернативная точка зрения, которая не признает надвигового характера тиманид в зоне сочленения ВЕП и ЗАП. Одним из основных аргументов в пользу отсутствия крупных складчато-надвиговых деформаций в рифейских образованиях на С-В склоне Балтийского щита сторонники этой точки зрения приводят то, что складчатые структуры Канина-Северного Тимана по результатам сейсморазведки и гравиметрии выклиниваются и перестают прослеживаться на Кольско-Канинской

моноклинали, как бы утыкаясь в жесткий остов Балтийского щита [3].



Рисунок. Схема тектоники области сочленения ВЕК с ЗАП [4]. 1 – плитная часть ВЕК; 2 – Балтийский щит; 3 – Мурманский блок Балтийского щита; 4 – рифейские грабены палеорифтовой системы Белого моря; 5 – перикратонный прогиб; 6 – Свальбардская плита ЗАП; 7 – Южно-Баренцевская рифтогенная впадина; 8 – Тимано-Печорская плита ЗАП (а – шельфовая часть, б –сухопутная часть); 9 – тиманиды; 10 – массивы щелочно-ультраосновной формации; 11 – норвежские каледониды; 12-13 – шовные зоны и разломы: 12 – с установленной кинематикой (а – основные, б

 прочие). Буквенные обозначения: ТРК – линеамент Тролльфиорд-Рыбачий-Канин, ЛК – линеамент Карпинского, КВ – шовная зона Колмозеро-Воронья, ХКТЗ – Хибино-Контозерская тектоническая зона.

В прибрежной части Кольского п-ова на профиле 1-АР выделен крупный, вероятно рифейский, прогиб, который был назван Восточно-Варангерским [5]. Еще одним аргументом является то, что на п-ове Рыбачий деформации рифейских пород не имеют типичных признаков складчатости, а локальная зона смятия представляет собой систему непротяженных гребневидных складок [6].

Однако, в результате исследований последних лет [4] были установлены признаки надвигового перемещения толщ не только в самой шовной зоне ТРК и на п-ве Рыбачий, представляющий собой фрагмент складчатонадвигового пояса тиманид, но и к юго-западу от них в верхнерифейских и вендских терригенных толщах, слагающих полуостров Средний и относящихся к перикратонному прогибу ВЕК. Зафиксированы две фазы складчато-надвиговых деформаций с элементами левосдвиговых смещений, связанные с проявлениями активности и эволюцией линеаментного шва, разделяющего п-ва Средний и Рыбачий. Наличие разно ориентированных разрывно-складчатых систем в зоне разлома здесь свидетельствует о полистадийном деформационном развитии и может быть объяснено как минимум двукратным изменением кинематики смещений по разлому.

Большое значение имеет выявление в зоне разлома ТРК массивов дезинтегрированных гранитов, первично принадлежащих архейскому кристаллическому фундаменту и впоследствии тектонически «выжатых» в верхние горизонты коры в виде протрузий. Тела плагиогранитов образуют пластины, «вклиненные» между толщами рифейских отложений. Они претерпели складчато-разрывные деформации обеих кинематических стадий и свидетельствуют о проявлении мощного тектонического события, предшествовавшего складчатости и двухэтапным сдвиговым перемещениям по зоне разлома ТРК – шарьированию толщ рифея с севера на юг в сторону архейского кратона. На этом этапе была сформирована шарьяжнонадвиговая структура области сочленения двух платформ, элементы которой выявляются на п-вах Средний, Рыбачий и Канин.

Еще одна проблема, вызывающая непрекращающиеся до сих пор дискуссии, это время столкновения палеоконтинентов Балтики с Арктидой и коллизионных событий на тиманской окраине Балтики, т.е. время формирования тиманид. В настоящее время существует две основные точки зрения на эту проблему. Одни исследователи [7] на основании данных по геохронологии и геохимии гранитоидов тиманид, которые сформировались в интервале 551-620 млн. лет и имеют геохимические черты коллизионных образований, считают, что время столкновения и последующая коллизия происходила в венде. Другая группа исследователей [8] на основании изучения детритных цирконов из терригенных отложений Мезенской синеклизы пришла к выводу о том, что Тиманская окраина Балтики до самого конца позднего докембрия оставалась пассивной, а начало становления коллизионного орогена тиманид ограничено снизу возрастом 540 млн. лет, а сверху – 510 млн. лет. В связи с этими разногласиями можно лишь предполагать, что этот шов мог возникнуть в интервале времени 620-540 млн. лет назад (венд-средний кембрий).

В среднем палеозое на область сочленения Балтики с Арктидой было оказано деструктивное воздействие процессов рифтогенеза, зарождающихся в позднем девоне в литосфере причлененной Арктиды. В это время закладывается Восточно-Баренцевский рифтогенный трог вдоль границы Свальбардской и Тимано-Печорской плит с пропагацией с севера на юг в пределы Балтийского щита в виде Хибино-Контозерской тектонической зоны [9]. Эта рифтогенная структура с субокеанической корой заложилась в позднем девоне и испытывала прогибание фактически до настоящего времени, накопив 18–20-километровый слой осадков, из которых за позднепермско-триасовый этап в депоцентрах накопилось 10–11 км терригенных образований с содержанием вулканитов среднего-основного состава. На южном замыкании Южно-Баренцевской впадины, входящей в состав рифтогенного трога, в пределах прибрежного шельфа в зоне сочленения двух платформ фиксируется ряд аномалий, интерпретируемых как интрузии разного состава, маркирующих зону проницаемости земной коры. Видимо, глубокая переработка фундамента в области наложения процессов среднепалеозойского рифтогенеза и связанного с ним магматизма на зону сочленения двух плит изменила и структуру потенциальных геофизических полей, поэтому на этом участке зона складчато-надвиговых деформаций тиманид не отражена в гравимагнитных полях.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica. Introduction / Gee D.G., Pease V. (eds.). Geological Society, London, Memoirs, 2004. V. 30. P. 1–3. 2. Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид-Тиманид и продукты его размыва в Арктике // Докл. AH. 2006. Т. 411. № 6. С. 788–793.

3. Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22–26.

4.Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н. и др. Тектоника области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы // Геотектоника. 2016. № 5. С. 3–35.

5. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Шаров Н.В. и др. (ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

6. Roberts D., Siedlecka A. Baikalian/Cadomian deformation and metamorphism along the northern margin of Baltica, Northwest Russia and Northeast Norway // Proceedings of the International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz, Spain, 26 Septembo-3 October. 1999. P. 223–228.

7. Пучков В.Н. Тектоника и геодинамика тиманид // Структурновещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Мат-лы междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИгиГ УрО РАН. 2008. С. 104–109.

8. Кузнецов Н.Б. и др. Тестирование моделей поздневендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов изотопного U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневендских песчаников юго-восточного Беломорья // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 3. С. 313–317.

9. Балуев А.С. и др. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. Тр. ГИН РАН. Вып. 597. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

The region of the junction and interaction between the East European craton and the West-Arctic platform is a complex ensemble of tectonic elements, including "volume", and separating them linear tectonic elements. Discusses the main problems in the study of the structure and evolution of this field, including the time of its formation.

# Барановский М.С.<sup>1</sup>, Дубинин Е.П.<sup>2</sup>, Грохольский А.Л.<sup>2</sup>, Филаретова А.Н.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, e-mail: maxim\_baranovski@mail.<u>ru</u>; <sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, e-mail: <u>edubinin08@rambler.ru</u>)

# Этапы развития островных блоков в пределах рифтогенных континентальных окраин (по результатам физического моделирования) Baranovskiy M.S.<sup>1</sup>, Dubinin E.P.<sup>2</sup>, Grokholsky A.L.<sup>2</sup>, Filaretova A.N.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Geology Faculty, Moscow; <sup>2</sup>Museum of Earth Science MSU, Moscow)

# Stage of island blocks development in riftogenious continental margins (physical modeling)

Ключевые слова: микроконтинеты, рифтогенез, пассивные континентальные окраины, физическое моделирование

Данная работа посвящена выявленным в ходе экспериментального физического моделирования основным этапам развития островных структур в пределах рифтогенных переходных зон, а также их исходныи параметрам, играющим ключевую роль в формировании размеров и формы блока.

Предметом исследований в настоящей работе являются особенности перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу, приводящие к формированию континентальных блоков не полностью отторженных от материка и остающихся в виде погруженных плато, или островных блоков в пределах переходных зон. Примерами островных блоков этого типа являются о. Шри Ланка, о. Сокотра и др. Погруженные континентальные блокираспространены более широко. Они часто представлены в виде обширных плато (например, плато Эксмут, Валлаби, Воринг и др.) и являются естественным продолжением шельфа. Для изучения особенностей условий рифтогенеза, приводящих к формированию подобных структур использовался метод физического моделирования. Данное исследование заключалось в выяснении закономерностей развития микроблоков формирующихся между продвигающимися навстречу друг другу рифтовыми трещинами.

Как показано в работах [1, 2], применяемые при данном типе моделирования модельные материалы обеспечивают выполнение подобия по таким параметрам, как предел текучести, плотность, температура солидуса. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые

(церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно активными добавками. Модельный материал обладает упруго-вязко-пластическими свойствами, зависящими в количественном и качественном отношении от состава, температуры и технологии приготовления моделей. Варьируя эти параметры и условия эксперимента, можно добиваться необходимых количественных качественных И свойств модельных материалов. удовлетворяющих критериям подобия. Так, например, для моделирования процессов образования рифтовых трещин в осевых зонах срединноокеанических хребтов, значения температуры и скорости деформации подбирались таким образом, чтобы модельное вещество разрушалось как хрупкое тело, т.е. путем развитя в нем индивидуальных трещин.

Опыты проводились на экспериментальной установке, представляющей собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помошью электромеханического привода. Обогреватели, расположенные внутри установки, поддерживали равномерное температурное поле модельного вещества в процессе проведения экспериментов. Электромеханический привод позволял проводить деформации модельной плиты с переменными растяжения. разными направлениями скоростями с растяжения (ортогональный или косой спрединг) и разными значениями толщины модельной литосферы [1]. В процессе деформации плита проходит стадии как симметричного (пластичное разрушение), так и ассимметричного (хрупкое разрушение) утонения.

Вначале были проанализированы геологические данные по изучаемым природном объектам. Следующий шаг исследований заключался в установлении первоначальной геометрии формирующихся при расколе рифтовых трещин и выявлении структурно-вещественных неоднородностей в дораскольной литосфере. Для выявления закономерности влияния горизонтального и вертикального разноса рифтовых трещин, угла между ними, а также их протяженности на размер и форму блоков (островной структуры в пределах переходной зоны) было проведено около 70 экспериментов. В экспериментальных сериях последовательно изменялся один параметр, чтобы можно было проследить его влияние на формирование и особенности развития образующегося микроблока.

Изучение образования микроконтинентов, на стадии континентального рифтогенеза предусматривает последовательное развитие различных деформационных структур растяжения. Проведенные серии экспериментов позволили выделить несколько этапов их формирования.

Первый этап: Заложение рифтовых трещин (в виде разрезов) в модельной литосфере с определенными геометрическими параметрами: длина рифтовых трещин, угол наклона, направление растяжения и др.

Второй этап: При растяжении происходит продвижение одной или обеих трещин навстречу друг другу приводящее к образованию зоны перекрытия рифтовых трещин. В этой зоне рифтовые трещины начинают

взаимодействовать друг с другом, постепенно изменяя свою геометрию. Рифты начинают разворачиваться навстречу друг другу, а точнее, выстраиваться перпендикулярно направлению растяжения независимо от их первоначального простирания. После образования зоны перекрытия происходит полное или неполное замыкание (соединение) трещин.

Третий этап: начинается сразу после замыкания трещин. Зона перекрытия преобразовалась в обособленный микроблок. Блок начинает вращение в двух плоскостях или в одной (горизонтальной и/или вертикальной). На характер вращения блока в той или иной плоскости существенное влияние оказывает напряженное состояние всей области взаимодействия рифтовых трещин, его асимметрия, которая определяется начальными условиями (геометрией трещин, толщиной литосферы и скоростью растяжения). Они в свою очередь оказывают влияние на размер и форму блока. Хорошим примером 3 этапа развития является современное состояние блока Синайского полуострова. Суэцкий блок с запада ограничен Суэцким рифтом, который представляет собой отмерший участок Красноморского рифта. С востока Суэцкий блок ограничен рифтом Акаба, который является молодым, раскрывающимся присдвиговым бассейном, развивающимся в настоящее время.

*Четвертый этап:* аккреция «новой» океанической коры и заложение главной оси спрединга на одной ветви модельного рифта и прекращение растяжения (отмирание) на другой ветви рифта, образование авлакогена.

Данной стадии отвечает формирование блока островной структуры о. Шри-Ланка. Геологических данных о структурах, обрамляющих остров недостаточно, но известно, что остров был отделен от Индийской и Антарктической плит [4]. С запада он отделен от Индии проливом Маннар, имеющим рифтогенную природу и согласно геофизическим данным [3], подстилающимся корой океанического типа. В южной части пролива континентальный рифтинг перешел в начальную стадию спрединга, но в настоящее время рифтовая зона не развивается и бассейн Маннар представляет собой структуру типа авлакогена. С востока остров ограничен пассивным участком трансформного разлома, так, что восточная часть о. Шри-Ланка, по всей видимости, представляет собой сдвиговую пассивную континентальную окраину.

На основе проведенных экспериментов можно заключить, что выделенные стадии в экспериментах помогают понять последовательность развития и характер деформаций микроблоков и к какой стадии относится та или иная островная структура в природе в настоящее время.

На основании изучения развития рифтов, ограничивающих островные структуры в пределах рифтогенных переходных зон проведенного с помощью физического моделирования для примеров микроблоков Синайского полуострова, как начальной стадии развития таких структур, и острова Шри-Ланка, как примера более поздней, заключительной стадии
развития. Синайский блок прошел три этапа формирования, а блок Шри-Ланка прошел четыре этапа формирования.

Чтобы определить более точно развитие подобных структур необходимо при экспериментальном изучении принимать во внимание гетерогенность геологического строения дораскольной литосферы и начальную геометрию рифтовых трещин. Именно эти факторы будут оказывать существенное влияние на эволюцию и характер деформаций блоков, формирующихся в зонах перекрытия рифтовых трещин.

Физическое моделирование показало, что в процессе растяжения континентальной литосферы при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу возможно образование микроконтинентальных островных блоков, отделенных от материнского блока неразвившемся рифтом – авлакогеном без полного разрыва сплошности континентальной коры. В относительно однородной изотропной плите формирование подобных структур происходит при взаимодействии продвигающихся навстречу друг другу двух рифтовых трещин. Первоначальное расположение рифтовых трещин не существенно влияет на направление их продвижения. Как правило, в процессе растяжения они стремятся расположиться, перпендикулярно направлению растяжения и в дальнейшем, сблизившись оконтуривают блок, который испытывает вращательные деформации как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Этот процесс сопровождается локальными перескокам оси спрединга И формированием хотя бы на одной из рифтовых ветвей новообразованной океанической коры.

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

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.

2. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.

3. Desa M., Ramana M.V., Ramprasad T. Seafloor spreading magnetic anomalies south off Sri Lanka // Marine Geology. 2006. V. 229. P. 227–240.

4. Sinha S.T., Nemcok M., Choudhuri M., Sinha N., Pundarika Rao D. The role of break-up localization in microcontinent separation along astrike-slip margin: the East India–Elan Bank case study// The Geological Society of London. 2015. Special Publications. V. 431.

The paper is devoted to geodynamical environments under which formation of microcontinents or blocks with continental crust not fully separated by oceanic crust from the mainland. Physical modelling showed that main conditions of formation of microcontinents are presence of offset segments of rifts propagating towards each other, the angle between segments, the thickness of the model lithosphere and formation of newly formed oceanic crust on at least one of these rifts. Different stages of island blocks development in riftogenious continental margins are considered.

## Глазырин Е.А.<sup>1</sup>, Курилов П.И.<sup>1</sup>, Шестопалов В.Л.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>AO «Южморгеология», Геленджик, e-mail:<u>eaglazyrin@mail.ru;</u> <sup>2</sup>ЮНЦ РАН, Ростовна-Дону, <u>shestopalov@ssc-ras.ru</u>)

#### Исследование геодинамической активности побережья Керченско-Таманской области РФ с использованием GPSтехнологий

**Glazirin E.A.<sup>1</sup>, Kurilov P.I.<sup>1</sup>, Shestopalov V.L.<sup>2</sup>** (<sup>1</sup>JSC Yuzhmorgeologiya, Gelendzhik; <sup>2</sup>SSC RAS, Rostov-on-Don)

#### Research of geodynamic activity of the Kerch and Taman coast area of the Russian Federation with use of GPS technologies

Ключевые слова: движения земной коры, геодинамическая активность, GPS

Результаты измерений движения участков земной коры в районе Азово-Черноморского побережья Керченско-Таманской области Российской Федерации с использованием сети из 6 спутниковых геодинамических пунктов показали в 2016-2017 гг. отклонение от ранее установленных среднемноголетних скоростей и векторов. Характер геодинамических аномалий движения указывает на изменение геодинамического режима и рост напряженно-деформированного состояния геологической среды.

Современные движения земной коры в районе Азово-Черноморского побережья Российской Федерации изучаются методами спутниковой геодезии с 2005 г. [1]. К 2015 г. здесь действует сеть из 10 спутниковых геодинамических пунктов (СГП) с различными датами введения в эксплуатацию. В Керченско-Таманской зоне установлены 6 СГП в следующих точках: Порт-Кавказ на косе Чушка (CHUS), г. Темрюк (TEMR), порт Тамань (TAMN), г. Анапа (GORP), п. Голубая Бухта в г. Геленджик (GELN), территория АО «Южморгеология» в г. Геленджик (SSMG) (рис. 1). Используются данные международной станции в Крыму, п. Симеиз (CRAO).

СГП двухчастотными оснащены многоканальными приёмниками GPS/ГЛОНАСС фирмы JNSS и приёмниками GPS фирмы TRIMBLE. Метолической является основой работ ежесуточное определение координат каждого пункта. пространственных Измерения на СГП выполняются на протяжении от 2.5 до 8 лет. Получаемые с СГП данные современным математической обрабатываются пакетом обработки GAMIT/GLOBK [2], что позволяет убирать различные помехи и шумы не геодинамического характера (ионосферные помехи, солнечные и лунные приливно-отливные колебания поверхности Земли, изменения атмосферного давления и пр.). Для каждого СГП получены временные ряды компонент вектора местоположения с точностью 3-7 мм в горизонтальной плоскости и 8-16 мм по вертикали. Скорости движения вычисляются в международной координатной системе ITRF2014, реализация которой осуществляется опорными станциями ARTU (Урал), MOBN (Обнинск), GLSV (Киев), PENC (Венгрия), JOZ2 (Польша), WTZR (Германия) и ZECK (Зеленчукская).

В результате проводимых ранее исследований получены сведения о характере смещений участков земной коры в районе побережья Керченско-Таманской области РФ за пятилетний период к началу 2016 г. [3].



Рисунок 1. Сеть СГП в районе Азово-Черноморского побережья России и сейсмичность в 2016–2017 гг.

Движение СГП GELN, GORP, TAMN, TEMR, SSMG и CHUS включает общий тренд в направлении северо-восток и согласуется с движением международных пунктов в Крыму (CRAO) и в с. Зеленчукская (ZECK) на Северо-Западном Кавказе [3–5]. Вместе с тем у всех СГП присутствуют временные вариации вертикальных и горизонтальных движений относительно тренда на выбранном временном интервале, которые можно рассматривать в качестве геодинамических аномалий [6].

Результаты измерений движений поверхности земной коры за 2016–2017 гг. показали отклонение от ранее установленных среднемноголетних скоростей и векторов движения (табл. 1, 2).

Таблица 1. Скорости движений СПГ CRAO, TEMR, GORP, TAMN, GELN, SSMG с начала наблюдений по 31.08.2017 г., мм/год

| СГП        |                 |                 |                             |
|------------|-----------------|-----------------|-----------------------------|
| и начало   | $(V_E)$         | $(V_N)$         | $(\mathbf{V}_{\mathbf{h}})$ |
| наблюдений |                 |                 |                             |
| GORP       | +26 50+0.07     | $+19.42\pm0.09$ | -3.62±0.14                  |
| 22.10.2014 | 120.30±0.07     |                 |                             |
| TEMR       | 125 15 10 10    | +11.18±0.06     | -3.54±0.17                  |
| 16.01.2015 | $+23.13\pm0.10$ |                 |                             |
| TAMN       |                 | 18.0410.00      | + 10,02 + 0,08              |
| 19.03.2014 | +29.40±0.03     | ±0.04±0.09      | +10.03±0.08                 |
| CRAO       | 22.01+0.04      | 12.10±0.04      | -0.35±0.02                  |
| 01.01.2011 | 23.91±0.04      |                 |                             |
| GELN       | 24.40+0.06      | 10.08±0.02      | -1.90±0.06                  |
| 21.11.2012 | 24.49±0.00      | 10.98±0.03      |                             |
| SSMG       | 22 00 1 1 45    | 6.85±1.39       | -4.65±4.02                  |
| 01.01.2016 | 23.88±1.43      |                 |                             |
| CHUS       | 24 19 0 04      | 12.16±0.07      | -2.41±0.19                  |
| 15.07.2012 | 24.18±0.04      |                 |                             |

Таблица 2. Скорости движений СПГ CRAO, TEMR, GORP, TAMN, GELN в 2016–2017 гг.

| СГП  | $(V_E)$     | $(V_N)$     | $(V_h)$        |
|------|-------------|-------------|----------------|
| GORP | +27.74±0.07 | +18.88±0.17 | +2.24±0.26     |
| TEMR | +27.53±0.10 | +11.86±0.11 | $+2.98\pm0.21$ |
| TAMN | +30.29±0.05 | +6.56±0.16  | +9.06±0.23     |
| CRAO | 24.68±0.03  | 12.65±0.15  | $+0.04\pm0.17$ |
| GELN | 26.42±0.04  | 11.85±0.14  | +1.36±0.20     |

Скорость вертикального движения СГП ТЕМК изменилась от опускания за весь период наблюдений до возрастания за период 2016–2017 гг. (рис. 2). Нисходящие движения поверхности в 2015 г., возможно, связаны с произошедшей в 2012–2015 гг. активизацией грязевого вулканизма в Керченско-Таманском регионе, приведшей к значительному опорожнению грязевулканических камер, снятию аномального пластового давления и образованию грязевулканических кальдерных просадок.



Рисунок 2. Вертикальное движение СГП ТЕМR и сейсмичность с 01.01.2015 по 31.08.2017 г. 1–3 – траектория движения: 1 – исходная (посуточная), 2 – сглаженная, 3 – тренд; 4 – дата сейсмособытия.

На графике горизонтального движения СГП GORP проявилась активизация сейсмичности в июне 2017 г. у берегов г. Анапа (рис. 3).



Рисунок 3. Горизонтальное движение СГП GORP и сейсмичность в 2017 г. 1–3 – траектория движения: 1 – исходная (посуточная), 2 – сглаженная, 3 – тренд; 4 – дата ближайшего сейсмособытия. Даты на тёмном фоне указывают на начало и конец наблюдений. N, E – смещение в северном и восточном направлении соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Движения земной коры в районе Азово-Черноморского побережья Керченско-Таманской области Российской Федерации по данным

сети СГП характеризуются единым трендом, вписывающимся в общую схему движения Евразийской плиты.

Полученный характер движений СГП за период 2016–2017 гг. показывает незначительное увеличение горизонтальных составляющих движения и смену знака тренда вертикальных движений от опускания до возрастания на СГП ТЕМК (Темрюк), GELN (Геленджик), CRAO (Крым) и GORP (Анапа). Выявленный таким образом характер движения этих пунктов даёт основание предположить рост за период 2016–2017 гг. напряжённо-деформированного состояния геологической среды в районе Азово-Черноморского побережья Керченско-Таманской области

Настоящая работа выполнена в рамках государственных контрактов 42/01/60-9, 01/20/60-2 и контракта 25/2016-04-12 по государственному заданию № 049-00028-16. Работа выполнена также в рамках реализации Государственного задания на 2017 г., № 01201354241, проект № 0256.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шестопалов В.Л., Илюхин С.Р. Исследование геодинамики региона Крым – Западный Кавказ методами GPS–измерений // Известия ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъёмка. 2007. № 3. С. 34–36.

2. Herring T.A., King R.W., Floyd M.A. et all. GAMIT/GLOBK Reference Manual Release 10.6. 2015. Available from: http://chandler.mit.edu/~simon/gtgk/docs.htm.

3. Бабешко В.А., Юбко В.М., Глазырин Е.А., Шестопалов В.Л. Характер движений поверхности земной коры по данным GPS-измерений в районе Азово-Черноморского побережья Российской Федерации // Наука юга России (Вестник Южного Научного Центра). 2016. Т. 12. № 4. С. 33–40.

4. Милюков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А. и др. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям // Геотектоника. 2015. № 3. С. 56–65.

5. Altamimi Z, Métivier L., Collilieux X. ITRF2008 plate motion model // J. Geophys. Res. 2012. V. 117: B07402-B008930, doi:10.1029/2011JB008930.

6. Касьянова Н.А. Геологические риски и геодинамика. М.: Научный мир, 2003. 330 с.

Observed data of earth crust movement at the Azov and Black Sea coastal Kerch and Taman region of the Russian Federation with use of network of 6 GPS stations display in 2016–2017 a deviation from earlier established mean annual velocities and directions. The nature of geodynamic anomalies of crust movement indicates change of the geodynamic regime and increase of an intense strained state of the geological environment.

#### Добролюбова К.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: <u>k dobrolubova@mail.ru</u>)

Сопоставление морфологических особенностей сочленения уступа Кабо-Верде с пассивными частями трансформных разломов и уступов клиновидных спрединговых бассейнов Родригез и Галапагос

Dobrolyubova K.O., Sokolov S.Yu., Turko N.N.

(Geological institute RAS, Moscow)

## Comparison of Morphological Features of Kabo-Verde Scarp Junction eith Passive Parts of transform Faults and Scarps of Wedge-shaped Rodrigez and Galapagos Spreading Basins

Ключевые слова: уступ Кабо-Верде, спрединг, пассивная часть трансформного разлома, клиновидный бассейн

Уникальная морфоструктура Атлантики – уступ Кабо-Верде – сочленяется с азимутальным несогласием с пассивными частями трансформных разломов. Она имеет ряд различий и сходств с уступами, обрамляющими клиновидные спрединговые бассейны Родригез и Галапагос, в которых уступ с азимутальным несогласием сочленяется со спрединговыми грядами. Это указывает на возможное сходство геодинамических условий, в которых возникает данный вид морфоструктуры, несмотря на принципиальное различие главных тектонических элементов, с которыми морфологически сходные уступы сочленяются.

Для морфологии клиновидных спрединговых бассейнов характерно формирование обрамления в виде четко выраженных в рельефе симметричных краевых уступов. Клиновидный спрединговый бассейн восточной части ЮЗИХ относится к медленноспрединговым хребтам, имеет субширотное простирание и ограничен краевыми уступами с севера и юга. тройного Уступы начинаются в районе сочленения Родригес. протягиваются более чем на 1000 км в западном направлении, имеют четкие границы и крутые склоны. Относительная высота доходит до 1500 м. Стенки уступов (рис. 1) осложнены вертикальными выступами, которые согласуются с грядами, слагающими дно прилегающей абиссальной равнины. Однако, со спрединговыми структурами, слагающими тело клина, краевые уступы сопряжены четко выраженным с азимутальным несогласием.

Сейсмологические данные указывают на преобладание нормальных сбросов, вызванных растягивающими напряжениями. Раздвиг с формированием новой коры, судя по всему, протекает в условиях холодной литосферы, оставляя четкие «срезы» на месте шовных зон. Клин, вероятнее всего сформировался по ослабленной зоне – зоне трансформного смещения с последующим раскрытием и компенсационным поворотом.



Рисунок 1. Южный фланг клиновидного спредингового бассейна восточной части ЮЗИХ. Карта оттененного рельефа



Рисунок 2. Западная часть Галапагосской рифтовой системы. Карта оттененного рельефа.

Галапагосская рифтовая система относится к быстроспрединговым хребтам – 4.2 до 7.2 см в год [1]. Галапагосский клин (рис. 2), в отличие от клина восточного ЮЗИХ не имеет контакта со срединным хребтом. Анализ рельефа показывает, что вершина рыскает, оставляя следы во вновь сформированном рельефе.

Сейсмотомографией выявлена зона разуплотненной мантии, протягивающаяся в субширотном направлении на 90 км западнее ГСС. Вероятно, Галапагосский клин был заложен по ослабленной разуплотненной зоне. В отличие от восточного сегмента ЮЗИХ он не раскрывался по ранее сформированному транформному разлому. Однако, не смотря на эти различия, Галапагосский клин также обрамлен с обеих сторон ярко выраженными краевыми структурами, которые представляют собой систему эшелонированных уступов. Возникновение обеих клиньев, вероятно, сопряжено с изменением векторов движения крупных сегментов литосферных плит.



Рисунок 3. Уступ Кабо-Верде. Карта оттененного рельефа.

Особый интерес представляет уступ Кабо-Верде (рис. 3), находящийся в Атлантичеком океане, южнее островов Зеленого мыса. Морфометрически он эквивалентен уступам, ограничивающим клиновидные спрединговые бассейны. Уступ имеет северо-западное простирание, но в отличие от обрамления клиновидных бассейнов срезает фланговые части трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта, расположенные между поднятием Зеленого мыса и Сьерра-Леоне. Угловое несогласие составляет порядка 25 градусов. Высота уступа превышает 1000 м. Стенка уступа крутая, осложнена многочисленными вертикальными выступами, которые сопряжены с грядами на примыкающей поверхности абиссальной Гамби. Анализ рельефа погруженной части котловины, котловины включающего в себя фланги трансформных разломов, число которых в среднем в два раза превышает число разломов, сочлененных с САХ, и ограниченного уступом Кабо-Верде с севера, указывает на возможное преобладание напряжений растяжения. Одним из возможных механизмов формирования подобных морфоструктур может быть растяжение при сдвиговых смещениях вдоль неровной конфигурации линии разрыва. При таких геодинамических условиях существование зон локального растяжение вполне обосновано.

Авторы признательны экипажу НИС «Академик Николай Страхов» за самоотверженную работу, без которой сбор геолого-геофизических данных не был бы возможен. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-05888), Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №3, темы ГИН РАН «Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане» (государственная регистрация № 0135-2016-0013).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Мир, 2001. 604 с

Unique morphostructre of the Atlantic Ocean – Cape-Verde scarp – has azimuthally unconformable junction with passive parts of transform faults. It has several differences and similarities with the scarps which delimit wedge-shaped spreading basins Rodriguez and Galapagos, where the scarps with azimuthal unconformity has the junction with spreading ridge crests. This probably points to similar geodynamic conditions, under which such morphostructres could be generated regardless the principal difference of the main tectonic elements, with which morphologically uniform steep have the junction.

# Дубинин Е.П.<sup>1</sup>, Макушкина А.И.<sup>2</sup>, Грохольский А.Л.<sup>1</sup>, Барановский М.С.<sup>3</sup>

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва, e-mail: <u>edubinin08@rambler.ru</u>, <sup>2</sup> Копенгагенский Университет, Копенгаген, e-mail: <u>anya.makushkina@gmail.com</u>, <sup>3</sup>МГУ им. Ломоносова, Геологический факультет, Москва)

#### Геодинамические обстановки и условия образования микроконтинентов и краевых плато Dubinin E.P.<sup>1</sup>, Makushkina A.I.<sup>2</sup>, Grokholsky A.L.<sup>1</sup>, Baranovskiy M.S.<sup>3</sup>

(<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Earth Science Museum, Moscow, <sup>2</sup>Copenhagen University, KU, Copenhagen, <sup>3</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow)

## Geodynamic environments and conditions of formation of microcontinents and submersible plateaus

Ключевые слова: микроконтиненты, пассивные окраины, континентальный рифтинг, аналоговое моделирование

Статья посвящена геодинамическим обстановкам, при которых идет образование микроконтинентов или отторженных блоков с континентальной корой. Физическое моделирование показало, что основными условиями образования микроконтинентов или не полностью отторженных континентальных микроблоков являются наличие двух встречных продвигающихся сегментов трещин и формирование хотя бы на одной (или двух) из рифтовых ветвей новообразованной океанической коры. Для микроконтинентов важным условием является наличие термомеханических условий, ослабляющих прочность литосферы и, тем самым, способствующих локализации напряжений и перескоку оси спрединга, в результате чего континентальный микроблок отделяется от материнской плиты.

В пределах океанической коры и переходных зон выявлено значительное количество полностью отторженных континентальных блоков – микроконтинентов, со всех сторон окруженных океанической корой и не полностью отторженных от материка окраинных плато и островов, отделенных от материнского блока неразвившемся рифтом – авлакогеном. Разнообразие таких структур обусловлено особенностями перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу.

1. Полностью отторженные блоки континентальной коры (микроконтиненты), со всех сторон окруженные океанической корой, сформированные в результате перескока оси спрединга в сторону молодой континентальной окраины, подверженной воздействию мантийного плюма (банка Элан, хребет Ян-Майен, плато Зенит, поднятие Батавия, банка Гульден Драк и др.). Эти блоки, как правило, погружены ниже уровня моря, но могут иметь отдельные островные образования.

2. Погруженные узкие линейно-вытянутые блоки континентальной коры, сформированные в результате продвижения рифтовой трещины вдоль континентальной окраины (хребет Ломоносова). Вероятным механизмом образования микроконтинентов такого типа может быть продвижение рифтовой трещины вдоль уже существующего трансформного разлома с транстенсией (или разломной зоны иного типа), как, например, вдоль зоны разлома Сан-Андреас, или вдоль Левантийского разлома.

3. Микроконтиненты, образованные при формировании кинематически неустойчивых транзитных трансформных систем, которые соединяют продвигающиеся навстречу друг другу рифтовые трещины, разнесенные на значительное (несколько сотен километров) расстояние и встречающие на своем пути структурно-вещественные неоднородности с более прочной континентальной литосферой (хребет Ховгард, Гренландский хребет).

4. Континентальные блоки, которые не полностью отделены от материнского континента, могут быть выражены в виде погруженных континентальных плато, либо оставаться в виде не погруженных островов. В первом случае континентальная кора этих блоков испытывала значительное растяжение и утонение, и процесс рифтогенеза сопровождался значительными проявлениями магматизма (Эксмут, Натуралист, Валлаби – в Индийском океане, Роколл, Воринг, Ермак, Морис Джесуп, Флэмиш Кэп и др. – в Атлантике). Во втором случае, при обедненном магмоснабжении, степень растяжения и утонения континентальной коры была минимальной (Шри-Ланка, Тасмания, Сокотра).

5. Погруженные блоки континентальной коры, сформированные при ее растяжении вызванном миграцией астеносферного потока и при наличии сдвиговых деформаций (погруженные плато центральной части моря Скотия).

С помощью физического моделирования было проведено исследование условий формирования отторженных континентальных блоков. Физическое моделирование показало, что, в процессе растяжения континентальной литосферы при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу в относительно однородной изотропной плите формирование подобных структур наиболее вероятно при встречном продвижении рифтовых трещин смещенных относительно друг друга на некоторое формирование расстояние. одной из осей происходит Ha новой океанической коры, а на второй – постепенно прекращается тектоническая активность. Косое простирание рифтовых ветвей относительно направления растяжения является благоприятным фактором для формирования структур перекрытия и влияет на их форму. В процессе растяжения продвигающиеся сегменты рифтовых трещин выстраиваются, как правило, перпендикулярно направлению растяжения. Заключенные между ними блоки перекрытия испытывают вращательные деформации, как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях, что приводит к локальным перескокам оси

299

спрединга и формированию асимметричного рельефа. Выделены основные этапы развития не полностью отторженных от материнского континента континентальных блоков.

Моделирование показало, что основными параметрами, определяющими формирование выдвинутых континентальных окраин, являются:

• угол заложения рифтовых сегментов (в модели – разрезов, или ослабленных зон с утоненной литосферой) и их относительное смещение; оптимальный угол заложения одного из разрезов для образования микроблока составляет 45–60° к направлению растяжения;

• длина рифтовых сегментов (соотношение длин); обособленный микроблок образуется при симметричном развитии двух трещин, с одинаковой длиной разрезов; при асимметричном развитии трещин образуется блок, обособленный с одной стороны;

• величина смещения первоначальных рифтовых трещин, продвигающихся навстречу друг другу;

• наличие термических аномалий.

При наличии термической аномалии связанной, например, с деятельностью горячей точки начавшей свое функционирование после разрыва сплошности континентальной литосферы возможен перескок оси спрединга в сторону горячей точки. Это может привести к отмиранию действующей оси спрединга, или изменению ее простирания, или формированию новой оси и отторжению континентального микроблока от материнского континента, в соответствии с концептуальной моделью [1, 2].

Итак, на основе проведенного исследования можно сделать вывод, что главными условиями образования микроконтинентов или не полностью отторженных континентальных микроблоков являются:

(1) наличие двух встречных продвигающихся сегментов трещин;

(2) формирование хотя бы на одной (или двух) из рифтовых ветвей новообразованной океанической коры;

(3) для микроконтинентов – наличие термомеханических условий, ослабляющих прочность литосферы и, тем самым, способствующих локализации напряжений и перескоку оси спрединга, в результате чего континентальный микроблок отделяется от материнской плиты.

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

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gaina C., Müller R.D., Brown B., Ishihara T. Microcontinent formation around Australia //Geological Society of Australia Special Publication. 2003. V. 22. P. 399–410.

2. Müller R.D., Gaina C., Roest W.R., Lundbek D. A recipe for microcontinent formation // Geology. 2001. V. 29. № 3. P. 203–206.

The paper is devoted to geodynamical environments under which formation of

microcontinents or blocks with continental crust not fully separated by oceanic crust from the mainland. The geodynamic environments, under which formation of isolated blocks of continental crust is possible, are reviewed in the article. Physical modelling showed that main conditions of formation of microcontinents are presence of offset segments of rifts propagating towards each other and formation of newly formed oceanic crust on at least one of these rifts. For microcontinents, the important condition is presence of hotspot reducing strength of lithosphere and by those favouring jumps of rift axis resulting in full separation of continental microblock from the parent plate. During their evolution microblocks sustain rotational deformations in both horizontal and vertical planes also leading to local jumps of spreading axis and formation of asymmetric topography.

## Емельянова Т.А.

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

### Плиоцен-голоценовые щелочно-базальтоидные вулканиты юга Японского моря: геохимические особенности и генезис Emelyanova T.A.

(V.I. Ilichev Pacific Oceanological Institute of Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok) Pliocene-Holocene alkaline-basaltic volcanics of the Japan Sea south: geochemical features and genesis

Ключевые слова: Японское море, щелочно-базальтоидный вулканизм, изотопы, редкоземельные элементы, геодинамика, мантийные источники, Северо-Азиатский суперплюм

Плиоцен-голоценовые щелочно-базальтоидные вулканиты южной части Японского моря обладают изотопно-геохимическим составом, характерным для плюм-континентальных внутриплитных вулканических образований и являются производными нижнемантийного плюмового источника – апофизы Северо-Азиатского суперплюма.

Плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды слагают острова Уллындо Глебова Лианкур. подводную возвышенность И гайот Оки, И располагающиеся в Цусимской котловине Японского моря [1]. Хотя вулканическая деятельность в этом регионе продолжалась вплоть до голоцена (до 0.03 млн. лет), в целом данные породы сформировались в период от 2.3 до 3.4 млн. лет [2]. Суммируя результаты петрографических исследований, проведенных нами и предшественниками [1, 2], щелочные базальтоиды представлены, главным образом, рядом пикробазальтыщелочные трахиты. Пикробазальты и щелочные базальты характеризуются небольшой пористостью порфировой или афировой структурой И подразделяются на оливиновые, оливин-клинопироксеновые, реже амфиболовые разновидности клинопироксен-плагиоклазовые И с титаномагнетитом. В отличие от них щелочные трахибазальты и трахиты преимущественно обладают обильной пористостью, порфировой структурой и гиалопилитовой или микролитовой основной массой. (25-30%) представлены Вкрапленники плагиоклазом, нефелином и клинопироксеном. В трахитах добавляются к ним санидин И титаномагнетит, а также акцессорные минералы – апатит, турмалин и хромшпинелиды вулканическое (?), основной а стекло массы раскристаллизовано щелочно-полевошпатовый В агрегат. Главной особенностью минерального состава щелочных базальтоидов является отсутствие кварца и ортопироксенов, что позволяет отнести данные породы низкокремнеземистым образованиям. Присутствие в парагенезисе к

санидина и нефелина свидетельствует о высокой щелочности и калиевости, характерной для вулканитов внутриплитных обстановок активизации древних платформ [3].

подтверждается Ненасышенность кремнекислотой низкими содержаниями SiO<sub>2</sub>, которые колеблются от 42.39 до 60.11 мас.%, преобладают значения 44-51, соответствующие щелочным базальтам. Щелочность и калиевость находятся на уровне (в мас.%): в пикробазальтах 3.53-3.94 и 1.20-1.69, в щелочных базальтах 6.32-8.64 и 2.91-4.80 и в трахитах 11.63-12.70 и 6.14-6.60 соответственно. В щелочных базальтах в сумме щелочей преобладает Na<sub>2</sub>O, в трахитах – K<sub>2</sub>O. Глиноземистость составляет (мас.%): в пикробазальтах 13.79–15.58, в щелочных базальтах 16.20-17.00, а в трахитах она повышена до 19.03-19.20. Пикробазальты и шелочные базальты характеризуются высокими содержаниями (мас.%): ТіО<sub>2</sub> 1.80–3.30, СаО 6.83–10.87, МgO 5.87–11.36, ΣFe 9.57–11.91; в трахитах эти показатели понижаются: TiO<sub>2</sub> до 0.18-0.55, CaO до 1.37-1.98, MgO до 0.29-0.85. 2.73 - 4.51. ΣFe ло В целом породы относятся к умеренноглиноземистым высокотитанистым высококалиевым образованиям шелочной вулканической серии.

Состав крупноионных литофильных элементов (LILE) варьирует в пределах (г/т): Rb от 23.05 до 109.3, Ba от 538.4 до 773.72 (в трахитах 69.0-73.67) и Sr от 517 до 1030 (в трахитах 80.28-81.32), а высокозарядных (HFSE) - Zr от 160 до 360 (в трахитах до 400-670), Nb от 32.5 до 82.8 (в трахитах до 131.7-142.0) и Та от 2.56 до 4.89 (в трахитах до 8.53-8.67). На многокомпонентных диаграммах редких и распределения редкоземельных элементов (REE) щелочные базальтоиды образуют позитивные Ta-Nb, Zr, Ті, Gd и Ce, а также слабо выраженные негативные Sr и Eu аномалии и характеризуются резко дифференцированным спектром REE с явным преобладанием LREE над HREE. Это подтверждается высокими значениями отношений (La/Sm)<sub>N</sub> 3.21-6.37 и (La/Yb)<sub>N</sub> 18.92-28.80. Концентрации LILE, LREE и HFSE в данных породах близки таковым в щелочных вулканитах, сформировавшихся в обстановке континентальных рифтов по [3-5]. Описываемым базальтоидам также свойственны высокие концентрации элементов группы Fe (г/т): в пикробазальтах Cr (350-390), Ni (142.5-210.0), Со (77-90) и V (257.6-260), в щелочных базальтах Cr (74-150), Ni (42.11-93.0) и V (120-200). В трахитах количество этих элементов резко снижается (г/т): Cr до 4–5, Ni до 2.0–15.54, Co до 2.0–13.93 и V до 4.0–14.95 г/т. Состав элементов группы Fe в щелочных базальтах вполне сопоставим с таковым в плюм-континентальных щелочных базальтах по [4]: Cr - 160, Ni - 85, V -230 Ha дискриминантной диаграмме Ti-V фигуративные точки описываемых базальтоидов располагаются в области высоких показателей отношений Ti/V (более 100), превышающих таковые в щелочнобазальтоидных вулканитах океанических островов (OIB).

Источником магмогенерации для щелочных базальтоидов южной части

Японского моря служили гранатовые перидотиты, к тренду которых тяготеют данные породы на диаграммах (La/Sm)–(Sm/Yb), (La/Yb)–Yb и (La/Sm)–(Lu/Hf). Породы обладают высокими значениями как (La/Yb)–Vb и (La/Sm)–(Lu/Hf). Они также характеризуются пониженными значениями  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd (0.5125–0.5126) и повышенными –  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr (0.7046–0.7047), близкими к изотопному составу щелочных базальтов некоторых участков Байкальского континентального рифта по [6, 7], а также щелочных вулканитов провинции Удалянчи на Северо-Востоке Китая – бассейн Сунляо [8].

Этот бассейн является одной из депрессионных структур, возникших в позднем кайнозое под влиянием Северо-Азиатского суперплюма [9], область распространения которого совпадает с выделенной в Центральной и Восточной Евразии Центрально-Азиатской внутриплитной провинцией – ЦАВП [10]. Данная провинция, а, следовательно, и Северо-Азиатский суперплюм, располагаются к северо-западу от Японского моря, а их юговосточная граница проходит через южную часть моря, в которой и установлены описанные выше щелочные базальтоиды. В пределах бассейна Сунляо выделяются несколько этапов внутриплитного вулканизма, начиная с эоцена и заканчивая голоценом [8]. В результате сравнительного анализа были установлены черты сходства радиоизотопного возраста, минеральных и изотопно-геохимических характеристик вулканических пород наиболее поздних этапов вулканизма этой области (в частности, группы вулканов Удалянчи) и щелочных базальтоидов юга Японского моря (см. таблицу). Щелочные базальтоиды вулканов Удалянчи сформировались в основном в период от позднего миоцена до голоцена. Выделяются этапы (от 2.3 до 0.32 - 0.05мпн лет), совпадающие co временем формирования япономорских щелочных базальтоидов. Te И другие породы близким минеральным составом, который включает характеризуются клинопироксен, оливин, нефелин. санидин, титаномагнетит, хромшпинелиды. Отличия заключаются лишь в отсутствии в последних лейцита и флогопита, что можно объяснить меньшим уровнем калиевости, который уменьшается в щелочных породах, развитых на периферии внутриплитной области по сравнению с породами внутренней ее части. Из таблицы также видно, что описываемые породы обеих областей близки и по химическим параметрам как друг к другу, так и к средним составам вулканитов континентальных рифтов по [11], которые в последнее время принято относить к внутриплитным плюмовым образованиям.

Таким образом, из выше сказанного следует: щелочные базальтоиды Японского моря развиты на периферии внутриплитной провинции ЦАВП и входят в сферу влияния Северо-Азиатского суперплюма. Их минеральные и химические особенности указывают на связь генезиса данных пород с нижнемантийным плюмовым источником, представленным поднимающейся к поверхности в южной области Японского моря одной из апофиз Северо-Азиатского суперплюма.

Таблица. Корреляции минеральных и химических особенностей плиоценголоценовых щелочных базальтоидов Японского моря и вулканов Удалянчи бассейна Сунляо по [8]

| Минералого-                          | Плиоцен-голоценовые       | Плиоцен-голоценовые       |  |
|--------------------------------------|---------------------------|---------------------------|--|
| геохимические                        | щелочные базальтоиды      | щелочные базальтоиды      |  |
| параметры                            | Японского моря            | бассейна Сунляо (вулканы  |  |
|                                      | _                         | Удалянчи)                 |  |
| Радиоизотоп-                         | 3.4-2.3, до 0.03 млн. лет | 2.3, до 0.05 млн.         |  |
| ный возраст                          |                           | лет                       |  |
| Типоморфные                          | Клинопироксен, оливин,    | Оливин, нефелин, лейцит,  |  |
| минеральные                          | плагиоклаз, нефелин,      | клинопироксен, санидин,   |  |
| ассоциации                           | санидин, титаномагнетит,  | флогопит, титаномагнетит, |  |
|                                      | хромшпинелиды             | хромшпинелиды             |  |
| SiO <sub>2</sub> (мас.%)             | 44.51–51.40 (41–49)       | 47.83-51.05               |  |
| TiO <sub>2</sub> (мас.%)             | 1.55-3.30 (1.77-4.64)     | 1.98-2.74                 |  |
| Σ FeO (мас.%)                        | 8.62-10.67 (10.81-13.72)  | 8.98–10.85                |  |
| CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 0.45-0.53 (0.68-0.72)     | 0.38-0.58                 |  |
| Sr/Rb                                | 15.46-18.72               | 11.99–17.84               |  |
| Ti/Zr                                | 59.94 (42-85)             | 24.09-35.94               |  |
| Ti/Y                                 | 814.00 (443-897)          | 404.08-477.80             |  |
| La/Nb                                | 0.71-1.14 (1.10-2.01)     | 1.41-2.04                 |  |
| La/Yb                                | 32.92-45.38               | 45.62-61.57               |  |
| Zr/Hf                                | 51.20                     | 46.29-48.08               |  |
| Lu/Hf                                | 0.04                      | 0.02-0.04                 |  |
| Nb/Ta                                | 18.22                     | 18.19–18.33               |  |
| Zr/Nb                                | 3.27-4.61                 | 4.37-8.63                 |  |
| Zr/Y                                 | 12.39–13.58               | 10.13-20.95               |  |
| Nb/Y                                 | 0.95-3.73                 | 2.05-2.94                 |  |
| <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr   | 0.7046-0.7048             | 0.7050-0.7056             |  |
|                                      | (0.7050-0.7090)           |                           |  |
| <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd | 0.5125-0.5126             | 0.5120-0.5125             |  |
|                                      | (0.5118-0.5123)           |                           |  |

В скобках приведен средний состав некоторых петрогенных элементов и соотношений редких элементов и изотопов в щелочных вулканитах континентальных рифтов по [11].

Автор признателен Е.П. Леликову д.г.-м.н., профессору ТОИ ДВО РАН за помощь в исследовании. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта «Дальний Восток» (гранты: №15-I-1-009, №15-I-1-006).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

2. Geology and geophysics of the Japan Sea / N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki et al. Tokio: Terra Scient. Publishing Company (TERRAPUB), 1996. 487 p.

3. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

4. Hess P.C. Origins of igneous rocks. London: Harvard University Press, 1989. P. 336.

5. Лазаренков В.Г. Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248.

6. O'Nions R.K. Isotopic evolution of the crust and mantle // Patterns of change in Earth evolution. Berlin: Springer-Verlag, 1984. P. 291–302.

7. Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии земли, коры и атмосферы. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1988. 140 с.

8. Сахно В.Г., Акинин В.В. Первые данные U-Pb-датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского пояса // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 226–231.

9. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Северо-Азиатский суперплюм и платиноносность юго-востока России // ДАН. 2011. Т. 436. № 3. С. 356–359.

10. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Абсолютные палеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // ДАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 68–73.

11. Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P., Leonardos O.H. Erratum to high-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis // Earth Planetary Sci. Lett. 1996. V. 141. P. 325– 341.

Pliocene-Holocene alkaline-basaltic volcanics of the southern part of the Japan Sea have isotope-geochemical composition typical for the volcanic rocks of the plume-continental WP geodynamic regime, and they are productions of the Lover Mantle plume source presented by the North-Asian superplume apophysis.

### Ильин А.В.

(Акустический институт имени академика Н.Н.Андреева, Москва, e-mail: alexander\_ilyin@mail.ru)

### О взаимосвязи геометрической симметрии дна океана и асимметричного спрединга литосферных плит на примере Южной Атлантики

#### Ilyin A.V.

(N.N.Andreev Acoustic Institute, Moscow)

## The interrelation between the ocean floor geometrical symmetry and asymmetrical spreading of the lithospheric plates

Ключевые слова: геометрическая симметрия, асимметричный спрединг, морфоструктура, кумулятивный эффект, скорости океанических плит

Рассматривается противоречие между геометрической симметрией дна океана и асимметрией спрединга океанических плит. Предполагается, что геометрическая симметрия сохраняется в течение всего периода спрединга по причине миграции центра спрединга (джампинга) с отторжением блоков земной коры от скоростной плиты и наращиванием менее скоростной плиты.

В конце 50-х годов прошлого века Г. Менард инструментально подтвердил существование геометрической симметрии дна океана[1]. С возникновением новой глобальной тектоники (НГТ) представления о происхождении симметрии укладываются в несколько этапов – от ортодоксальных и идеализированных схем до современных, учитывающих новые данные о геодинамике земной коры и мантии под океаном. Ортодоксальные базировались на предположении о тождественности морфоструктуры на флангах срединно-океанических хребтов (СОХ), идеализированные – на непременном заложении центра спрединга точно посередине новообразованной земной коры [2, 3]. Обе концепции, возникшие на начальных этапах становления НГТ, не нашли впоследствии фактического подтверждения. Более того, по современным данным возникновение очередного центра спрединга точно посередине от краёв плит, скорее исключение, чем правило.

Современный подход к генетической интерпретации геометрической симметрии, заслуживает названия эмпирического, поскольку учитывает новейшие данные о геодинамике новообразованной земной коры. Важнейшие из них – разнообразие скоростей перемещения литосферных плит и явление джампинга или перескока центров спрединга СОХ.

Наглядным примером прогресса в понимании генезиса геометрической симметрии может служить Южная Атлантика, где симметрия дна океана является едва ли не идеальной. Для анализа существующей ситуации используются данные о расстоянии между береговыми линиями Южной Америки и Африки, продолжительности спрединга, скоростях перемещения Американской и Африканской литосферных плит, положении современного центра спрединга. Эмпирический подход был опробован ранее[4].

В данном случае, ширина океана составляет около 6000 км, а в обе стороны от центра спрединга соответственно по 3000 км. Предполагается, что общая продолжительность спрединга равна 140 млн. лет, а скорости перемещения Американской и Африканской плит соотносятся как 2.3 см/год и 1.9 см/год соответственно [5].

В предположении о непрерывном спрединге в течение 140 млн. лет с учётом упомянутых скоростей Американская плита преодолела до настоящего времени расстояние 3300 км, а Африканская - 2700 км. Различие составляет 600 км. По отношению к современному центру спрединга. занимающему срединное положение между материками, Африканская плита не доходит до него 300 км, а Американская на столько же его перекрывает. Возникает парадокс, когда при очевидной и доказанной геометрической симметрии существует столь же очевидная структурногеоморфологическая асимметрия флангов Южно-Атлантического срединного хребта (ЮАСХ). Попутно отметим, структурная асимметрия ЮАСХ характеризуется существенным батиметрическим превышением восточного фланга над западным и широким развитием на восточном фланге сравнительно мелководных плато или ступеней рельефа. Их протяженность достигает 2000 км, а ширина – 1000 км. Батиметрический уровень восточного фланга возвышается над западным до 1000 м [6].

Происхождение подобной морфоструктуры интерпретируется по разному. Оно связывалось, например, с изменением темпов спрединга во времени [7]. Предполагалась также взаимосвязь с идентифицированными сейсмической томографией линзами разогретого мантийного вещества под хребтом на глубинах до первых сотен километров [8]. С привлечением фактора геометрической симметрии, как врождённой характеристики океанической земной коры, можно предполагать, что структурная асимметрия является следствием взаимодействия разноскоростных океанических плит, компенсации и декомпенсации земной коры на дивергентной границе, путём её джампинга. Взаимосвязь симметрии дна океана и асимметричного спрединга океанических плит лучше всего объясняется предположением о миграции центра спрединга в западном направлении со скоростью 2 мм/год, что составляет половину разницы скоростей двух противостоящих плит.

Другими словами, в расчете на весь период спрединга (140 млн. лет) мигрирующий центр спрединга отчленяет от Американской плиты около 300 км новообразованной земной коры, причленяя эту площадь-объём к Африканской. Такой итог, при заданных условиях представляется закономерным. Вопрос в другом – насколько равномерно происходит джампинг во времени? Не каждые же 2 мм/год. То есть, скорее всего

308

нерегулярно, а 300 км переходной коры от одной плиты к другой – величина кумулятивная или иначе – интегральная, суммарный латеральный сдвиг центра спрединга за весь период расползания плит. Как в этом «зазоре» распределяются отдельные перескоки, можно будет определить лишь в ходе дальнейших, весьма детальных, системных исследований морфоструктуры акустического фундамента. Однако, неизбежно следует вывод, что вся рифтогенная земная кора (океаническая) представлена двумя структурными типами – более однородной, по пластике, связанной со скоростной плитой, и расчлененной, «расклиненной», характерной для менее скоростной плиты.

Можно предполагать, что следствием спрединга дна океана с любыми различиями скоростей смежных плит является постоянное воспроизведение геометрической симметрии и формирование структурной асимметрии океанической земной коры, а сама геометрическая симметрия представляет собой природную константу или устойчивый во времени и пространстве – геоморфологический эффект, вызванный процессами формирования океанической земной коры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Menard H.W. Geology of the Pacific Sea Floor // Experimentia. 1959. V. XV/6. P. 205-213.

2. Le Pichon X. Models and Structure of the Oceanic Crust // Tectonophys. 1969. V. 7. P. 385–402.

3. Морган В. Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры // Новая глобальная тектоника (Тектоника плит) Сб. статей. М.: Мир, 1974. С. 68–93.

4. Ильин А.В. Морфоструктура Южно-Атлантического хребта в районе горячей точки Тристан-да-Кунья // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 4. С. 429–432.

5. Дубинин Е.П. Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 292 с.

6. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 231 с.

7. Tjeerd H. van Andel, Ross G. Heath Tectonics of the Mid-Atlantic Ridge, 6-8° South Latitude // Marine Geophysical Researches. 1970.V. 1. P. 5–36.

8. Комарова О.И., Мирлин Е.Г., Углов Б.Д. Асимметрия тектоносферы Срединно-Атлантического хребта в пределах Анголо-Бразильского геотраверза // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 5. С. 638–641.

The text is concerned with the interrelation between the ocean floor geometrical symmetry and asymmetrical spreading of the lithospheric plates. It is suggested that the symmetry is being conserved over all spreading time for the reason centre of spreading migration (jumping) as a result the blocks of the crust detach from one plate and get attached the other.

#### Кругляков В.В. (АО «Южморгеология», Геленджик; e-mail: v-kruglyakov@mail.ru) Глобальная геология и океанические полиметаллические

### конкреции Kruglyakov V.V. (Yuzhmorgeologia, Gelendzhik) Global geology and ocean polimetalic nodules

Ключевые слова: тектоника плит, расширение Земли, курумы, принцип актуализма, возраст Океана, оксидные руды

Проведен анализ неточностей геотектонических концепций. Предложены к обсуждению варианты уточняющих исследований. Описан механизм накопления рудного вещества. Показана связь марганцевых руд с карбонатами.

Существующие представления о глобальном строении и путях развития Земли базируются на наблюдениях Альфреда Вегенера. Конформность берегов Атлантики легли в основу питовой тектоника и, как следствие, дрейфа континентов.

В последние полвека умами многих геологов завладела идея тектоники плит. Плитовая тектоника в современном изложении О.Н. Сорохтина и С.А. Ушакова [1] рассматривает догеологическую историю Земли, в которой какие-либо временные реперы неизвестны, и историю развития планеты в геологическое время от позднего докембрия до антропогена. Она, рассматривая себя как теорию, выходит за пределы хоть в какой-то мере познанного с предсказанием будущего нашей планеты на миллионы лет вперед. В соответствии с этой концепцией земная кора разбита на блоки – плиты. Плиты подразделяются на мощные континентальные и более тонкие океанические. Плиты «плавают» в астеносфере, в результате чего взаимное материковых расположение мощных массивных плит меняется в геологическом Океанские времени. плиты не создают заметных препятствий движению материковых, которые расталкивают «мелкие льдинки», встречающиеся на пути. Этого я не прочитал у классиков плитовой тектоники, это додумано самостоятельно в процессе понимания идеологии плейттектонистов.





Моногея (2.5 млрд. лет назад) распад Моногеи (2.3 млрд. лет назад) Рисунок 1. Положение материков в архее

По представлению О. Сорохтина и С. Ушакова планета Земля родилась в «незапамятные» времена, более 4.5 млрд. лет назад, но планетой в современном понимании стала лишь около 2 млрд. лет назад. Главное же в их представлениях дрейф континентов по поверхности Земли. Материки перемещаются под воздействием не вполне понятных сил в ничем не обусловленных направлениях

О невозможности таких перемещений масс на вращающемся сферическом теле свидетельствует «колесо смеха» [2].

Во второй половине сороковых годов прошлого века в парке культуры и отдыха в Москве был аттракцион «Колесо смеха» описанный Я.И. Перельманом в его «Занимательной физике. Он писал: «И тогда под действием инерции все находящиеся на платформе начинают сползать к ее



краям. Сначала это движение едва заметно, но мере того по как "пассажиры" удаляются от центра И попадают на окружности все большего и большего радиуса, скорость, а следовательно, И инерция движения сказываются все заметнее. Никакие усилия удержаться на месте не приводят ни к

чему, и люди сбрасываются с "колеса смеха". Земной шар есть, в сущности, такое же "колесо смеха", только гигантских размеров».

Мне искренне жаль моих сверстников детей войны, часть детства которых пришлась на эти радостные, хотя и не очень сытые послевоенные годы, и они не познали колеса смеха.

Расширяющаяся Земля. Эту точку зрения изложил В.Б. Нейман [3] в 1962 г. В 2005 г. В.Н.Ларин [4] изложил достаточно аргументированный вариант точки зрения расширения планеты при условии исходно гидридного состава ее внутренней части.

Эта концепция не хуже плитовой рассматривает формирование трещин отрыва, раздвижение отколотых блоков, гидротермальную и вулканическую активность вдоль трещин и ослабленных зон.

Обе, безусловно, интересные точки зрения пока не могут рассматриваться как теории, поскольку ни одна из них не подлежит прямой поверке. Они не формулирует конкретных задач практическому геологу. А наука без практики мертва.

Возможные способы превращения концепций (предположений, фантазий) в теории, используя со всеми необходимыми оговорками, принципа актуализма. В его основе требование при любых реконструкциях событий и явлений, имевших место в прошлом, исходить из того, что они происходили по тем же законам и принципам, по которым происходят нынешние. В формулировке Чарльза Лайеля принцип звучит так: «Настоящее есть ключ к прошлому». Следование принципу актуализма позволяет моделировать ныне не существующие объекты и системы, изучать их строение и функционирование, формируя картину прошлого и получая, таким образом, возможность прослеживать закономерности развития мира.

Условия для моделирования природных процессов создает сам Господь Бог. Надо только внимательно читать его подсказки и активно использовать предложенный им Чарльзу Ляйелю принцип актуализма.

Проверить наличие дрейфа континентов или расширения нашей планеты можно пройдясь по берегу Черного моря от Новороссийска до Туапсе, внимательно глядя под ноги и слегка по сторонам. Боковым зрением мы отметим осыпи и обвалы на склоне, а под ногами развал острооскольчатых камней – курум.

Примерно такую же ситуацию можно было бы наблюдать на границах континентальной и океанической коры, если предположение ученых о том, что земная кора континентов состоит их двух слоев кристаллических пород: верхний слой гранитный, нижний – базальтовый. Разрушение верхнего слоя неизбежно сформирует россыпь обломков разных размеров. Предложено три варианта однотипных по методике отработки профилей: 1) Находка – юг Японского моря – Охотское море – Курильскя дуга – Курильский желоб – Северо-западная котловина; 2) Африканский рог – Сомалийская котловина – Аравийско-Индийский хребет; 3) Анголо-Бразильский геотраверз, вдоль которого изучены потенциальные поля.

Сейсмическое профилирование должно быть выполнено на трех разных частотах для обнаружения поверхности тела курума (высокие частоты), его подножия (основания – низкие частоты) и наиболее крупных глыб.

Опробование должно обеспечить получение образцов кислых пород курума (развалов гранитного слоя), если таковые существуют.

Обе концепции не рассматривают вертикальных колебательных движений в истории Земли, хотя Российская геология знает о них со времени М.В. Ломоносова («О слоях земных»). Современное представление об этом явлении описано В.В. Белоусовым [5].

Оксидные океанические руды. И на суше и на морском дне выделяются участки отсутствия накопления осадков. Такие участки на первый взгляд более характерны для суши, поскольку из толщи воды твердые частицы должны относительно равномерно падать на всю поверхность дна. Но это не так. В океане на глубине более 4.5 км дна достигает незначительная часть взвеси, поскольку биогенная карбонатная составляющая на глубине карбонатной компенсации растворяется.

При отсутствии накопления осадков на суше развивается выветривание,

в море – его аналог гальмиролиз.

В океане профиль коры гальмиролиза развит на эродированной поверхности глинисто-карбонатных пород олигоцена – миоцена представлен тремя пачками глин: рентгеноаморфных (аллофановых), пачка II, монтмориллонитовых, пачка III, иллитовых IV. Разрез венчается геохимически активным слоем с конкреции [6].

Скорость роста конкреций соизмерима с продолжительностью жизни человека. Это описал М.Е. Мельников [7].

Малоизвестные факты из жизни марганцевых руд. Намечена связь карбонатов и глин профиля коры гальмиролиза и венчающими его конкрециями в геохимически активном слое.

За то время, что я вплотную занимаюсь проблемой конкреций, их генезиса, состава, условий залегания и образования, а это период с 1980 года по первые десятилетия нового века, я не встречал информации о связи оксидов марганца и сопутствующих ему элементов с карбонатными отложениями. Это явление не было достаточно очевидным.

Лишь в последней монографии Э.Л. Школьника [8] систематически описано множество марганцевых месторождений Африки, Южной Америки, других регионов. Возраст месторождений от докембрийского до современного (океанические конкреции).

В основаниях и разрезе всех описанных месторождений отмечены пласты известняков разной степени метаморфизованности, а в основании профиля коры гальмиролиза залегают мелоподобные известняки, писчий мел и мергели.

Ряд подвижности металлов (проценты):

Подвижность в осадочных образованиях: Mп(73)>Co(66)>Ni(56) >Cu(31)>Zn(16)>Fe(5). То же в конкрециях: Co (95)>Mn (90) >Ni (88) > Cu (86) > Zn (85) > Fe (63) [6].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сорохтин О.Н., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: изд. МГУ, 2002. 506 с.

2. Перельман Я.И. Занимательная физика. 1936.

3. Нейман В.Б. Расширяющаяся Земля. Гос. изд-во географической литературы, 1962.

4. Ларин В.Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие). М.: Агар. 2005, 242 с.

5. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 698 с.

6. Кругляков В.В., Круглякова Р.П., Курилов П.И Массоперенос и накопление рудного вещества при гальмиролизе // Рациональное освоение недр. 2013. № 6.

7. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП ГНЦ «Южморгеология», 2005. 230 с. 8. Школьник Э.Л. Жегалло Е.А. и др. Исследования марганцевой и железомарганцевой минерализации в разных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии. М.: Эслан, 2012. 472 с.



Рисунок 3. Характеристика профиля коры гальмиролиза

The analysis of the discrepancies between the concepts was carried out. The options of clarifying research were proposed for discussion. The mechanism of accumulation of ore material was described. The relationship of manganese ores with carbonates was presented.

## Лейченков Г.Л.<sup>1, 2</sup>, Гусева Ю.Б.<sup>3</sup>, Дубинин Е.П.<sup>4</sup>, Гандюхин В.В.<sup>3</sup>, Галушкин Ю.И.<sup>4</sup>, Сергеева В.М.<sup>1, 2</sup>, Грохольский А.Л.<sup>4</sup>

(<sup>1</sup>Всероссийский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Санкт-Петербург, e-mail: <u>german\_l@mail.ru</u>; <sup>2</sup>Санкт-Петребургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, <sup>3</sup>Полярная морская геологоразведочная Экспедиция, Санкт-Петербуг; <sup>4</sup>Московский Государственный Университет, Москва)

### Особенности рифтогенеза и океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой Leitchenkov G.L.<sup>1,2</sup>, Guseva J.B.<sup>3</sup>, Dubinin E.P.<sup>4</sup>, Gandyukhin V.V.<sup>3</sup>, Sergeeva V.M.<sup>1,2</sup>, Groholsky A.L.<sup>4</sup>

(<sup>1</sup>VNIIOkeangeologia, St.-Petersburg; <sup>2</sup>St.-Petersburg State University, St. Petersburg, <sup>3</sup>Polar Marine Geosurvey Expedition, St.-Petersburg, <sup>4</sup>Moscow State University, Moscow)

## Continental Rifting and early sea-floor spreading between Australia and Antarctica

Ключевые слова: Рифтогенеза, ультрамедленный спрединг, эксгумация мантии, Антарктика, Австралия

В докладе рассматриваются особенности разделения Австралии и Антарктиды на стадии рифтогенеза (160–80 млн. лет) и раннего этапа океанического раскрытия (80–40 млн. лет). На основе интерпретации геофизических данных, а также физического и численного моделирования удалось существенно развить представления об особенностях структурообразования земной коры на континентальной окраине и в абиссальной котловине Антарктики.

Разделение Австралии и Антарктиды началось с рифтогенного растяжения континентальной литосферы около 160 млн. лет назад на западе тогда еще единого материка и 150 млн. лет назад – на востоке [1]. Растяжение продолжалось длительное (75-80 млн. лет) время, в результате чего возникли чрезвычайно широкие (от 300 до 500 км) сопряженные окраины (рис. 1). На поздней стадии рифтогенеза произошел разрыв земной коры с выходом вещества верхней мантии на поверхность (мантийное вскрытие) [1]. Зона мантийного вскрытия (в современном разрезе мантийное вещество, серпренитинизированное в результате взаимодействия непосредственно подстилает с морской водой, осадочных чехол рифтогенного бассейна) отчетливо проявлена в поле силы тяжести и магнитном положительными аномальном поле длинноволновыми аномалиями амплитудой около 10-15 мГал (рис.) и 100-150 нТл Магнитная соответственно. аномалия связана с серпентинизацией мантийного вещества, сопровождавшейся образованием магнитных минералов, а гравитационная аномалия связана – с его повышенной

плотностью, по отношению к вмещающим блокам коры [1].



вертикальный масштаб - условный

Рисунок. Реконструкции австралийской и антарктической плит на фоне современного поля силы тяжести, вычисленном по данным спутниковой

альтиметрии (А) и разрезов земной коры континентальных окраин Австралии и Антарктиды (Б) на время около 70 млн. лет (хрон полярности 31). 1 – внутренняя граница рифта; 2 – граница континент-океан; 3 – зоны эксгумации мантии; 4 – срединно-океанический хребет; 5 – ось рифтовой зоны; 6 – сдвиги и трансформные разломы. Положение разрезов показано белыми линиями.

Для западной части антарктической континентальной окраины выполнено численное моделирование термической эволюции земной коры. Реконструкция истории погружения земной коры основана на расчетах вариаций тектонического погружения и их анализа с оценкой амплитуд и продолжительности периодов тепловой активизации и растяжения литосферы в рифтовый и пострифтовый этапы, включая процесс мантийного вскрытия, предшествующий океаническому спредингу.

На основе анализа рассчитанных вариаций тектонического погружения бассейна получены оценки амплитуд и продолжительности периодов тепловой активизации и растяжения литосферы на рифтовом этапе развития бассейна. Выделено 3 этапа растяжения континентальной литосферы: 160–140 млн. лет, 140–120 млн. лет и 120–90 млн. лет. Моделирование показало, что величина растяжения литосферы в пределах изученной рифтовой окраины (между внешним шельфом и границей континент-океан) изменялись от 1.8 до 4.5 на первом этапе, от 1.1 до 1.55 – на втором и от 1.1 до 1.4 – на третьем. Суммарный фактор растяжения составил 2.3–5.15. Тепловой поток в этой же части окраины варьировал от 85 мВт/м<sup>2</sup> до 230 мВт/м<sup>2</sup>.

особенность рифтогенеза, Учитывая завершившегося эксгумацией метаморфическим преобразованиям, были проведены мантии И ee исследования изучению температурных vсловий. специальные по перидотитов. Численное благоприятных для серпентинизации моделированием подтвердило существование температурных условий в земной коре на завершающей стадии рифтогенеза (100-80 млн. лет), необходимых для протекания этого метаморфического процесса (160-380 градусов). Анализ прочности пород земной коры, выполненный в ходе исследований, показал, что в этот же период кора испытывала хрупкие деформации, которые были необходимы для циркуляции морской воды, наличие которой обязательно для серпентинизации.

Океаническая кора древних участков Австрало-Антарктической котловины характеризуется последовательностью отчетливых линейных (спрединговых) магнитных аномалий. Линейность местами нарушается, что, вероятно, связано с недостаточно плотной системой наблюдений и/или сложным, нестабильным раскрытием океана на раннем этапе. Согласно данным моделирования магнитных аномалий, океаническое раскрытие между Австралийской и Антарктической плитами, с образованием Австрало-Антарктической котловины, происходило последовательно с запада на восток в сторону Тихого океана примерно от 80-83 млн. лет (между 103° и 130° в.д.) до 69-65 млн. лет (между 130° и 140° в.д.; рис.). Задержка в продвижении (пропагации) континентального рифтогенеза, а затем и раскола литосферы, вероятно, была связана с изменением состояния литосферы реологического на границе протерозойского подвижного пояса и архейско-раннепротерозойского кратона (известного как кратон Моусона). Спрединг океанического дна на раннем этапе происходил в ультрамедленном, медленном и среднем режиме и составлял (полная скорость) от 2 до 10 мм/год между аномалиями 330 и 21у; от 10 до 20 мм/год между аномалиями 21у и 180; более 30 мм/год после аномалии Низкие значения скорости спрединга на 180 [1]. раннем этапе океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой приводили к нестабильности коровой аккреции (с остановками и возобновлением спрединга) и формированию амагматических хребтов с эксгумацией нижней коры и мантии.

Сейсмические данные, полученные в российских и австралийских антарктических экспедициях [2] в пределах Австрало-Антарктической котловины и сопряженных переходных зонах, демонстрируют общий подъем и отчетливое изменение морфологии фундамента по мере его омоложения. Между аномалиями 33 и 21 фундамент характеризуется относительно длиннопериодным рельефом, а после аномалии 21 короткопериодным и малоамплитудным (особенно отчетливо такая закономерность отмечается в западной части района исследований). Это изменение совпадает с заметным (почти в два раза) увеличением скорости Сейсмические исследования показывают, что спрединга. ранняя океаническая кора Австрало-Антарктической котловины между 33 и 21 аномалиями, развивавшаяся в условиях ультамедленного спрединга протоокеаническая кора) характеризуется (определяемая нами как развитием сбросов, которые формируют полуграбены растяжения в кровле фундамента (второго океанического слоя) и проникают до границы Мохо, а также значительными вариациями мощности (от 7 до 2 км). Это, вероятно, связано с развитием тектонических срывов (детачментов) и выходом пород нижней коры и серпентинизированной мантии на поверхность («core *complexes*» в иностранной литературе)

Наиболее контрастные поднятия амплитудой до 2.5 км и более прослеживаются к западу от 110° в.д., где им отвечает цепочка изолированных овальных аномалий поля силы тяжести амплитудой 30-40 мГал (рис.). Эта цепочка прослеживается вдоль южного края Австрало-Антарктической котловины до северо-восточной границы котловины Лабуан, расположенной между южным блоком плато Кергелен и Австрало-Антарктической котловиной (рис.). На противоположной окраине Австрало-Антарктической котловины, сопряженной с бассейном моря Моусона, развита очень похожая по морфологии и протяженности структура, известная как разломной зоны Диамантина. Выявленные поднятия, вероятно, представляют собой амагматические сегменты палеохребтов. сложенные габбро и/или в различной степени серпентинизированными перидотитами. Такие породы драгированы в восточной части разломной зоны Диамантина, расположенной в северной части Австрало-Антарктической котловины. В районе этих поднятий предполагаются крайне низкие (менее 1.0 мм/год) средние скорости ультрамедленного спрединга.

Для понимания особенностей структурообразования при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу в условиях амагматического растяжения континентальной коры и литосферы, характерных для сопряженных переходных зон Австралии и Антарктиды было проведено физическое моделирование эволюции литосферы переходных зон. В результате выполненных экспериментов установлено, что наличие более прочного блока в дораскольной модельной литосфере (такого, как кратон Моусон) на пути продвигающейся рифтовой трещины может существенно влиять на геометрию оси спрединга. В условиях ультрамедленной океанической аккреции происходят многочисленные перескоки осей спрединга.

Исследование выполнено в рамках гранта РНФ, проект № 16-17-10139.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.

2. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С. Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. СПб: ФГУП «ВНИИОкеанология им. И.С. Грамберга», 2015. 199 с.

This study is focused on separation of Australia and Antarctica from continental rifting (160–80 Ma) to early sea-floor spreading (80–40 Ma). The work is based on the interpretation of all available geophysical data as well as on physical and numerical modeling.

## Леликов Е.П.

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

#### Основные черты геологии окраинных морей – главного элемента зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану Lelikov E.P. (V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok) The main features of the Geology of marginal seas – the main element of the zone of transition from Asian continent to the Pacific Ocean

Ключевые слова: окраинные моря Тихого океана, геология, сравнительный анализ

Рассматривается уникальная планетарная структура – зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану, представленная окраинными морями, которые, за исключением Филиппинского, обладают многими общими чертами.

Зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану является уникальной планетарной структурой, представленной окраинными морями: Беринговым, Охотским, Японским, Восточно-Китайским, Южно-Китайским и Филиппинским. Все эти моря за исключением Филиппинского, обладают многими общими чертами. Они граничат с Азиатским континентом и отделены от Тихого океана островными дугами. В их строении отмечаются широкие шельфовые области, подводные возвышенности корой с континентального типа и глубоководные котловины с редуцированной континентальной или океанической корой. Моря заложились на коре континентального типа и геологические структуры континентального обрамления продолжаются под их водами. Юрско-меловые вулканиты Охотского моря являются аналогами вулканитов Охотско-Чукотского вулканиты вулканогенного позднемеловые шельфа пояса, метаморфические породы докембрия представляют собой продолжение структур Сихоте-Алиня и Сино-Корейского массива под водами Японского чехол, перекрывающий выступы моря. Осадочный фундамента и глубоководные котловины сложен в основном морскими отложениями. Во всех их проявлен молодой активный кайнозойский вулканизм, сопровождающий рифтогенные процессы и деструкцию коры. Образование впадин каждого из этих морей явилось следствием внедрения мантийного диапира в литосферу на границе континент – океан. Его внедрение сопровождалось повышением теплового разуплотнением, потока, растяжением земной коры, проявлением рифтогенных процессов, которые привели к деструкции континентальной коры образованию депрессий вдоль разломных зон, выполненных мощными осадочными комплексами и появлению спрединговых зон в виде глубоководных котловин с океанической корой. Наиболее отчетливо эти процессы проявлены и изучены в Японском море и все эти моря можно отнести к япономорскому типу. Наряду с общими признаками каждое из этих морей имеет индивидуальные особенности, связанные с различием в геологическом строении прилегающего континента, временем заложения впадин этих морей и их геологической эволюцией.

Японское море представляет собой кайнозойскую рифтогенную систему, основными морфоструктурами которого являются шельф, подводные возвышенности, вулканические постройки и глубоководные котловины. Мощность земной коры шельфа – 30–26 км, подводных возвышенностей – 22-24 км. Земная кора Центральной котловины в восточной части имеет мощность 6.0 км (океанический тип), а в западной – 8.0 км, существенно отличаясь от земной коры котловин Ямато и Цусимской мощностью до 14.0 км [1]. В геологическом развитии Японского и Охотского морей выделяются два крупных этапа: докайнозойский и раннекайнозойский и позлнекайнозойский связанный второй \_ непосредственно с формированием впадин этих морей. В течение длительного первого этапа структуры этих морей развивались как единое целое со структурами окружающей суши. В строении шельфа и складчатого фундамента подводных возвышенностей участвуют разнообразные по происхождению, составу и возрасту горные породы. Метаморфические породы представлены образованиями архей-ранепротерозойского (2729–1983 МЛН. лет). позднепротерозойского возраста, а также средне-позднепалеозойскими (355-240 млн. лет) зелеными сланцами. Гранитоиды шести разновозрастных раннепротерозойского, позднепротерозойского, комплексов: среднепалеозойского, позднепалеозойского, ранне- и позднемелового. Вулканогенные породы верхнемелового комплекса является подводным продолжением вулканитов прибрежного вулканогенного пояса Сихоте-Алиня. Осалочные породы фундамента представлены в составе верхнепалеозойского терригенными толщами: девонского, И нижнемелового возраста. Позднекайнозойские вулканиты трех возрастных комплексов связанные непосредственно с рифтогенным формированием Олигоцен-раннемиоценового млн. Японского моря. (18 - 27)лет) субщелочных вулканитов, базальтоидов среднемиоцен-плиоценового (13.1– 4.5 млн. лет) и плиоцен-голоценового комплексов (3.5-2.2 млн. лет). Осадочный чехол сложен морскими осадками, формирования которых началось в раннем-среднем миоцене.

Берингово море является самым северным звеном переходной зоны от континента к Тихому океану. Оно граничит с двумя континентами: на западе с Азиатским, а на востоке с Североамериканским. Морфологически в его пределах выделяются шельф, подводный хребет Ширшова и глубоководные котловины – Командорская и Алеутская. Земная кора на шельфе составляет 27-30 км, под хребтом Ширшова – 14-27 км, а в глубоководных котловинах – 8–14 км [2]. Фундамент бассейна в шельфовых представлен дислоцированными областях сложно мезозойскими образованиями, метаморфическими комплексами И вулканогенными Хребет Ширшова сложен терригенными толщами. И кремнистыми породами, амфиболитами и базальтами, а в глубоководных котловинах акустическим фундаментом служат базальтоидные породы. Мощность осадочного чехла в Командорской котловине колеблется от 0.5-1.0 км в сводовых поднятиях и до 3.0-3.5 км в прогибах (возраст осадков ранний миоцен-голоцен). В Алеутской котловине осадочный чехол имеет мощность от 3,0 км в сводовых поднятиях, до 9.0-10 км в подсклоновых прогибах (возраст эоцен – голоцен) [2].

Охотское море распространяется вглубь Азиатского континента и наличием обширного глубокого характеризуется шельфа, который составляет значительную часть его площади. Мощность земной коры Охотского моря почти повсеместно составляет 28-32 км, сокращаясь до 24 км во впадине Дерюгина и до 15 км в Курильской котловине [3]. Блоки фундамента выступают из-под осадочного чехла в центральной части моря на банках Кашеварова, Ионы, возвышенностях Института Океанологии и Академии наук, на склонах Охотского свода и Курильских островов. В составе метаморфического комплекса развиты метаэффузивы, гнейсы, амфиболиты и сланцы. Магматические породы представлены мезозойскими эффузивными и интрузивными разностями, которые формируют единые вулкано-плутонические комплексы по своему составу близки образованиям островодужной серии. Юрско-меловые вулканиты являются аналогами вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Среди терригенных пород фундамента установлены породы триасового и мелового возраста. В Курильской котловине широко развиты вулканические постройки сложенные плиоцен-плейстоценовыми базальтоилами островолужного типа. Охотоморская плита представляет сложную систему мезозойских блоков, сформировавшихся в позднемеловое время. Кайнозойский рифтогенез привел к разрушению плиты на отдельные блоки, развития разломных зон, по которым возникали рифтогенные прогибы, грабены, и котловины [3]. В них накапливались мощные (от 6.0 до 10 км) толщи кайнозойских осалков. обладающих огромным углеводородным потенциалом

Восточно-Китайское море на западе граничит с Азиатским континентом на востоке с островными дугами Японской, архипелагом Амама островами Окинава и Тайвань. Основную площадь моря занимает шельф, который протягивается ОТ Северо-Китайской равнины до трога Окинава. Геологический фунламент шельфе на представлен мезозойскопалеозойскими структурами, продолжающимися со стороны материкового Китая. Он имеет кору континентального типа мощностью 30–35 км [4]. Осадочный чехол залегает на денудированной поверхности фундамента, нарушенного раннемезозойскими разломами. Мощность отложений достигает 5000 м. Трог Окинава современная рифтогенная система ограниченная кайнозойскими разломами с мощностью земной коры до 17 км. Он представляет собой грабен шириной до 200 м, образование которого сопровождалось магматизмом. Возраст вулканитов не превышает 1.0 млн. лет[4].

Южно-Китайское море расположено между полуостровом Индостан и островами Калимантан, Палаван, Лусон и Тайвань. В южной части моря и вдоль берегов Вьетнама и Китая выделяется область обширного шельфа. В центральной и северной части моря развита глубоководная котловина, а вдоль берегов островов Палаван и Лусон глубоководный желоб. Широкий континентальный шельф И узкий шельф Калимантан-Тайваньской островной области характеризуется типичной континентальной корой глубоководной мошностью 30-38 КМ. В котловине наблюдается океаническая кора мощностью до 10 км (вместе с водным слоем). Под подводными возвышенностями, мелководными банками и осадочными кора субконтинентального депрессиями развита типа сокращенной мощности (17-24 км) с редуцированным «гранитным» слоем [5]. Фундаментом приконтинентальной, шельфовой области моря служат деформированные и метаморфизованные осадочно-вулканогенные И интрузивные комплексы докайнозойского возраста. Мощность осадочного чехла в отдельных осадочных бассейнах на шельфе достигают 9-10 км, осадки в них формировались, начиная с позднего мела. Мощность осадков глубоководных котловин до 2 км и начало их формирования - поздний Вулканиты шельфовой Вьетнама олигоцен. зоны представлены позднекайнозойскими (3.0-0.6 млн. лет) оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и щелочными оливиновыми базальтами, трахитами, пироксенплагиоклазовами базальтами, андезибазальтами и долеритами. По своим геохимическим особенностям они характеризуются повышенным содержанием ТіО<sub>2</sub>, пониженной глиноземистостью и относятся к образованиям внутриплитового типа [6]. Щелочные серии и «щелочные тренды» изменения их составов отражают участие астеносферного плюмового резервуара с последующим фракционированием расплавов. Контаминация расплавов коровым материалом проявлена весьма ограничено [6].

Филиппинское море в системе окраинных морей Тихого океана это море является наиболее крупным морским бассейном. Оно ограничено с запада и востока активными островодужными системами и разделено подводным хребтом Кюсю-Палау на две разнородные области. К западу от хребта располагается обширная Западно-Филиппинская котловина, с глубинами 5500–5800 м, а к востоку – котловины Парасе-Вела и Сикоку с глубинами
4500-5200 М. Глубоководные котловины формировались на коре океанического типа, мощность которой под Западно-Филиппинской составляет 6-8 км, а под восточными – не превышает 4-6 км, увеличиваясь до 12-15 км под хребтами и поднятиями [4]. Осадочный чехол выполняет отдельные глубоководные впадины, мощность его не превышает первых сотен метров. Он сложен осадочными и вулканогенно-осадочными породами в Филиппинской котловине палеогенового, а в Парасе-Вела Хребет миоценового возраста. Кюсю-Палау протягивается субмеридиональном направлении от острова Палау на расстояние более 2700 км и представляет собой систему горных гряд и вулканических построек высотой до 3000 м. Образование хребта связано с тремя разнонаправленными разломами, в связи с чем, он разделяется на южный. центральный и северный участки. Большая часть хребта сформировалась на океанической коре. Это подтверждается, в частности, геохимическим составом позднемезозойских зеленых сланцев, обнаруженных в его фундаменте и представленных эпидот-актинолит-альбитовыми, хлоритальбит-кварц-эпидотовыми, кварц-эпидотовыми и кварц-альбитовыми разновидностями. Он заложился на океанической коре в позднемезозойское время и претерпел несколько различных по значимости и характеру приложения сил (растяжение и сжатие) этапов в своем развитии. Главным формирования хребта Кюсю-Палау был разновозрастный фактором вулканизм (от мелового до позднемиоценового возраста и состава от океанических толеитов до известково-щелочных базальтоидов), который привел к наращиванию земной коры под хребтом.

Филиппинское море резко отличается от вышеописанных морей. Оно ограничено с запада и востока активными островодужными системами и не имеет непосредственной границы с Азиатским материком.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леликов Е.П., Карп Б.Я. Глубинное строение и рифтогенез в Японском море // Литосфера. 2004. № 2. С. 16–29.

2. Дундо О.П. Берингоморский седиментационный супербассейн // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 96–100.

3. Харахинов В.В. Охотоморская плита // Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона м-ба 1: 2500000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. С. 71–81.

4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле. 2007. Вып. 9. № 1. С. 79–89.

5. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 255 с.

6. Колосков А.В., Федоров П.И., Рашидов В.А. Новые данные о составе продуктов четвертичного вулканизма шельфовой зоны северо-западного обрамления Южно-Китайского моря и проблема астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 3–28.

The zone of transition from the Asian continent to the Pacific Ocean as a unique planetary structure represented by marginal seas which with the exception of the Philippine, have many common features, was discussed in this article.

## Лепешко В.В., Шакиров Р.Б. Казанский Б.А., Белоус О.В., Мельниченко Ю.И.

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

## О структурных парагенезах эволюции Азиатско-Тихоокеанского сочленения Lepeshko V.V, Shakirov R.B., Kazansky B.A., Belous O.V., Melnichenko Y.I.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute RAS, Vladivostok) Structural parageneses of the evolution of the Asia-Pacific joint

Ключевые слова: парагенезы структур, тектонические деформации, морфолитогенез, рельеф, геофизические поля.

Цель проводимой работы – изучение эволюции земной коры на основе сравнительного анализа структур земной поверхности и геофизических полей. Строение рельефа, геофизических полей, вещества литосферы имеют причинноследственные связи. Соответственно пространственно-временным тенденциям эволюции, на поверхности земной коры формировались парагенезы структур рельефа и геологических образований. Изучая структурные парагенезы поверхности, можно интерпретировать сформировавшие их процессы.

Авторами проведён сравнительный анализ структурных рисунков карт рельефа и гравитационных аномалий, построенных по альтиметрическим данным (сайт ЕТОПО<sup>1</sup>) для выявления эволюционных тенденций в строении земной коры. Обработка данных проводилась в форматах «SURFER», «EXCEL», «PaintNET». Всего получено более пятидесяти версий карт, различающихся выбором и способом отображения информации. Это карты различных статистических характеристик рельефа и гравитационных аномалий в редукции Фая. В формате 3d и в изолиниях карты распределений средних, максимальных и минимальных высот рельефа и гравитационного поля, и квадратичных (стандартных) отклонений от средних значений. Здесь показан принцип сравнения структурных рисунков карт региона.

На рис. 1 – карта рельефа региона. Цветом и тенями отражены участки с разной концентрацией форм рельефа. Выявлению тенденций способствует изменение направлений «освещения» объекта (здесь оно северо-западное). Отчётливей видны структуры, простирающиеся почти перпендикулярно направлению «света». По структурным рисункам карт, с учётом геологических и геофизических данных выявлены структурные парагенезы эволюции рельефа земной поверхности. Их взаимоположением в строении рельефа наиболее полно отражены неоген-четвертиные события эволюции. Это тектоническая перепланировка крупных структур и формирование их

современных границ. Одновременно сформировались широкие поля шельфа окраинных морей на погребённом весьма расчленённом донеогеновом рельефе (цифра 1 на рис. 1). Поверхности субаквального (2) и эрозионноденудационного генезиса (3, 5) не резко деформировались и тектонически ограничивались. Тогда же сформировались впадины окраинных морей (6,7) и обозначились современные границы океанических впадин и плато (8,9). Зоны повышенной концентрации форм (на рис. 1 обозначены буквами) формировались и перепланировались на протяжении всего кайнозоя.



Рисунок 1. Карта рельефа в области Азиатско-Тихоокеанского сочленения. Зd изображение с северо-западным «освещением». Чёрными линиями обозначены границы ассоциаций структурных парагенезов. Буквами – протяжённые зоны высокой концентрации форм, цифрами (одинаковыми для близких по генезису)– ассоциации, разделяемые протяжёнными зонами.

Структурные связи между парагенезами рельефа и неоднородостями в коры прослеживаются путём сравнения объёме земной рельефа с геофизическими данными. Для этого построены различно «освещенные» карты аномалий гравитационного поля в редукции Фая (пример на рис. 2). структурные рисунки распределений стандартных отклонений Злесь выделены непосредственно на картах аномалий. «Рельеф» распределения выстроен аналогично рельефу земной поверхности. Выделяются зоны и разделяемые ими поля с резко различной концентрацией и ориентировками «форм», стандартных отклонений. При юго-западном т.е. величин

освещении лучше заметны структуры северо-западного простирания (рис. 2В). Как и в рельефе, такие структуры видны фрагментарно, обычно они отсечены линеаментами северо-восточного простирания. Полагаем, что это признак их более раннего, докайнозойского заложения.



Рисунок 2. Пример выделения структурных рисунков на картах стандартных отклонений значений гравиметрических аномалий (редукция Фая) в 3d формате. А – при северо-западном освещении, В – при югозападном: 1 – участки границ: а – полей аномалий с максимальными отклонениями значений, b – локальных, менее контрастных полей. 2–5 – локализация полей. 2 – а – на суше, b – в акваториях. 3 – поля максимальных отклонений: а – крупнейшие по протяжённости, b – остальные, 4 – слабо контрастные поля на фоне более низких значений.

Сравнив пространственно-временные отношения крупных ассоциаций на структурных рисунках парагенезов, мы получили версию очерёдности и геодинамических условий изменений поверхности земной коры в регионе. Схематично она изложена на рис. 3.



Рисунок 3. Схема парагенезов эволюции поверхности земной коры в области Азиатско-Тихоокеанское сочленения: 1–2 – протяжённые участки границ парагенезов и их ассоциаций. 1 – границы крупнейших ассоциаций парагенезов, сформированных в кайнозое: а – отчётливые, b – прослеживаемые по фрагментам. 2 – отсечённые и деформированные фрагменты докайнозойского заложения: а – ассоциаций, b – парагенезов. 3– 5 – ассоциации, выделенные по признакам распределений и генезиса слагающих их парагенезов. 3 – протяжённые полиморфные поднятия, совпадающие в плане с гравиметрическими аномалиями максимальных и средних значений: а – трансрегиональные, b – локальные крупные, с – локальные сопряжённые с крупными. 4 – со слабой расчленённостью рельефа и близкими к нолю значениями аномалий: а – на суше, b- в акваториях. 5 – номера ассоциаций: в кружках – протяжённых, в квадратах – с широкими площадями.

Эволюция земной коры разделила её поверхность на участки с разной концентрацией и ориентировкой форм рельефа и плотностных параметров – контрастные зоны складчатости и, разделяемые ими, участки с менее

выраженной концентрацией.

Сравнительный анализ структурных рисунков рельефа, гравитационных полей и геологического строения региона показал наличие локальных, региональных и трансрегиональных тенденций в эволюции поверхности земной коры региона. Это тенденции тектогенеза и морфолитогенеза при постепенно изменяющихся векторах геомеханических напряжений в коре и её движетеле – верхней мантии. По масштабам и пространственновременным взаимоотношениям ассоциаций следует предпологать, что деформации поверхности – результат деформаций всей мощности коры в связи с вязко-пластическим сложным течением мантии. Точнее осветить эту версию можно с привлечением данных глубинных исследований Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект15-05-06638 «Исследование газовых гидратов в Дальневосточном регионе, использование их как индикаторов: геологических процессов, прогноза месторождений углеводородов, трассирования зон разломов и экологической оценки окружающей среды» 2015–2017гг.)

The work purpose – studying of the earth crust evolution in the region based on comparative analysis of the structures of the earth surface and geophysical fields. Building elevation, geophysical fields, the substances of the lithosphere have a causal connection. Accordingly, spatio-temporal trends of evolution on the surface of the earth's crust was formed parageneses of the structures of the relief and geological formations. Studying the structural parageneses of the surface can be interpreted and shaped their processes.

# Малиновский А.И.

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: malinovsky@fegi.ru)

# Морская седиментация в Западно-Сахалинском синсдвиговом бассейне (вещественный состав, обстановки накопления) Malinovsky A.I.

(Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

# Marine sedimentation in the West Sakhalin syn-strike-slip basin (lithological composition, deposition settings)

Ключевые слова: Западно-Сахалинского террейна, терригенные породы, вещественный состав, обстановки осадконакопления

Осадконакопление в Западно-Сахалинском бассейне происходило в глубоководных и мелководно-морских обстановках. Палеогеодинамическая обстановка формирования отложений соответствуют бассейну активной континентальной окраины, осложненной сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам.

Особенности морской терригенной седиментации в древних И современных бассейнах активных континентальных окраин давно привлекают внимание исследователей. Правильное понимание геологических процессов, протекавших в этих бассейнах, может сыграть решающую роль в разработке общей теории литогенеза, а также позволит уточнить закономерности формирования связанных с ними месторождений горючих полезных ископаемых.

При составлении различных геодинамических реконструкций до недавнего времени выделялись, главным образом, конвергентные и дивергентные границы плит, для распознания 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 седиментационных бассейнов [1]. Сведения о составе, строении и фациальной структуре их осадочного выполнения схематичны и малочисленны, что и затрудняет их палеогеодинамическую идентификацию. Примером фрагмента бассейна такого типа является мелкайнозойский Западно-Сахалинский террейн.

Западно-Сахалинский террейн располагается на территории Западно-Сахалинских гор, протягиваясь полосой вдоль побережья Татарского пролива на 650 км (рис. 1). Границами его являются Западно-Сахалинская и Тымь-Поронайская системы разломов. Южным его продолжением является пояс Сорачи-Йезо на о. Хоккайдо.



Рисунок 1. 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.

В строении террейна принимают участие в различной степени дислоцированные меловые и кайнозойские образования общей мощностью до 17000 м, причем отложения кайнозоя залегают на меловых с размывом, но без углового несогласия. Отложения представлены, главным образом, морскими терригенными и, реже, эффузивными породами: песчаниками, конгломератами, туфами. алевролитами. гравелитами, Особенности строения разрезов террейна свидетельствуют о накоплении осадков, как в мелководно-морских, так И в значительно более глубоководных обстановках. Глубоководные отложения слагают меловую часть разреза, а преимущественно мелководно-морские фиксируются отложения в палеогене и неогене. Глубоководные отложения представлены толщами илов и турбидитов, формировавшихся в широком спектре обстановок континентального склона, его подножья, а также прилегающих участков бассейновой равнины. Мелководно-морские отложения устанавливаются по текстурным особенностям, обилию грубообломочных пород и остатков мелководной фауны. В целом наблюдается тенденция обмеления Западно-Сахалинского палеобассейна при перемещении с юга на север и снизу вверх по разрезу при значительном увеличении мощности отложений.

Для выяснения положения, типа и породного состава областей питания, а также установления геодинамической природы бассейнов седиментации, изучался вещественный состав песчаных и глинисто-алевритовых пород. По породообразующим компонентам песчаники относятся к кварцполевошпатовым, и, реже, к полевошпатово-кварцевым грауваккам. Кварца в породах от 15 до 40%, полевых шпатов от 25 до 60%, а среди обломков преобладают терригенные и вулканические породы, кремни, редко встречаются кварциты и слюдистые сланцы.

Среди тяжелых минералов в песчаниках устанавливаются две ассоциации. В первую, преобладающую (до 90% всех минералов), входят минералы гранитно-метаморфических пород: циркон (до 91%), гранат (до 70%), турмалин (до 40%), апатит (до 46%), сфен (до 4%). Вторая, меньшая ассоциация (до 36%), состоит из минералов вулканокластики: орто- и клинопироксенов, роговой обманки, хромита, магнетита.

По химическому составу западно-сахалинские песчаники относительно однородны: в среднем SiO<sub>2</sub> колеблется от 63.79% до 76.49%, TiO<sub>2</sub> (0.38%–0.67%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11.22–15.08%), FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.10–5.49%), MgO (0.56–2.01%), CaO (0.92–2.51%), Na<sub>2</sub>O (2.32–3.71%), K<sub>2</sub>O (1.43–3.11%). По этим показателям песчаники относятся к грауваккам и лишь частично – к литоаренитам. Глинисто-алевритовые породы близки к песчаникам, в них лишь меньше SiO<sub>2</sub> (62.84–66.94%), а также часто K<sub>2</sub>O преобладает над Na<sub>2</sub>O.

Суммарные содержания РЗЭ в песчаниках относительно невелики (от 82 г/т до 139 г/т.) Спектры распределения РЗЭ во всех свитах близки и характеризуются умеренной степенью фракционирования, невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=5.79–12.15), а также отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu\*=0.68–0.84). По сравнению с PAAS песчаники несколько обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (от 1.1 до 2.8 раза). В глинисто-алевритовых породах суммарные содержания РЗЭ находится в пределах 104–164 г/т. Общий же характер их распределения в целом аналогичен таковому в песчаниках (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>=6.17–11.19, Eu/Eu\*=0.59–0.84).

Палеогеодинамическая интерпретация вещественного состава терригенных пород, проведенная на основании известных методик [2–6], (рис. 2) свидетельствует, что они накапливались в обстановках бассейнов активных континентальных окраин андийского типа, включающих в себя, в том числе, и окраины, осложненные сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, либо бассейнов, сопряженных с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре (например, Японские острова).



Рисунок 2. Палеогеодинамическая интерпретация состава породообразующих компонентов (А), тяжелых минералов (Б), петрогенных (В, Г, Д), редких и редкоземельных (Е) элементов терригенных пород: А, Г, Д – типы бассейновых обстановок [2, 6]. Для А и Д: бассейны пассивных континентальных окраин (ТЕ); бассейны активных континентальных окраин, сопряженные: со сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам (SS), с окраинно-континентальной магматической дугой (СА), с океанической вулканической дугой (бассейны: FA – преддуговые и ВА – задуговые); Б – ассоциации тяжелых минералов [5]. Суммы содержаний: MF – оливина, пироксенов, зеленой роговой обманки; МТ – эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов; GM – циркона, турмалина, ставролита, дистена, силлиманита и андалузита; В, Е – типы бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами [2, 3]. Область питания для отложений террейна совмещала в себе сиалическую сушу и зрелую окраинно-континентальную магматическую дугу, в которой эрозия достигла полнокристаллических батолитов, подстилающих вулканиты. Анализ соотношения ассоциаций тяжелых минералов в песчаниках свидетельствует, что источником вулканической ассоциации были размывавшиеся вулканиты энсиалической островной дуги, а гранитно-метаморфической – породы фундамента этой дуги и (или) зрелой континентальной окраины.

образом, Таким осадконакопление в Запално-Сахалинском седиментационном бассейне происходило как в глубоководных, так и мелководно-морских обстановках. Палеогеодинамическая обстановка формирования отложений наиболее соответствуют бассейну активной континентальной окраины, осложненной сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Область питания объединяла древнюю сиалическую сушу и зрелую глубоко расчлененную энсиалическую дугу, в которой эрозия вскрыла гранитоидные батолиты, подстилавшие вулканиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00857 и проекта ДВО РАН № 15-I-2-001 о.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

2. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.

3. Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.

4. 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. 551–561.

5. Nechaev V.P., Isphording W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63. № 6. P. 1110–1117.

6. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstonemudstone suites using SiO2 content and K2O/Na2O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.

Sedimentation in the West Sakhalin basin occurred both in deep and shallow water environments. The paleogeodynamic setting of deposit formation corresponds to a basin of an active continental margin complicated by the strike-slip dislocations along transform faults.

# Мирлин Е.Г.

(Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, egmmir@gmail.com)

### Тектоника плит: что дальше? Mirlin E.G. (The Vernadsky State Geological Museum of the RAS, Moscow) Plate tectonic: what next?

Ключевые слова: литосфера, нелинейная система, фрактал, вихревое движение

Анализ фактических данных подтверждает концепцию, согласно которой представление о литосфере как механической системе является лишь первым приближением. Ей присущи свойства нелинейных природных систем. В связи с этим сделан вывод об актуальности изменений в теоретических основах тектонических моделей.

В конце прошлого столетия М.А. Садовский и В.И. Кейлис-Борок [1, 2] показали, что основное свойство внутреннего строения литосферы – разноранговая, иерархическая неоднородность: относительно крупные отдельности являются системами меньшего масштаба, как бы вложенными одна в другую (рис. 1).



Рисунок 1. Внутреннее строение литосферы: иерархия вложенных одна в другую неоднородностей.

Благодаря такой структуре природная среда литосферы приобретает свойства, присущие нелинейным системам. Такие системы насыщены энергией, чувствительны к внешним воздействиям, в них происходят процессы самоорганизации и возникают структуры с масштабно инвариантной геометрией. Совокупный анализ обширного объема фактических данных, накопленных с момента выдвижения тектоники плит, показывает, что литосфере свойственны [3–7, и др.] (с некоторыми примерами этих свойств):

Разноранговая неоднородность во всех наблюдаемых пространственных масштабах. Изучение внутренних неоднородностей и

океанской, и континентальной литосферы приводит к заключению, что деление ее на крупные плиты – это лишь самое первое приближение в иерархии ее структур. Феномен глобального масштаба, отражающий иерархическую неоднородность структуры вновь образуемой океанской литосферы, – разнопорядковая сегментация срединно-океанских хребтов. литосфера характеризуется Более древняя также разноранговой Восточном Средиземноморье неоднородностью. Так в по ланным спутниковой альтиметрии [8] выявлены плотностные неоднородности земной коры разного масштаба (рис. 2).



Рисунок 2. Аномалии поля силы тяжести в редукции Фая отражают иерархическую неоднородность земной коры Восточного Средиземноморья.

Развитие процессов самоорганизации, возникновение фрактальных масштабно-инвариантных структур. Элементы самоподобия выявлены в строении самых различных геологических провинций и на различных стадиях формирования литосферы. Типичный пример – Мраморное море [7]: увеличение масштаба исследований показывает, что внутри центральной ромбовидной депрессии имеются малые депрессии подобной формы; наблюдается масштабная инвариантность присдвиговых впадин типа пулл-апарт (рис. 3).

Энергетическая активность, чрезвычайно высокая чувствительность к внешним воздействиям, нестабильность. В Мировом океане выявлены как крупные внутриплитные вулканические подводные горы [9], так и вулканические постройки высотой в несколько десятков метров. Они располагаются в воронкообразных углублениях в осадочном чехле, который несет явные признаки изменений за счет гидротермальной деятельности, генетически связанной с внутриплитным вулканизмом [10]. Природа питающего их магматического очага, скорей всего, обусловлена процессами литосфере как открытой нелинейной системы. способной в преобразовывать поступающую в нее энергию.

Текучесть и, как результат, вихревые движения, возникновение вихревых структур. В эволюции океанских спрединговых систем независимо от их размера всегда присутствует вихревая компонента [7]. Пример: ось раздвига одной из вихревых спрединговых систем Фиджи за период времени, прошедший с момента ее образования, в результате вихревого закручивания изменила свою ориентировку почти на противоположную (рис. 4).



Рисунок З.Масштабно-инвариантные структуры пулл-апарт Мраморного моря и его обрамления: а-г – последовательное укрупнение масштаба.



1 2 3 3 4 5

Рисунок 4. Этапы эволюции вихревой спрединговой системы Фиджи: 1 – оси магнитных аномалий с их номерами и трансформные разломы (пунктир), стрелки – направление пропагейтинга оси раздвига. Островные дуги: 2 – активная, 3 – отмершая, 4 – глубоководный желоб, 5 – массив овов Фиджи.

Представление о литосфере как о механической системе, лежащее в основе плитотектонической парадигмы, справедливо лишь в первом приближении. Накопленные данные о внутренней структуре природной среды литосферы подтверждают вывод о том, что она обладает свойствами нелинейных систем. Это позволяют сделать вывод о том, что в концептуальной основе тектоники назрели принципиальные изменения. В связи с этим наиболее актуальными и востребованными становятся междисциплинарные исследования при решении конкретных задач геологии и тектоники дна океана. Хотя круг задач, которые поддаются решению на основе механистической плитотектонической парадигмы, остается, по-прежнему, достаточно широким, прорыв в новое понимание процессов в литосфере на прежней основе невозможен.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестник АН СССР. 1986. № 8. С. 3–11.

2. Keilis-Borok V.I. The Lithosphere of The Earth as a non-linear system with implications for Earthquake prediction // Reviews of Geophysics. 1990.  $N_{0}$  1. P. 19–34.

3. Мирлин Е.Г. От тектоники плит к фрактальной тектонике // Доклады АН. 2003. Т. 389. № 2. С. 71–74.

4. Мирлин Е.Г. Геометрия помогает геологии // Природа. 2009. № 9. С. 37– 49.

5. Мирлин Е.Г. Вихревая тектоника // Доклады АН. 2009. Т. 426. № 5. С. 649-652.

6. Mirlin E.G. Lithosphere as a nonlinear system: Geodynamic Consequences // «Tectonics» / Ed. Damien Closson. In Tech. 2011. P. 227–250.

7. Мирлин Е.Г., Оганесян Л.В. Вихри в литосфере. М.:ВНИИгеосистем, 2015. 148 с.

8. 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.

9. Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Родкин М.В., Чесалова Е.И. Внутриплитные подводные горы северо-западного сектора Тихого океана // Океанология, 2017, в печати.

10. Юбко В.М., Лыгина Т.И. Внутриплитные вулканогенногидротермальные системы зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462. № 4. С. 452–455.

The analysis of actual data confirms the view that the lithosphere is a mechanical system only as a first approximation. It has the properties typical for nonlinear systems. The conclusions about the need to change the theoretical basis of the tectonics in general are made.

# Сергеева В.М.<sup>1,3</sup>, Агранов Г.Д.<sup>2</sup>, Дубинин Е.П.<sup>2</sup>, Лейченков Г.Л.<sup>1,3</sup>, Грохольский А.Л.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: wanda@list.ru; <sup>2</sup>Московский Государственный Университет, Москва; <sup>3</sup>Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург)

## Особенности структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования

# Sergeeva V.M.<sup>1,3</sup>, Agranov G.D.<sup>2</sup>, Dubinin E.P.<sup>2</sup>, Leitchenkov G.L.<sup>1,3</sup>, Groholsky A.L.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>VNIIOkeangeologia, St. Petersburg; <sup>2</sup>Moscow State University, Moscow; <sup>3</sup>St. Petersburg State University, St. Petersburg)

# The features of structural formation at the early stage of the break-up of Australia and Antarctica based on physical simulation

Ключевые слова: Австралия, Антарктида, физическое моделирование, ультрамедленный спрединг

Исследование проводилось в рамках гранта РНФ (проект № 16-17-10139), в ходе которого рассматривалась геологическая история формирования сопряженных окраин Австралии и Антарктиды. Моделирование имитировало различные геодинамические режимы: 1) континентальный рифтогенез; 2) ультрамедленный спрединг, ответственный за формирование протокоры и переход к медленым и средним значениями скоростей спрединга с характерным изменением рельефа фундамента и геомтерии оси; 3) остановка спрединга и образование амагматических хребтов; 4) исследование геометрической нестабильности и перескоков осей спрединга; 5) продвижение рифта в гетерогенной литосфере с различной прочностью.

Примерно 83 млн. лет назад в результате раскола Австралии и Антарктиды на два отдельных континента образовался юго-восточный сегмент Индийского океана (ЮВИХ). Формированию океанической коры предшествовал длительный период рифтогенеза, продолжавшийся приблизительно 70-80 млн. лет. Самый конец рифтовой стадии, а также начало раскрытия (формирование протокоры) сопровождались эксгумацией мантии и образованием серпентинезированных перидотитовых хребтов [1]. Рифтогенез сменился ультрамедленным спредингом со скоростями от 3 до 13 мм/год между аномалиями 330 и 21у; 20 мм/год между аномалиями 21у и 180 и 40 мм/год после аномалии 180 [2]. Интерпретация геофизических данных предполагает нестабильный режим действующего спрединга, характеризовавшегося отмиранием срединно-океанических хребтов и перескоками оси.

Целью исследования изучение процессов раскрытия являлось океанического пространства между Австралией и Антарктидой при ультрамедленных скоростях растяжения. Для этого анализировались морфология океанического фундамента по сейсмическим данным [3, 4], а также скорости спрединга, полученные по результатам интерпретации магнитных аномалий [2] у австралийского и антарктического побережий ЮВИХ. Благодаря этой информации нам удалось сделать определенные выводы зависимости морфологии океанического фундамента от скорости спрединга. при котором он формировался. В частности, согласно сейсмическим аномалиями 330 21y фундамент данным между И характеризуется относительно длиннопериодным рельефом, после а аномалии 21у - короткопериодным и это изменение совпадает с заметным увеличением скорости спрединга почти в два раза (рис.).



Рисунок. Зависимость рельефа фундамента от скорости спрединга, действовавшей в момент формирования океанической коры. На разрезы, полученные у австралийского [3] и антарктического [4] берегов ЮВИХ, были нанесены положения магнитных аномалий [2].

Для того, чтобы проверить наблюдаемые на сейсмических разрезах явления, а также изучить предполагаемые причины их возникновения в лаборатории экспериментальной геодинамики музея Землеведения МГУ были выполнены серии опытов. Данные эксперименты были направлены на реконструкцию вероятных геодинамических процессов, сопровождавших раскрытие океанического пространства между Австралией и Антарктидой. Опыты проводились на экспериментальной установке, разработанной в музее Землеведения МГУ, которая представляет собой текстолитовую ванну

размером 40 х 30 х 8 см. В ее верхней части имеются пазы, по которым движется рамка с поршнем. Движение поршня задает растяжение или сжатие, реализуемое в модельном веществе, заполняющем весь объем установки. Модельное вещество состоит из смеси твердых (парафиновый ряд) и жидких (минеральные масла) углеводородов, чьи физические характеристики удовлетворяют критерию подобия, лежащему в основе метода [5]. Подобные опыты позволяют судить об относительной скорости протекания и изменчивости процессов, контролирующих морфологию поверхности моделируемой литосферы. В реальных условиях поверхности моделируемой литосферы соответствует поверхность океанического фундамента Австрало-Антарктической котловины, выделяемого на сейсмических разрезах.

В лабораторных условиях моделировалась обстановка растяжения мощной литосферы с механически заданной ослабленной зоной. Благодаря проведенным сериям опытов удалось экспериментально подтвердить зависимость между скоростью спрединга и морфологией фундамента. Также была выявлена возможность формирования как симметричных, так и асимметричных континентальных окраин; наличие геометрической нестабильности и перескоков рифтовой оси. Опытным путем были изучены механизмы образования амагматических хребтов в переходных зонах при неравномерном растяжении расходящихся литосферных блоков, которые сопровождались относительно длительными периодами покоя в модельной литосфере. В ходе лабораторных работ было установлено, что наличие более прочного литосферного блока в структуре дораскольной литосферы и относительно холодной мантии приводит к формированию в переходной зоне и в зоне новообразованной океанической коры сильно расчлененного рельефа, развитию системы многочисленных трансформных разломов и геометрической нестабильности оси спрединга, связанной с ее локальными перескоками.

Исследование проводилось в рамках гранта РНФ (проект № 16-17-10139)

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.

2. Tikku A.A., Cande S.C. On the fit of Broken Ridge and Kerguelen Plateau // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 180(1–2). P. 117–132.

3. Sayers J., Bernardel G., Parums R. Geological framework of the central Great Australian Bight and adjacent areas // Geoscience Australia, Record 2003/12. 2003.

4. Stagg et al. Geological framework of the continental margin in the region of the Australian Antarctic Territory // Geoscience Australia Record 2004/05. 2004.

5. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Структурообразование в рифтовых

зонах и поперечных смещениях осей спрединга по результатам физического моделирования // Физика Земли. 2010. № 5. С. 49 – 55.

The research carried out within the framework of the RSF grant (project No. 16-17-10139), during which the geological history of the development of the conjugate margins of Australia and Antarctica was considered. The physical simulation aimed to study various geodynamic regimes to understand different processes, which could occur during the Australia-Antarctic break-up.

# Сущевская Н.М.<sup>1</sup>, Беляцкий Б.В.<sup>2</sup>, Дубинин Е.П.<sup>3</sup>

(<sup>1</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва, еmail: <u>nadyas@geokhi.ru</u>; <sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, е-mail: <u>bbelyatsky@mail.ru</u>; <sup>3</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Музей землеведения, Москва, e-mail: <u>edubinin08@rambler.ru</u>)

## Условия формирования подводных поднятий Южной Атлантики и их геохимическая специфика Sushchevskaya N.M.<sup>1</sup>, Beliatsky B.V.<sup>2</sup>, Dubinin E.P.<sup>3</sup> (<sup>1</sup>Vernadsky Institute RAS, Moscow,<sup>2</sup> VSEGEI,St. Petersburg; <sup>3</sup>MSU, Moscow) Conditions of the formation of the South Atlantic seamounts and their geochemical features

Ключевые слова: плюм Тристан, Южная Атлантика, изотопия, геодинамика

Показана геохимическая взаимосвязь подводных поднятий хр. Китовый, Дискавери с плюмом Тристан. Выявлена геохимическая специфика магматизма поднятий, расположенных южнее разлома Агульяс (Шона,Буве)и подчеркнута роль геодинамического развития в образовании подводных поднятий Южной части Атлантики.

В пределах Южной Атлантики существует множество горячих точек, подводных поднятий, расположенных вблизи ЮСАХ, главные из которых: Вознесения, Гоф, Тристан-да-Кунья, Дискавери – севернее трансформного разлома Агульяс и Шона, Метеор, Буве – южнее разлома Агульяс. Их магматизм подчеркивает обогащенную природу источников, отличающихся от типичного деплетированного МОВВ. Магмы островов обогащены литофильными элементами и радиогенными изотопами, что может свидетельствовать о присутствии в поднимающимся плюме: 1 – субдукцированных осадков [1], 2 – субдуцированной океанической коры [2], 3 – субдукцированной континентальной литосферы [3], 4 – либо комбинацию всех компонентов [4], 5 – либо горячие точки представляют собой плавящуюся примитивную мантию, которая слабо была подвержена плавлению в ранние этапы формирования Земли [5, 6].

Взаимодействие рифтов с горячими, геохимически обогащенными мантийными плюмами подтверждается геофизическими доказательствами образования утолщенной коры, аномально низкой мантийной плотностью, аномальной сейсмической структурой, геохимической гетерогенностью, увеличивающейся степенью и глубиной плавления [7]. Горячие мантийные плюмы поднимаются к основанию литосферы и мигрируют в сторону и вдоль спрединговых зон [8]. В тоже время существующие модели не однозначны, поскольку недостаточно исходных петролого-геохимических и геофизических данных для отдельных подводных структур, учитывающих

их эволюцию в пространстве и времени.

Мы проследили историю эволюцию магматизма Южной Атлантики с момента ее раскрытия, которому предшествовало проявление плюма Тристан, сформировавшего в Южной Америке и Африке крупные провинции Парана-Этендека (134–130 млн. лет). После трапповые раскрытия Южной Атлантики около 130 млн. лет при сохранении активности плюма Тристан на новообразованной океанической коре вблизи первоначальной оси спредингового хребта была сформирована вулканическая система Рио-Гранде – хребет Китовый, отвечающая следу горячей точки и связанная с элементами провинции Парана-Этендека. Около 75-50 млн. лет фиксируются перескоки оси спрединга ЮСАХ, совпадающие с ослаблением магматической активности плюма Тристан в западной части хребта (поднятие Рио-Гранде), а также расщепление источника на два небольших плюма, создавших ветви островов Тристан-да-Кунья и Гоф. Возраст вулканизма последовательно уменьшался от 114 млн. лет на северо-восточном конце хребта до 72-58 млн. лет (скв. 525А и 528) на юго-западе и далее вдоль вулканической провинции Гайотов до 49-27 млн. лет, а на островах Тристан-да-Кунья и Гоф – вплоть до современных извержений.

Подобно траппам Параны-Этендеки среди базальтов Китового хребта присутствуют как высоко-, так и низкотитанистые разности (TiO<sub>2</sub> or 1.1 до 3.5 вес %). Содержание MgO менее 7 вес % свидетельствует о значительной дифференциации базальтового расплава в ходе кристаллизации. Изотопные вариации в магмах системы Рио-Гранде – Китового хребта демонстрируют, что все они по изотопным значениям *Sr-Nd-Pb* близки к магмам провинции Парана-Этендека [9].

пределах Китового хребта В выявляются различия изотопных отношений в базальтах из скв. 525А и скв. 527-528, близких по возрасту, подчеркивая неоднородность плавящегося источника. Составы пород скв. 525, а также вскрытых базальтов скв.516а на поднятии Рио-Гранде лежат в поле изотопных вариаций, отмеченных для базальтов региона Парана, с отношения<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr изотопного умеренными величинами и низкими  $^{206}Pb/^{204}Pb$  и  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (обогащенный компонент EM I), типичный и для высоко-титанистых траппов Параны [10-11]. Другой примесный компонент, более распространенный в траппах Параны - Этендеки, имеющий более высокие значения изотопных отношений Pb (EM II), достигающие в наиболее обогащенных разностях: для <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb - 15.65-15.68, для  ${}^{208}Pb/{}^{204}Pb - 38.8-38.4$ , и для  ${}^{1\overline{4}3}Nd/{}^{144}Nd - 0.5126-0.5128$ , типичен для базальтов скв. 527 и 528, о. Гофф и Тристан. Этот обогащенный компонент в источнике близок к компоненту, отмеченному в щелочных базальтах восточной Бразилии (EM-II), отражающий низкие степени плавления литосферы восточной Гондваны [12]. При образовании подводных гор, в отличие от раннего магматизма, можно фиксировать участие в плавлении также астеносферной деплетированной мантии, которая не сильно отличалась по изотопам Pb от деплетированной океанической мантии, но имела более высокие значения отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd. Такое изменение состава магм, формирующих подводные острова, может быть объяснено сокращением участия поднятия и литосферного материала в их выплавлении, произошедшем в результате вулканической системы продвижения В пределы новообразованной океанической коры. Продолжающееся поступление в расплавы ограниченного объема литосферного материала, могло быть обусловлено сохранением в океанической коре континентальных фрагментов, как это отмечено для поднятия Рио-Гранде.

Образование поднятия Дискавери, начавшееся около 40 млн лет назад, просуществовало около 20 млн. лет, и подобно хр. Китовый претерпело раздвоение. сформировав южную и северную ветвь поднятия. По изотопным данным источники обогащения базальтов поднятия Дискавери указывают присутствие древнего континентального источника. на установленного для магм провинции Парана-Этендека. Его примесь в горячих точках южной Атлантики можно объяснить поднятием глубинного, зонального плюма с границы ядро - нижняя мантия [13], либо просто термальным воздействием глубинного Африканского плюма на нижние континентальной литосферы [14] в дораскольный части этап И последующего поступления обогащенных расплавов в зону генерации рифтовых магм. В ЭТОМ случае, в пределах апикальных частей распространения обогащенных расплавов в сторону спрединговой зоны может формироваться океаническая мантия, обогащенная проникающими расплавами, и при последующих перескоках осей спрединга может возникать область повышенного плавления, с возможным образованием горячей точки, расположенной вблизи спрединговой зоны. Особенно это типично для горячих точек, расположенных за разломом Агульяс (Шона, хр. Агульяс, Буве), где зафиксирован четкий перескок оси ЮСАХ [10].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Weaver B. L., D.A. Wood et al., Geology (1986) 14, 275–278.
- 2. Hofmann A.W., W.M. White, Earth Planet. Sci. Lett. (1982) 57, 421-436.
- 3. McKenzie, D., R.K.O\_Nions, Nature (1983) 301, 229-231.
- 4. Zindler, A., S. Hart, Annu. Rev.Earth Planet. Sci. (1986) 14, 493–571.
- 5. Honda, M., I. McDougall, D. Patterson, Lithos (1993) 30, 257-265.
- 6. Moreira M., C. Gautheron et al., Earth Planet. Sci. Lett. (2001) 185, 15-23.
- 7. Ito G., Lin J., Graham D., Reviews of Geophysics (2003) 41, 3.1–3.24.
- 8. Schilling J.-G., Nature (1991) 352, 397-403.
- 9. Меланхолина, Сущевская, Геотектоника (2017) впечати.
- 10. Hoernle J., Rohde F. et al., Nature Communications (2015) 6. N 7799.
- 11. Richardson S.H., Erlank et al., Earth Planet. Sci. Lett. (1982) 59, 327-342.

12. Fodor R.V., Mukasa S.B., Sial A.N. Lithos (1998) 43, 197–217.

13. Schwindrofska A., Hoernle K. et al., Earth Planet. Sci. Lett. (2016) 441, 167–177.

14. Davies D.R., S. Goes, M. Sambridge, Earth Planet. Sci. Lett. (2015) 411, 121-130.

It was shown the geochemical Tristan plume evolution, relationship with the Discovery ridge and a role of the geodynamic evolution in the formation of seamounts South Atlantic.

# Тарасенко Г.В., Естурлиев А.Е.

(Каспийский государственный университет технологий и инжиниринга им. Ш. Есенова, Актау, Казахстан, e-mail: <u>tarasenko-genadi@mail.ru</u>)

## Механизм вращения геосфер планеты Земля Tarassenko G.V., Esturliev A.E.

(Caspian State University of technologies and engineering named after Sh. Yesenov, Aktau, Kazakhstan)

# Mechanism of rotation of geospheres of the planet Earth

Ключевые слова: холодный ядерный синтез, генератор, шаровая молния, плазмоиды, мантия, ядро, шаровые конкреции, глубинные флюиды.

Теория тектоники плит находится сегодня в тупиковом положении, связанным с конвективным движением литосферных плит. В данной работе предлагается механический привод движения плит от вращения ядра, состоящего из плазмы (газопылевой туманности) с момента зарождения планеты. Последние геологогеофизические данные подтверждают принятую модель вращения (скольжения) геосфер от ядра до поверхности земной коры. Модель планеты принята на основе образования шаровых конкреций за счет шаровых и линейных молний в земной коре. Планета является электрическим генератором и служит основным источником происхождения полезных ископаемых.

Последние сейсмические и сейсмологические данные позволили выявить механический привод геосфер от ядра до поверхности. Скорость вращения геосфер увеличивается с глубиной. Механическая передача вращения геосфер возможна только при наличии плазменного ядра, типа газопылевой туманности и шаровой молнии, с момента образования планеты. Вращение шаровых молний (плазмоидов) изучается в современное время на основе холодного ядерного синтеза (ХЯС) [1]. Вращение геосфер приводит к динамо-эффекту планеты Земля и служит генератором электричества.

Накопителем вырабатываемой таким образом энергии служит литосфера, имеющая свойства электрического конденсатора. Фарадей фарад. Пластинами оценил электроемкость планеты В 1 земного «конденсатора» служат горные породы (пласты), а прокладкой (диэлектриком), в свою очередь, являются флюиды, циркулирующие (мигрирующие) между пластами, что и приводит к радиаторному эффекту – охлаждению ядерных процессов. С позиций тектоники плит флюиды образуются в зонах субдукции. Во время поглощения горные породы растираются в порошок (муку) за счет «эффекта жерновов», образующегося за счет разницы скоростей движения пластин (пластов) и геосфер [2]. Глубинные флюиды растворяют и выносят на большие расстояния различные растворимые в них породы (глина, известняк и др.), образуя, таким образом, базальные пачки, по которым и происходит миграция флюидов. Таким образом, литосфера служит не только электрическим конденсатором, но и радиатором для охлаждения ядерно-плазменных процессов в мантии и ядре планеты Земля [3, 4].

Во время движения пластов происходит их дробление, за счет растягивания (разрыва), образуя карсты, зеркала скольжения, стилолитовые швы, листрические разломы. Пустоты заполняются флюидом, который за счет электроразрядов в земной коре приводит к процессам ХЯС и к образованию вторичных отложений [7]. К ним относятся уголь, полиметаллическая руда и др. Подтверждением таких процессов на глубине является существование шаровых конкреций. Шары имеют форму планеты Земля и состоят из геосфер (шар в шаре как русская матрешка). В центре многие шаровые конкреции пустотелые или состоят из рыхлых пород. Во время электровзрыва образовывались шаровые молнии, обладающие гравитационным и электромагнитным полем, за счет которого из флюидов (пластовых растворов) притягивались различные горные породы, придавая им шарообразную форму. Кроме шаровых молний большое значение имеют и линейные молнии, которые образуют цилиндрические конкреции, растянувшиеся грядами на десятки километров. Шаровые конкреции также образуются во время извержения вулканов и грязевых вулканов, что говорит об электрическом происхождении вулканов, и образование магмы связано с электродоменами (электропечи) земными, а не с мантией, но только в зонах континентальной и океанической субдукции. Примером получения магмы служат аварии на высоковольтных линиях (более 10 кВ). Шаровые конкреции обнаружены в Египетских пирамидах, дольменах и мегалитах мира. Проведенные нами исследования других по моделированию планеты подтверждают механический привод вращения геосфер за счет ядра, состоящего, по нашему мнению, из плазмы холодного ядерного синтеза. Шаровые конкреции являются прототипом модели планеты.

Подтверждением конкреционной модели планеты Земля служит глобальная карта из волнообразных движений. Впервые геологи составили глобальную карту волнообразных движений, называемых «конвективными течениями» внутри мантии Земли и обнаружили, что эти конвективные потоки движутся примерно в десять раз быстрее, чем считалось ранее. Это открытие может помочь объяснить все, начиная с того, как поверхность Земли изменяется со временем, до образования месторождений горючих ископаемых и долгосрочного изменения климата.

По мнению геолога Марка Хоггарда из Кембриджского университета, «в разные геологические периоды земная поверхность поднималась и опускалась, как йо-йо» [5]. Глубинное строение нашей планеты – сложная научная загадка. Никогда не пробуривая скважины более чем на несколько миль вглубь земной поверхности, геологи полагаются на косвенные измерения и модели, чтобы получить представление о том, что происходит

в глубинах Земли. Мантия – это почти 3000-километровый (2000 миль) слой сплавленной, сжатой породы, и конвективная активность внутри нее оказывает большое влияние на поверхность Земли.

«В дополнение к обычной тектонике плит, внутренние плиты, которые должны быть пробурены, двигаются вверх и вниз с помощью мантийной конвекции», утверждает Хоггард. «Было известно, что это происходит в течение длительного времени, но последние 30 лет у нас не было возможности измерить это».

Все изменилось благодаря новым профилям сейсмического отражения высокого разрешения, созданным нефтяной промышленностью. Метод отраженных сейсмических волн геологи используют для глубинного исследования Земли, измеряя отражение и преломление сейсмических волн при их движении вниз. Данный метод позволяет выявить мелкомасштабные изменения толщины коры, что, в свою очередь, связано с мантийной конвекцией.

На основе анализа более 2000 измерений сейсмических отражений, проведенных на дне Мирового океана, Хоггард и его коллеги создали первую глобальную базу данных конвекции в мантии. Они были удивлены, обнаружив частые изменения в толщине коры на дне моря, которые показали, что конвекция в мантии происходит гораздо чаще, чем предполагали раньше. Это понимание процессов в недрах Земли может помочь объяснить тектонику плит (дрейф континентов).

Образование планеты Земля связано с теорией «Большого взрыва» газопылевой туманности, наблюдаемой и изучаемой в современное время, где просматривается ее вращение. Вращение газопылевой туманности приводит к накоплению электричества и образованию гравитационного и магнитного поля, притягивающего различный космический мусор, переработка которого приводит к образованию первичной земной коры.

Динамо-эффект планеты Земля рассматривался в разное время многими исследователями, но его связывали с мантийной конвекцией. Последние сейсмические и сейсмологические данные позволили изучить внутреннее устройство планеты Земля, где было выделено несколько геосфер от ядра до земной коры. Скорость вращения геосфер уменьшается от ядра до поверхности. Если скорость дрейфа континентов регистрируется данными GPS, то замер скорости нижележащих геосфер еще не разработан. Трубицин предполагает скорость мантии 1–10 м/год (1998 г.), а ядра – 1 м/сек (2003 г.). Налицо разность скоростей геосфер от ядра до поверхности. Значит, дрейф континентов происходит за счет передачи вращения ядра до поверхности. Механическая передача вращения геосфер возможно только при наличии плазменного ядра планеты типа газопылевой туманности или шаровой молнии с момента образования планет. Вращение шаровых молний (плазмоидов) изучается в современное время на основе холодного ядерного синтеза (ХЯС) [6, 7].

В то же время, базальные пачки служат и смазкой для вращения геосфер и движения пластов (пластин, чешуй). Шаровые конкреции образовывались в базальных пластах, заполненных флюидом и раздробленной до муки горной породой, считающейся коллектором в нефтяной геологии. Во время образовывались шаровые электровзрыва молнии, обладающие гравитационным и электромагнитным полем [8]. Их изучение позволит образования шаровых создать условия плазменных образований, обладающих большой кинетической энергией. Примером такой энергии служат взрывы в шахтах. Во время проходки продуктивного пласта часто встречаются пустоты-карсты, внутри которых находятся шаровые молнии. Шахтеры их называют «шубины» или «зайчики». Доказательством таких процессов и служат шаровые конкреции, встречающиеся во всех рудных и угольных шахтах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tarassenko G.V. Tarassenko M.G. Cold fusion on the basis of the model of the planet Earth // Abstract book the 20th International Conference on Cold Fusion: ICCF-20th edition of the International Conference on Condensed Matter Nuclear Science, Sendai, Japan, 2–7 October, 2016.

2. Тарасенко Г.В. Континентальные субдукция и обдукция – единый механизм нефтегазо- и структурообразования // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 239–240.

3. Тарасенко Г.В., Демичева Е.А. Тектоника плит скольжений и холодный ядерный синтез в земной коре // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 5. С. 51–53.

4. Геологические аспекты новой энергии // Геология, геофизика и разработка месторождений нефти и газа. Москва, ВНИИОЭНГ, 2008. № 2. С. 40–53.

5. Hoggard M.J., White N., Al-Attar D. Global dynamic topography observations reveal imited influence of large-scale mantle flow // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 456–463.

6. Geological aspects of cold fusion. Abstract Book The 17th International Conference on Cold Fusion : ICCF-17, 12–17 August, 2012. DCC Korea, Daejeon, South Korea, 68 p.

7. Электрическое флюидорудообразование на основе теории тектоники плит скольжения. Всероссийская конференция с международным участием; нетрадиционные ресурсы углеводородов: Распространение, генезис, прогнозы, перспективы разработки. 12–14 ноября 2013, Москва, ИПНГ РАН.

8. Тарасенко Г.В., Демичева Е.А. Геологические аспекты шаровых молний // Тезисы 14 Российской конференции "Холодная трансмутация ядер химических элементов и шаровых молний". Москва, Дагомыс, Сочи. 1–8 октября 2006. С. 79. The theory of plate tectonics has come to a dead-end position associated with the convective motion of the lithospheric plates. This paper proposes a mechanical drive plate motion by rotation of the core, consisting of plasma (gas-dust nebula) since the inception of the planet. Recent geological and geophysical data confirm the model adopted rotation (slip) Geospheres from the core to the crust surface. The model adopted by the world on the basis of the formation of spherical nodules due to the linear or ball lightning in the earth's crust. Planet is an electrical generator and the main source of origin of minerals.

Терехов Е.Н., Балуев А.С. (Геологический институт РАН, Москва, e-mail: <u>tereh@ilran.ru</u>) О выделении новой трапповой провинции девонского возраста в Баренц-регионе и проблеме ксеногенных цирконов

**Terekhov E.N., Baluev A.S.** 

(Geological Institute RAS, Moscow)

## On the allocation of a new trap province of the Devonian age in the Barents region and the problem of xenogenic zircons

Ключевые слова: тектоника, траппы, девонский магматизм, Баренц-регион, плюм, ксеногенный циркон

Комплексное исследование палеозойских даек на Мурманском побережье Баренцева моря и анализ материалов по проявлениям девонского магматизма по всему Баренцрегиону позволил выделить здесь новую трапповую провинцию, объединяющую к своем составе как базальты траппового типа в центре структуры, так и щелочные породы по её периферии.

Комплексное исслелование палеозойских лаек на Мурманском побережье Баренцева моря и анализ материалов по проявлениям девонского магматизма по всему Баренц-региону позволил выделить здесь новую трапповую провинцию, объединяющую к своем составе как базальты траппового типа в центре структуры, так и щелочные породы по её периферии (рис.). Показано, что дайки долеритового состава в структуре Мурманского блока северо-востока Кольского полуострова относятся к трапповой формации среднепалеозойского возраста и их можно сравнивать с классическими траппами крупных магматических провинций (LIPs) которые являлись составным элементом масштабного плюм-литосферного процесса вообще и в Баренц-регионе в частности. По структурным, петрогеохимическим и геохронологическим характеристикам выделены две группы долеритовых даек: ранняя и поздняя характеризующих начальную и завершающую стадию развития крупной магматической провинции в интервале времени в 440-340 млн. лет, образованную под влиянием Баренцеморского плюма. Одним из результатов взаимодействия плюма с литосферой было заложение Восточно-Баренцевской впадины, заполненной большими объемами базальтов, что предопределило дальнейшее её прогибание в мезо-кайнозое, с формированием мощных толщ осадочных углеводородов. пород значительными запасами По периферии co проявления базальтового магматизма, развиты щелочные комплексы, главнейшими из которых являются интрузии Кольской провинции и кимберлиты Архангельской области. Долериты изученных даек содержат многочисленные зерна древних ксеногенных цирконов с возрастами 2.7, 1.8,

1.3, 0.7, 0.32 млрд. лет, что может указывать на нижнекоровый генезис их родоначального расплава и эволюцию области магмагенерации в корневой зоне палеорифтовой системы.



Рисунок. Структурное положение девонского магматизма в Баренц-регионе и разрез по профилю AP-2 (на домезозойский период): 1 – базальты

Восточно-Баренцевского трога, 2 – рифейские авлакогены, 3 – девонские долериты: а – на поверхности, б – в скважинах, 4 – щелочные массивы (а), трубки взрыва (б), 5 – интрузии в Хибино-Контозерской зоне пропагации, 6 – верхняя кора, 7 – нижняя кора, 8 – верхняя мантия, 9 – граница области толеитового магматизма (на карте), 10 – проекция на дневную поверхность метасоматически-обогащенной мантии (на карте), 11 – наклонные и вертикальные разломы, 12 – геолого-геофизические опорные профиял: AP-1 и AP-2; 13 – будущие мезо-кайнозойские отложения (на разрезе). І и II – условное положение раннего и позднего магматических резервуаров в основании рифтового прогиба (на разрезе). М – граница Мохо.

Совместная интерпретация щелочного и толеитового магматизма в этом коренной пересмотр геодинамической модели регионе предполагает строения и эволюции западного фрагмента Арктического Бассейна. Естественно, важнейшим аспектом данной проблемы является что геохимическая типизация долеритовых даек и определения возраста, что позволит говорить об их генетической взаимосвязи с проявлениями щелочного магматизма. Как показывают современные исследования, основной объем щелочных пород Кольской провинции образовался в интервале 380-360 млн. лет [1-3]. Но часть пород, так называемой инициальной или вулканической серии могла образоваться и ранее: 410 или даже 440 млн. лет [2, 4, 5]. Выделяется и заключительная стадия эндогенной активности (369-362 млн. лет), но с ней обычно связываются дайки, распространенные в обрамлении щелочных массивов центрального типа [1], хотя данные по долеритам Печорского бассейна (340 млн. лет), противоречат этому [6]. Формирование крупнейших в мире Хибинского и Ловозерского щелочных массивов также предварялось этапом основного вулканизма траппового типа, следы которого сохранились В виле ксенолитов в этих массивах [7]. Подобная ситуация опережающего развития вулканических проявлений по отношению к главной интрузивной фазе просматривается и для большинства провинций развития массивов центрального типа и LIPs [8, 9], а также на Тимане, Новой Земле, Шпицбергене, Финмаркене – в обрамлении Восточно-Баренцевского прогиба, где выделяется или предполагается не только инициальная серия базальтового магматизма, но и его заключительная фаза, следующая за основным пиком щелочного или кимберлитового магматизма [10-12].

Рядом расположенные, имеющие близкий химический состав и петрографические особенности кайнотипные дайки по комплексу исследований циркона и самарий-неодима по валу и отдельным минералам имеют принципиальные различия в возрастной характеристике. Ранняя долеритовая дайка, с возрастом по Sm-Nd 450±35 млн. лет может отвечать начальной стадии развития Баренцеморского плюма. Поздняя дайка с Sm-Nd возрастом 360±15 млн. лет отвечает завершающим этапам развития

этого плюма, его коллапсу и началу активному прогибанию верхней части коры.

Однообразный состав ксеногенных цирконов с возрастом 2.7 млрд. лет в ранней дайке, а также высокие содержания Сг и Ni характеризует начальный этап развития плюмового события. Разнообразный состав ксеногенных цирконов с возрастами 2.7, 1.7, 1.0, 0.7 и 0.3 млрд. лет в поздней дайке характеризует условия генерации магмы в зрелом плюме.

Установленные геологические взаимоотношения позволяют говорить о том, что одна часть (ранняя) долеритовых даек (преимущественно тяготеющая к позднерифейским отложениям) образовалась до основного этапа щелочного магматизма, а другая – поздняя, наоборот, на его заключительной фазе. Среднепалеозойский магматизм на Кольском полуострове связан с рифтогенно-плюмовыми процессами, которые привели к образованию Восточно-Баренцеморского прогиба с накоплением мощных толщ траппового типа в его центре и относительно одноообразных по составу базальтов на плечах рифта: на Новой Земле, Пайхое, Тимане, Балтийском щите, Шпицбергене. На всех этих участках по периферии развития базальтов расположены проявления щелочного магматизма, которые приурочены к участкам сжатия краевой части плюма.

Длительная эволюция Баренцеморского плюма (440–340 млн. лет) согласуется с геохронологическими данными по другим плюмовым событиям, в частности для сумийского Карело-Кольского плюма 2500–2400 млн. лет [9] или Гавайской горячей точки (80–0 млн. лет).

Долериты, лампрофиры и кимберлиты являются отголоском гигантского траппового события, предопределившего формирование Баренцевоморской впадины. Причем, если базальты развиты в центре Баренцева моря и по всей его периферии и приурочены к области растяжения земной коры, то щелочные породы развиты преимущественно на участках транспрессии (то есть сжатия) сдвиговых зон, радиально исходящих из центра трапповой формации (проекции плюма) на некотором удалении от него, а долериты являются промежуточным звеном между центральной и краевой частью плюма.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А. Федотов Ж.А. Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм Северо-Восточной части Балтийского щита. Санкт-Петербург: Наука, 2009. 383 с.

2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с. 17. 3.Крамм У., Когарко Л.Н., Кононова В.А. Средний и поздний девон – краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции: Rb-Sr исследования // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. Р. 148–168. 4. Арзамасцев А.А., Фу-Ян Ву. U-Рb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515.

5. Моралев В.М., Аракелянц М.М., Балуев А.С. и др. Новые данные о среднепалеозойском магматизме севера Восточно-Европейской платформы // Докл АН. 1998. Т. 361. № 4. С. 514–517.

6. Wilson M., Wijbrans J., Fokin P.A. et al.  $^{40}$ Ar/ $^{39}$  Ar dating, geochemistry and tectonic setting of Early dolerite sills in the Pechora basin, foreland of the Polar Urals // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 107–118.

7. Корчак Ю.А.. Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю. Трапповая формация Кольского полуострова // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 89–103.

8. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Томшин М.Д. Девонские рои долеритовых даек на северо-востоке Сибирского кратона и их связь с Вилюйским плюмом // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 4. С. 502–508.

9. Львова Е.В. Трапповые провинции Тунгусской синеклизы и бассейна Парана-Этендека: опыт сравнения // Бюл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. Геол. 2008. Т. 83. № 6. С. 3–19.

10. Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб.: ВНИИОкеангеология. 2005. 225 с.

11. Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН. 2008. 348 с.

12. Сироткин А.Н., Чебаевский В.С., Евдокимов А.Н., Бурнаева М.Ю., Баянова Т.Б. Позднепалеозойский щелочно-ультраосновной магматизм и перспективы алмазоносности архипелага Шпицберген // Разведка и охрана недр. 2012 № 8. С. 63–71.

A comprehensive study of the Paleozoic dikes on the Murmansk coast of the Barents Sea and the analysis of materials from the Devonian magmatism manifestations throughout the Barents Region made it possible to single out here a new trap province combining both the trap type basalts in the center of the structure and the alkaline rocks along its periphery

# **Туманов В.Р.** (ООО Космические технологии, Казань, e-mail: <u>geotech@list.ru</u>)

# Линеаменты и локальные складки в эоцене Северо-Восточной Пустыни Египта, их соотношение с литогенезом Tumanov V.R.

(Space Technologies LTD, Kazan)

# Lineaments and the local folds in the Eocene of the North-East Desert of Egypt and their relationship with lithogenesis

Ключевые слова: линеаменты, складки, ряд, литогенез, эоцен, платформа, Египет

Полигонально-ячеистая и ортогональная сеть линеаментов указывают на повышенную проницаемость горных пород. Симптом низкой проницаемости – отсутствие линеаментов или диагональная их сеть. Роль трещин, связанных с напряжением, неоднозначна и зависит от кинематики блоков. В Google Earth лучше видны взбросы и сдвиги, на тепловых снимках – сбросы и раздвиги.

Северо-Восточная Пустыня Египта исключительно благоприятна для изучения линеаментов в карбонатных платформенных отложениях, поскольку она практически лишена растительности и рыхлого покрова. Трещины на каменистой поверхности хорошо проявлены в космических снимках Landsat в тепловом диапазоне 10.4–12.5 мкм с разрешением 60 м и космических снимках из Google Earth в видимом диапазоне с разрешением до первых метров.

Линеаменты и их ансамбли классифицируются в ряд по времени возникновения от раннего диагенеза к литогенезу и, в финале - к тектоническим нарушениям: 1) струйчатый аккумулятивный облик сухих структурного долин; 2) однородная мелкоячеистая поверхность известнякового плато; 3) полигонально-ячеистая сеть линеаментов, геометрически правильная сеть ортогональных И диагональных линеаментов; 4) преобладание концентрических элементов как признак преобладание радиальных депрессий; 5) элементов как признак антиклиналей; 6) совокупность упорядоченных по направлениям, форме и размерам трещин с признаками стресса и смещений; 7) протяженные частые однонаправленные трещины в докембрийском основании

Отношение яркости инфракрасных летних изображений к зимним принимается показателем относительной водонасыщенности [1], темные полосы интерпретируются как относительно влажные по приоткрытым трещинам, а светлые – как сухие, сжатые. Большинство из упомянутых линеаментов в видимых диапазонах неразличимы.

Светлые линеаменты сравнительно редки, характерны для границ блоков. Иногда они образуют «паучки» над растущими положительными морфоструктурами, определяемыми по радиальному рисунку в цифровых моделях рельефа. Это постдиагенетические структуры, продолжающие развиваться в голоцене.

Темные увлажненные линеаменты распространены очень широко.

Струйчатый рисунок темных линеаментов (рис. 1.1) отражает экзогенные понижения в рыхлых наносах, проявляет направления подземных потоков и отчасти – разломы в карбонатном основании,

Однородная мелкоячеистая «комковатая» поверхность известняковой плиты и полигонально-ячеистая сеть линеаментов (рис. 1.2.) с размером ячеек в первые сотни м без следов стресса рассматриваются как следствие диагенетического отжатия влаги из ядер микроблоков в их окаймления.

Геометрически правильная сеть ортогональных линеаментов (рис.1.3.) образуют квадраты размером 160–200 м. Как правило, какие-то из линий наращивают друг друга по простиранию и образуют широтные либо меридиональные линеаменты протяженностью в многие сотни м. По водонасыщенным долинам наблюдается как бы линейная вышивка крестиком.

Диагональные линеаменты в виде гладких протяженных штрихов редки. Создается впечатление, что при более высокой разрешающей способности большинство из них предстали бы как составленные из коротких ортогональных штришков.

По А. Veronnet (1912) и др. [3, с. 12] «диагональная решетчатая система формируется под действием скалывающих напряжений, а ортогональная генерируется растягивающе-сжимающими напряжениями. Известно, что сопротивление материалов на сдвиг меньше, чем на разрыв. Вследствие этого первая система – сколов и сдвигов – преобладает над второй системой – разрывов и складок, возникающих при растяжении и сжатии». согласуются Исследования в Египте полностью co сказанным, за исключением того. в поле относительной водонасышенности что проявляется в первую очередь как раз ортогональная система то открывающихся, то закрывающихся трещин в связи с пульсационными изменениями силы тяжести, обусловленными лунными и солнечными приливами – отливами. Планетарные трещины в Египте унаследованы с эоцена, с этапа диагенеза осадков. В целом правильная решетка искажается и отклоняется от изначальных направлений локальными тектоническими напряжениями, проявляя постэоценовую кинематику тектонических блоков.

Ансамбли трещин с признаками стресса и смещений отличаются от преобладанием охарактеризованных выше резким направлений, перпендикулярных либо косых по отношению к стрессу. Образно говоря, сломанные линейные И флексуры. Распространены это складки эшелонированные трещины, скошенные многоугольники вплоть ло субпараллельных протяженных линий с характерными оперениями, между ними – «останцы» прямоугольных и полигональных изометричных структур. Темными линиями в поле водонасыщенности проявлены только



Рисунок 1. Типовые ансамбли линеаментов в карбонатной плите Северо-Восточной пустыни Египта: 1) вади, 2) полигональная решетка 3) ортогональная решетка 4) скошенная ортогональная решетка, 5) диагональная решетка, 6) складка «птичий глаз», 7) выраженные в рельефе брахиантиклинали, 8) выраженные в рельефе брахисинклинали, 9) сдвиги и надвиги
относительно проницаемые, несколько разуплотненные зоны трещиноватости.

Сочетания линеаментов с преобладанием концентрических элементов как признаки депрессий очевидно связаны с проседаниями поверхности в связи с локальным «растеканием», всесторонним расширением субстрата.

Сочетание линеаментов с преобладанием радиальных элементов как признаки растущих антиклиналей и по механизму образования, и по рисунку напоминает облик взломанного асфальта над скрытым побегом растения.

*В Google Earth* (рис. 1.4.–1.9.) мы наблюдаем поверхность Земли на порядок более детально, чем в инфракрасном диапазоне, однако принцип подобия позволяет привязать эти наблюдения к ряду изображений в тепловом диапазоне и к процессу литофикации осадков.

Началу этого процесса отвечают поля однородных пластовых поверхностей с микрозернистым гладким рисунком.

Следующим по времени следствием диагенеза является *полигональная текстура типа «булыжная мостовая»* в блоках размером 160-200 м и более, до 1000 м, по облику очень сходная с текстурой известняков в обнажениях, где размеры «булыжников» измеряются сантиметрами.

Подобие трещин в обнажениях и на отдельных сценах в Google Earth наблюдается и для *ортогональной решетки*. Шаг между линеаментами на космоснимках 15–20 м и внутри этих блоков – до 5–8 м. Границы блоков выражены понижениями. Местами первичная ортогональная решетка изогнута по широтным сдвигам, от чего облик ее напоминает срединноокеанические хребты (рис. 1.4), что приводит к предположению о сходстве процессов внутриконтинентальных с океаническими.

Широко, лучше, чем в тепловом диапазоне, проявлена диагональная ромбическая блоковость (рис. 1.5) со сторонами около 60-100 м, причем если в ортогональной решетке ограничения выражены ложбинками, в диагональной - сухими грядами (поэтому эта диагональная решетка и не диагностируется относительной водонасыщенности). Логично по предположить, что диагональная решетка обязана сжатию, это трещины скола, по биссектрисе острого угла между которыми можно определить ось главных нормальных напряжений [3], либо, если углы диагональной решетки прямые, сделать заключение о том, что сжатие было всесторонним. Учитывая лунные и солнечные твердые приливы и отливы, можно полагать, что расширение и сжатие были и есть периодическими, и ортогональная решетка более водонасыщена и проницаема, а диагональная практически залечена, непроницаема и неизменна с момента завершения эоценового диагенеза.

Вероятно, но требует дополнительных исследований предположение, что форма внутрипластовой отдельности зависит: 1) от мощности пласта – чем мощнее однородный слой, тем реже в нем шаг диагенетической трещиноватости; 2) от вязкости пород – в хрупких породах трещины более протяженные, гладкие, блоки ближе к прямоугольным; органогенные известняки из крупных органических остатков менее поражены ортогональной отдельностью, чем пелитоморфные либо микрокристаллические.

С линеаментами связаны локальные (первые десятки м длиной) брахискладки типа «птичий глаз» [4], предшествовавшие окончательному формированию разломов (рис. 1.6). Вне разломов такие структуры отсутствуют. Многие длинные отрезки разломов проявлены только синклиналями. Амплитуда и углы наклона крыльев невелики. Эти складки «законсервированы» еще на стадии раннего литогенеза, в рельефе не выражены.

«Живые» морфоструктуры диагностируются по радиальным (антиклинальные, рис. 1.7), либо по дуговым (синклиналные, рис. 1.8) линеаментам.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tumanov V.R., Cheban V.D. Application of method of heat vision generalization for the estimation of terms of accumulation of hydrocarbons in the Western desert of Egypt.

http://www.naftogaz.com/files/journal/3a 2013 preview.pdf

2. Драгунов А.А. Роль планетарной трещиноватости при формировании Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Казань: ЗАО «Новое знание», 2006. 136 с.

3. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М: КДУ. 2005. 496 с.

4. Tewksbury B. et al, Reconnaissance Study of Domes and Basins in Tertiary Sedimentary Rocks in the Western Desert of Egypt Using High Resolution Satellite Imagery. <u>https://gsa.confex.com/gsa/viewHandout.cgi?uploadid=405</u>

For the water and hydrocarbons exploration it is important that polygonal-cellular grid and orthogonal lineaments indicates increased penetrability of rocks. The symptom of low penetrability is an absence of lineaments or diagonal pattern with regular grid. The role of stress-related cracks is ambiguous and depends on the kinematics of the faults. In Google Earth thrusts and shears could be well deciphered, and penetrable disjoining and discharges could be better diagnosed in the thermal range.

# Улановская Т.Е., Калинин В.В.(ЗАО «ВолгоградНИПИнефть», Волгоград, e-mail: info@volgogradnipineft.com)Геология Скифской плиты (юг Восточной Европы).Сообщение 1.Ulanovskaya T.E., Kalinin V.V.(CJSC «VolgogradNIPIneft», Volgograd)

### Geology of the Scythian plate (South Eastern Europe). Part 1

Ключевые слова: Скифская плита, древняя платформа, молодая платформа, фундамент, чехол, докембрий, палеозой, мезозой, океан Тетис, осадконакопление, магматизм, тектонический покров, киммерийская складчатость

Скифская плита, отделяющая древнюю Восточно-Европейскую платформу от Альпийского складчатого пояса, – это молодая эпикиммерийская платформа. Её складчатый фундамент представляет собой тектонический покров.

Скифскую плиту, протягивающуюся по южному краю Восточной Европы и отделяющую древнюю Восточно-Европейскую платформу от Альпийского складчатого пояса, принято считать молодой эпигерцинской платформой (Геологический словарь, т. 1-3, 2010-2012). Но существует и иной взгляд на происхождение Скифской плиты, который ранее уже (T.E. Улановская, B.B. Калинин, Грозненский излагался естественнонаучный бюллетень, № 3, 2016), а в настоящей статье приводится с дополнениями и уточнениями. Для своих обобщений авторы использовали литературные источники И очень большой объём собственного первичного геологического и геофизического фактического материала по югу Восточной Европы, охватывающем следующие районы: Северо-Западное и Северное Причерноморье, Крым, Северное Приазовье, Предкавказье, Северо-Западный Прикаспий и северные части акваторий Азово-Черноморского бассейна и Каспийского моря. В течение всего докембрия здесь располагалась южная периферия Восточно-Европейской платформы. Чрезвычайное многообразие осадочных, магматических и метаморфических пород докембрия и их интенсивная дислоцированность – свидетельство высочайшей тектоно-магматической активности территории на этапе формирования кристаллического фундамента. Верхи докембрия, где метаморфизм и дислоцированность всех пород ослаблены вплоть до исчезновения, а магматических пород и вулканогенного компонента в осадочных породах мало или, возможно, нет совсем, - это уже основание платформенного чехла.

Действующие стратиграфические схемы докембрия создавались давно и только по результатам определений абсолютного возраста пород и палинологических анализов. Попытки поисков прочих органических остатков (кроме пыльцы и спор), за редчайшим исключением, не

Сейчас подобные предпринимались. подходы решению к стратиграфических задач признаны неприемлемыми и веры в старые стратиграфические схемы больше нет. Они и в самом деле порой вызывают не только возражение, но и недоумение. Например, в упоминаемой Г.И. Лебедько (2006) такого рода стратиграфической схеме продукты глубокого регионального метаморфизма – амфиболиты, кристаллические сланцы и гнейсы – вопреки здравому смыслу попали в палеозой. Не улажен вопрос и о верхней границе докембрия. Она легко проводима только в случае её соответствия значительному перерыву, например, между явно архейскими гранатовыми кристаллическими сланцами и мезозойской вулканогенноосадочной толщей в разрезах скважин Одесская-4 и Каркинитская-1 (северо-западная часть шельфа Чёрного моря). С увеличением полноты разреза пограничных отложений докембрия и фанерозоя разграничение этих стратиграфических единиц высшего ранга становится затруднительным. Так, скважина Скадовская-1 (район г. Скадовск, северное побережье Чёрного моря) в интервале глубин 2550-3050 м пройдены щелочные граниты и вмещающая их сероцветно-красноцветная толща аркозовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоем вишнёво-красной гематитовой породы. По находкам юрских спорово-пыльцевых комплексов толщу отнесли к юре. Но более верное решение подсказывает литология толщи, по особенностям которой она беспрепятственно вписывается в верхи докембрия (рифей – венд). А споры и пыльца юрских растений были вмыты в древние породы поверхностными И подземными водами. За стратиграфией докембрия тянется длинный шлейф недостатков, исправление которых возможно только путём радикальной ревизии всех стратиграфических схем с привлечением новейших, усовершенствованных вариантов как методов изотопного датирования, так и палеонтологических методов. Надёжная стратиграфия поможет устранить расхождения в представлениях тектонистов о распространении на территории байкальской, карельской и прочих докембрийских складчатых систем.

Докембрий покрыт палеонтологически охарактеризованным палеозоем только на трёх ограниченных размеров участках: в северо-Западном Причерноморье и на острове Змеиный Одесского шельфа Чёрного моря (кембрий, ордовик, силур, девон, карбон и пермь; складчатая зона Северной Добруджи и Преддобруджинский прогиб); в предгорьях Северного Кавказа (кембрий – ордовик урлешской свиты и силур; Бечасынская тектоническая зона) и на северной окраине Предкавказья (девон, карбон и пермь; Донецкое складчатое сооружение). В пределах Денецкого складчатого сооружения палеозой известен только на Донецком кряже (Открытый и Закрытый Донбасс) и в зоне его сочленения с кряжем Карпинского (Котельниковская и Куберлинская площади). Мощность палеозоя здесь колоссальная (называют цифры 18–20 км), при этом основная её часть приходится на карбон, незначительная – на пермь и ничтожно малая – на девон. Присутствие палеозоя (маленькой мощности, слабо палеонтологически обоснованного или вообще установленного предположительно для немых отложений) возможно ещё на двух небольших участках – на примыкающей к Донецкому складчатому сооружению с юга Целинской седловине (Центральное Предкавказье; карбон) и на южном крыле Ростовского свода (Восточное Приазовье, скважина Ясенская-1 и некоторые скважины Кущёвской площади; возрастные аналоги урлешской свиты). Взаимоотношения палеозоя и подстилающего его докембрия на двух последних участках неясны: не исключается, что в данном случае мы имеем дело с тектоническими останцами, т. е. клиппами. Больше нигде на территории сколько-нибудь достоверный палеозой в первичном залегании не зафиксирован.

Вопрос вопросов – есть ли палеозой на кряже Карпинского (Восточное Предкавказье и Каспийское море) – пока не получил ответа, так как глубины его возможного залегания здесь недоступны ни для бурения, ни для геофизики. Если со временем обнаружится, что на кряже Карпинского палеозой всё-таки полностью выпадает из разреза, эту структуру придётся отсечь от Донецкого складчатого сооружения с вытекающими отсюда последствиями по перекройке тектоники.

Во всех перечисленных случаях палеозой представлен слабо либо умеренно дислоцированными осадочными породами – морскими (литорали и шельфа) и континентальными. Вулканизм и интрузивный магматизм определённо не сопутствовали осадконакоплению, так как следы этих явлений не замечены. Утверждение 0 палеозойском возрасте многочисленных интрузий, вскрытых скважинами в Предкавказье, не внушает доверия, так как аргументировано неубедительно. Например, известняки и песчаники перми с включениями обломков гранитоидов (скважина Каменномостская-К-30, на переходе Передового хребта Кавказа в Западное Предкавказье) были восприняты как доказательство внедрений гранитоидов в позднем палеозое (С.И. Горлов, А.И. Дьяконов, 1966). Но ведь возможны и другие толкования этого факта. На Донецком кряже межпластовую интрузию могли принять за тело эффузива, что тоже приводило к ошибочным выводам (И.П. Арутюнов, Т.П. Радаева и др., 2015, фондовая работа). Из ряда гипотез, объясняющих природу прослоев сериков Донецкого (тонштейнов) В карбоне кряжа, можно выбрать И вулканогенную. Но пепел – главный компонент породы – ветер явно приносил из удалённого источника. Рядом с местом осадконакопления вулканов всё равно не было. Исключением является только девон, мощная толща которого с обилием вулканитов и интрузий распространена в Днепровско-Донецком прогибе – структуре, продолжающей Донецкий кряж в северо-западном направлении за пределами рассматриваемой территории. Оттуда толща девона, сократившись в мощности до совсем небольших величин, заходит своим восточным краем на Донецкий кряж, но только на его юго-западную окраину. Здесь она локализована на коротенькой и узенькой полосочке, за пределами которой сходит на нет. Но вопрос о структурном соотношении Донецкого кряжа и Днепровско-Донецкого прогиба находится за рамками настоящей статьи.

Все геологические тела территории, сложенные палеозоем (ни по отдельности, ни во всей своей совокупности) не обладают чертами, свойственными герцинидам. Их породы накапливались в условиях тектонически спокойного платформенного режима И принадлежат платформенному чехлу Восточно-Европейской платформы. Донецкий кряж представлял собой крупную синеклизу, чём-то похожую В на Прикаспийскую. Морские отложения карбона и перми с космополитной биотой являются фациями мелководья какого-то океана, о котором науке почти ничего не известно. Большая часть пространства территории в палеозое оставалась денудируемой сушей. В конце палеозоя Украинский щит по сравнению с его современным контуром имел громадные размеры и простирался далеко на юг и юго-восток, занимая северо-западную часть шельфа Чёрного моря, Равнинный Крым, северную часть Азовского моря и Предкавказье.

Scythian plate which separates the ancient East European platform from the Alpine folded belt is a young epikimmerian platform. Its folded basement is a tectonic nappe.

### Улановская Т.Е., Калинин В.В. (ЗАО «ВолгоградНИПИнефть», Волгоград, e-mail: <u>info@volgogradnipineft.com</u>) Геология Скифской плиты (юг Восточной Европы). Сообщение 2. Ulanovskaya T.E., Kalinin V.V. (CJSC «VolgogradNIPIneft», Volgograd) Geology of the Scythian plate (South Eastern Europe). Part 2

Ключевые слова: Скифская плита, древняя платформа, молодая платформа, фундамент, чехол, докембрий, палеозой, мезозой, океан Тетис, осадконакопление, магматизм, тектонический покров, киммерийская складчатость

Скифская плита, отделяющая древнюю Восточно-Европейскую платформу от Альпийского складчатого пояса, — это молодая эпикиммерийская платформа. Её складчатый фундамент представляет собой тектонический покров.

Триас на территории ознаменовался резкой сменой тектонического режима и началом грандиозного проявления эндогенных геологических процессов. Их ярким участником становится океан Тетис, омывающий Восточную Европу с юга. На разных глубинах дна океана (от литорали до глубоководного жёлоба), на возникавших в нём островных дугах и на смежной с ним активной континентальной окраине идёт осадконакопление, сопровождаемое мощным магматизмом – интрузивным (с образованием гипабиссальных и субвулканических интрузий) и вулканическим (весьма многообразным по формам выражения). Магматизм приносит с собой богатую рудную и рассеянную минерализацию, в том числе сульфидную и золотоносную. Вулканогенно-осадочный комплекс триаса и нижней части юры (нижняя часть мезозоя) в ходе своего накопления постоянно подвергается воздействию тектонических сил. Одно из тектонических событий – рост поднятий на океаническом дне – способствует утрате недостаточно литифицированными устойчивости молодыми И eщë осадками и обретению ими подвижности. Под влиянием гравитационной энергии вулканогенно-осадочный комплекс срывается со своего основания и, покидая место первоначального залегания, перемещается в направлении на север на большое расстояние. Одновременно с тектоническим течением вулканогенно-осадочного комплекса происходит переформатирование его внутренней структуры: он распадается на две раздельные толщи, пространственно обособленные одна от другой и вместе с тем связанные одна с другой общими границами, – терригенную флишоидную и карбонатно-терригенную. Каждая из толщ деформируется автономно и у кажлой свой «стиль поведения». Совместно лве толши. резко различающиеся податливости пород деформациям. степенью ИХ складываются в новую тектоническую единицу – тектонический покров, плащеобразно перекрывший значительную часть домезозойской поверхности территории.

Терригенная флишоидная толща (тёмно-сероцветная) – главенствующая в тектоническом покрове и по своей сути, и по объёму. Она предельно интенсивно дислоцирована – смята в сложнейшие, часто прихотливые включая опрокинутые, и разбита частыми складки, разрывными нарушениями всевозможных типов. Местами в ней угадываются признаки хаотического нагромождения породных масс (меланжи). Геологическое тело терригенной флишоидной толщи тянется непрерывной полосой от Северной Добруджи до Каспийского моря – через северо-западную часть шельфа Чёрного моря, Горный и Равнинный Крым, Азовское море, Западное, Центральное и Восточное Предкавказье. Приблизительно намеченная северная граница геологического тела, т. е. линия его выклинивания на севере, - это фронт тектонического покрова. В Преддобруджинском прогибе, на Донецком кряже, а, возможно, и на других структурах, впереди фронта на породах докембрия и палеозоя лежат изолированные «нашлёпки» вещества терригенной флишоидной толщи (своего рода «брызги»?). Реконструировать в точности северный край геологического тела трудно по разным причинам, отчасти из-за схематичности давней геологической документации обнажений и горных выработок. В ней описания аргиллитов и филлитов докембрия, палеозоя и терригенной флишоидной толщи однообразны и, как правило, сводятся к короткой фразе, не позволяющей докопаться до истины при сегодняшнем состоянии знаний, наподобие: сланцы складчатого фундамента палеозоя. Похоже, что именно северная граница геологического тела, имеющая причудливо-извилистую конфигурацию, разъединяет Донецкий кряж и кряж Карпинского. Южный край геологического тела скрыт под молодыми многокилометровой мощности отложениями краевых прогибов Альпийского складчатого пояса и недосягаем для наблюдений. Полной информации о мощности геологического тела не существует. Забой множества глубоких и сверхглубоких скважин, целью которых было перебурить геологическое тело до подошвы, в реальности остановился внутри него. Максимальными вскрытые мощности геологического тела оказались: в Горном Крыму (2250 м, скважина Ялтинская). Западном Предкавказье (2671 м, скважина Приморско-Ахтарская-1) и на кряже Карпинского (4225 м, скважина Цимлянская-3 параметрическая). Наибольшая вскрытая мощность геологического тела в Чёрном море - 525 м (скважина Десантная-1), в Азовском море – 982 м (скважина Электроразведочная-1). В Предкавказье гигантские раздувы геологического тела соседствуют с тектоническими окнами, внутри которых терригенная флишоидная толща полностью попадает на перерыв и подстилающий её верхнемезозойскими докембрий соприкасается с И кайнозойскими отложениями чехла (Митрофановская Озексуатская плошали). И

367

Значительная частота таких тектонических окон делает геологическое тело напоминающим дырявое решето.

Органические остатки в терригенной флишоидной толще – большая редкость. По их находкам на пространстве к западу от Центрального Предкавказья она отнесена к таврической серии Крыма и её возрастным аналогам (триас – докелловейская часть юры). К востоку от Западного Предкавказья в терригеннной флишоидной толще встречали органические остатки верхнего палеозоя и триаса. Вторые обычно игнорировали, первыми обосновывали принадлежность терригенной флишоидной толщи к герцинидам складчатого фундамента Скифской плиты (А.И. Летавин, 1980; Е.В. Мовшович, М.Л. Хацкель и др., 2002; В.Е. Хаин, 2007). Это по мнению авторов было заблуждением. Ничего не мешает отождествлять терригенную флишоидную толщу, всю целиком, без каких-либо изъятий и оговорок, с таврической серией Крыма. Палеозойские органические остатки в ней переотложенные.

Вторая составляющая тектонического покрова – карбонатно-терригенная коричневыми, (c серыми. белыми. красноцветными толща И пестроцветными породами и с эвапоритами) – содержит достаточно много органических остатков и подробно расчленена на большое количество серий и свит, суммарно соответствующих стратиграфическому интервалу триас – нижняя часть юры. Слабо дислоцированную карбонатнотерригенную толщу рассматривали как промежуточный структурный этаж молодой платформы, полагая, что он сформировался на финальном этапе развития геосинклинали (Н.А. Крылов, А.И. Летавин, 1984). Это тоже было ошибкой, так как в действительности обе толщи связаны между собой генетическим единством и синхронностью деформаций. Наиболее крупное заполненное карбонатно-терригенной геологическое тело. толщей. размещается в Восточном Предкавказье с продолжением в Каспийское море. Его максимальные мощности (более 3 км в сводном разрезе) тяготеют в своей приуроченности к зоне Манычских прогибов. Огромное множество более мелких и совсем мелких геологических тел карбонатно-терригенной толщи беспорядочно разбросано по всему пространству тектонического покрова, производя впечатление «плавающих» сверху на терригенной флишоидной толще или погрузившихся неё на глубину. в Это тектонические отторженцы, оторванные от крупного геологического тела и оттащенные от него на какое-то расстояние. Они бывают и одиночными, и олистостромы. Последние в виде сгруппированными В глыбовых горизонтов известны не только в Крыму, но и восточнее – в Азовском море, Предкавказье и Северо-Западном Прикаспии. В олистстромы попадали породы разного возраста - карбона, перми, триаса и юры, притом как местного, так и экзотического происхождения. Как раз олистостромы чаще путаницу в стратиграфию тектонического всего вносили покрова. Например, из нескольких версий строения доюрской части разреза

Астраханского поднятия (скважина Астраханская-4 опорная и некоторые рядом пробуренные скважины, Северо-Западный Прикаспий) самая правдоподобная та, согласно которой непосредственно под юрой залегает флишеподобная толща немых глинистых и алевритовых сланцев с фауной карбона и перми в прослоях карбонатных пород (в других случаях употреблена другая формулировка – в гальках карбонатных пород). Само собой напрашивается предположение: это олистостромы с обломками карбонатных пород карбона и перми, заключённые в терригенной флишоидной толще. Некоторые олистолиты в олистостромах имеют крупные размеры. Олистолитами, возможно, окажутся (при внимательном изучении) карбонатная пачка перми площади Великая и геологическое тело староминской свиты среднего триаса Староминской площади (Западное Предкавказье; Н.Е. Митин, В.П. Чаицкий, Т.В. Шевченко, 1978; Е.А. Гофман, И.Э. Сорокина, В.Л. Егоян и др., 1988). Ну и уж однозначно олистолиты – геологические тела так называемой пачки «сахаровидных» песчаников, изобилующих остатками наземных растений и прослоями углей (верхний триас, рэт, Азовское море и Западное Предкавказье, площади Западно-Бейсугская, Александровская, Советская).

Тектонический покров, объемлющий обе толщи, - производная киммерийской складчатости, которая была на территории единственной в фанерозое, она же заключительная. Покровообразовательные тектонические движения начались не ранее середины триаса и длились долго. Граница бата и келловея (средняя юра) - приблизительный и условный уровень раздела тектонического покрова и залегающего на нём платформенного чехла. На самом деле геосинклинальный тектонический режим отмирал постепенно и отнюдь не одновременно на всём пространстве территории. Например, в Каспийском море тоар и аален (юра) – это уже основание платформенного чехла (скважины Лаганская-1 и Морская-1). Северо-западную часть шельфа Чёрного моря и Крым в альбском и сеноманском веках (мел) рассекала островная дуга с вспыхнувшим на ней вулканизмом и накоплением флиша (скважины Одесская-2, Голицына-3, Новосёловская-152). Впрочем, граница между тектоническим покровом и платформенным чехлом не всегда отчётлива. В направлении вверх по разрезу вещественный состав и структура обеих толщ тектонического покрова видоизменяются и различия между ними всё больше стираются. К тому же обе толщи по своим особенностям становятся похожими на толщи основания платформенного чехпа

Скольжение тектонического покрова (аллохтона) по волнистой поверхности домезозойских комплексов (автохтона) не могло обойтись без больших разрушений. Доказательством того, что они действительно имели место, являются пачки тектонических брекчий, катаклазитов, милонитов и перемятости пород, которые не раз видели (хотя и не всегда правильно интерпретировали) как в прикровельной части автохтона, так и в

приподошвенной части аллохтона (скважина Южно-Леушковская-2).

Ещё один крупномасштабный итог киммерийской складчатости палеозоя Донецкого кряжа деформации. вовлечение в Громада тектонического покрова, надвигавшаяся на полого наклонённые осадочные бульдозерное воздействие (бульдозинг) толщи, оказала на них И превращению исходно платформенной структуры способствовала синеклизы – в складчатое сооружение Донецкого кряжа. Возможно, что и ещё какие-то тектонические силы, налегая на синеклизу сбоку (с южной стороны), сжимали её, сокращали ширину за счёт складкообразования, иными словами, за счёт скучивания. Параллельно и как следствие тех же причин усилилась углефикация углей, которые перешли в антрациты. Того возраста угли Днепровско-Донецкого прогиба. не испытавшие же напряжений динамометаморфизма, остались каменными и бурыми.

Донецкий кряж, если вникнуть в своеобразие его геологии, выглядит как тектонический блок, который «причалил» откуда-то с юго-востока (?) и вклинился в поле чуждых ему пород Восточно-Европейской платформы. Такое предположение подтверждается скачкообразным, с большим контрастом, изменением домезозойской части разреза Донецкого кряжа за пределами его северной и южной границ. Весьма многообразные по форме тел триас-юрские малые интрузии в карбоне Донецкого кряжа – это магма, которая застыла в каналах, подводивших её от магматического очага к поверхности. Вулканические постройки и продукты вулканической деятельности не сохранились – их без остатка уничтожила эрозия, что говорит о большой глубине эрозионного среза.

Основательности анализа фактического материала пока не хватает для того, чтобы достоверно и однозначно воспроизвести последовательность названных событий на Донецком кряже – интенсификации деформаций (с возникновением довольно крутых складок и разломов с большими смещениями), метаморфизма углей до состояния антрацита, горизонтальных передвижений как минимум одного тектонического блока и интрузивного магматизма. Но одно не вызывает сомнений – все они порождены киммерийской эпохой складчатости.

Тектонический покров выходит на поверхность в Северной Добрудже, Горном Крыму и Открытом Донбассе Донецкого кряжа, на остальном пространстве погребён под верхнемезозойско-кайнозойским платформенным чехлом.

Из сказанного следует вывод: другого кандидата на роль складчатого фундамента Скифской плиты, кроме раннемезозойского конседиментационного тектонического покрова, нет. А это означает, что Скифская плита является эпикиммерийской молодой платформой.

Scythian plate which separates the ancient East European platform from the Alpine folded belt is a young epikimmerian platform. Its folded basement is a tectonic nappe.

### Харин Г.С.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: <u>kharin@atlas.baltnet.ru</u>)

### Периодичность преобразований магматических пород и формирование литосферы океана Kharin G.S.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

# Periodicity of the magmatic rock alteration and the oceanic lithocphere formation

Ключевые слова: литосфера, срединные хребты, базальты, габбро, перидотиты, рифтовая зона, плюмы, типы преобразований (гидротермальный, гальмиролитический, метасоматический, метаморфический), магматические камеры

Магматический фундамент литосферы океана формируется в рифтовой зоне срединных хребтов и здесь же начинается их преобразование за счет конвективной циркуляции морской воды по трещинам и порам в базальтах, габброидах, перидотитах. Периодичность преобразований обусловлена главным образом периодичностью магматических и тектонических процессов с обрушением кровли магматических камер при их опустошении, когда морская вода проникает вплоть до мантии, вызывая замещение первичных магматических минералов вторичными (смектитами, серпентинитами, глинистыми и рудными минералами).

1. Океанская литосфера большей частью формировалась в рифтовой зоне срединных хребтов при излиянии базальтовых лав, внедрении даек, основных и ультраосновных интрузий. В этой же зоне начинаются процессы преобразования магматических пород при конвективной циркуляции морской воды по трещинам и порам в базальтах, габброидах, перидотитах с метасоматическим замещением их сульфидными рудами меди, цинка и благородными металлами.

По мере отхождения участков новообразованной океанической коры от оси спрединга нарастают процессы гальмиролиза, а погружение их на глубину вызывает метаморфические изменения первичных магматических минералов и замещение вторичными (смектитами, серпентинитами, глинистыми и др.) (рис.).

Проблема изучения преобразований магматических пород дна океана имеет не только важное теоретическое значение для познания истории формирования океанической литосферы, но и практическое, т.к. с ней связаны процессы рудообразования в океане. Изучением частных вопросов этой проблемы занимались многие исследователи в Советском Союзе, России и за рубежом.

Нами была предложена методика изучения процессов преобразования магматических пород литосферы океана, позволившая раскрыть их

историзм и эволюцию от момента зарождения океана до нашего времени [1].

Были использованы данные по минералогии, химии, петрохимии магматических пород Атлантического и Тихого океанов по профилям от рифтовых зон (0 млн. лет) до западных и восточных окраин океанов (170 млн. лет). Статья с изложением методики и полученных результатов была опубликована в рецензируемом журнале «Петрология» [1] и отмечена 1-й («Международная Академическая премией МАИК Издательская компания»), как лучшая в издаваемых ею журналах. Кроме этой работы проблемы преобразования магматических пород И формирования литосферы океана освещены автором в других статьях и сборниках.

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Периодичность преобразований пород океанической литосферы обусловлена главным образом периодичностью магматических и тектонических процессов.

2. Преобразования магматических пород 2-го слоя (базальтового) океанической литосферы осуществляются при их взаимодействии с океанической водой, циркулирующей в конвективных гидротермальных системах под влиянием тепла магматических очагов, а также при излиянии лав на дно океана. Проникновение океанической води в более глубокие слои литосферы происходит по тектоническим разломам, возникающим при опустошении магматических камер и обрушении кровли. При этом вода проникает вплоть до мантии и преобразует габброиды и перидотиты.

3. Наиболее короткая (доли часа — сотни лет) периодичность преобразования магматических пород океана выявляется по ритмичной полосчатости и зональности вторичных минералов и агрегатов (смектита, глауконита, арагонита, кальцита и других), а также по генерациям прожилков, сформированных в близких условиях. Эта периодичность может быть связана с роями землетрясений и тектонических подвижек коры, влияющих на циркуляцию гидротермальных растворов (рис.).

4. Более крупная периодичность (тысячи — первые сотни тысяч лет) устанавливается в разрезах океанической коры (по скважинам) по комплексу признаков: вариациям окисленности, гидратированности, набору вторичных минералов и генерациям прожилков, отличающихся по условиям образования. Эта периодичность, скорее всего, связана с импульсами магматических проявлений и стадиями развития близповерхностной магматической камеры (стадиями наполнения— опустошения в авторской интерпретации, или магматическими циклами Хиндмана).

5. Периодичность более высокого порядка (20–25 млн. лет) определяется по данным о степени преобразованности магматических пород (окисленности, гидратированности и другим признакам) в латеральных разрезах океанической коры от рифтовой зоны к окраинам

океана. Она связана с периодичностью океанического магматизма, обусловленного, видимо, изменениями конвективных процессов в мантийных зонах генерации магм.

6. Наиболее крупная периодичность преобразований магматических пород (60–70 млн. лет) выявлена в океанической коре современных океанов по данным анализа схемы корреляции различных эндогенных и экзогенных обстановок (рис.). Эта периодичность связана с глубинными процессами во внешнем ядре и нижней мантии.

7. Высокая преобразованность магматических пород в океане в меловой период была обусловлена интенсивным поступлением глубинных суперплюмов, что привело к усилению ряда эндогенных и экзогенных процессов. Это, в свою очередь, вызвало более интенсивное формирование месторождений некоторых видов минеральных ресурсов как в океанах, так и на континентах.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Харин Г.С. Периодичность преобразований магматических пород и формирования литосферы океана // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 579–590.

2. Лисицын А.П. Палеоокеанология // Океанология. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 386–407.

3. Larson R.L. Geological consequences of superplumes // Geology. 1991. V. 19. № 6. P. 963–966.

4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. № 3. С. 92–109.

5. Будыко М.Н., Ронов А.Б., Яншин А.А. История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 210 с.

6. Милановский Е.Е. Пульсация Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 2–25.

The magmatic foundation of the ocean's lithosphere is formed in the rift zone of the midoceanic ridges, and here their transformation begins due to convective circulation of sea water along cracks and pores in basalts, gabbroids, peridotites. The periodicity of the transformations is mainly due to the periodicity of the magmatic and tectonic processes with the collapse of the roof of the magmatic chambers during their emptying, when the seawater penetrates up to the mantle, causing secondary magmatic minerals to be replaced by secondary ones (smectites, serpentinites, clay minerals and ore minerals).



Рисунок. Схема корреляции эндогенных и экзогенных обстановок за последние 160 млн. лет: Колонки: 1 – палеотемпературы (°С) придонных вод центральной части Тихиго океана по анализу бентосных фораминифер (Фб) и по изотопам кислорода в рострах белемнитов (Рб), данные взяты из [2], 2 – объем (V км<sup>3</sup>/год) мантийных плюмов в океанах [3] и площадь (S, км<sup>2</sup>/год) созданной спредингом океанической коры [4], 3 – относительные массы кислорода (Мо) и углекислого газа (Мс) в атмосфере [5], 4 – степень преобразованности 2-го слоя океанической коры по коэффициенту окисленности (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO – сплошная линия) и по величине гидратированности (Σ H<sub>2</sub>O – пунктир) базальтов [1], 5 – эвстатические колебания уровня океана в метрах выше современного уровня. Обобщенная кривая взята из [6].

### Хуторской М.Д.

(Геологический институт РАН, Москва)

### Геотермическая асимметрия структурных элементов океанической коры Khutorskoy M.D.

(Geological Institute RAS, Moscow)

### Geothermal asymmetry of the structural elements of the oceanic crust

Ключевые слова: тепловой поток, трансформный разлом, асимметрия, абиссальная котловина, Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие, активная и пассивная части трансформного разлома, теплопроводность, конвективный тепломассоперенос

Приведены результаты статистического анализа распределения теплового потока в структурно-морфологических зонах вдоль геотраверсов, пересекающих Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие, Аравийско-Индийский, Мальдивский и Центрально-Индийский хребты. Обнаружены статистически значимые различия средних значений теплового потока на склонах хребтов и в смежных абиссальных котловинах. Сопоставление геотермической асимметрии со структурно-морфологическими и геофизическими данными позволило предложить модели для объяснения этого явления. Предполагается, что уже после формирования океанической коры образовались вторичные неоднородности в структуре литосферы, обусловившие геотермическую асимметрию. Сделано предположение, что модель ортодоксального спрединга не согласуется с новыми фактическими данными. Фоновые значения теплового потока оказались различными в разных абиссальных котловинах. Это дало основание для выводов о специфической тектонической истории этих структур и о влиянии вторичных термических процессов, проявлявшихся асимметрично относительно срединно-океанических хребтов.

Проведенные нами ранее детальные исследования теплового потока в пределах склонов срединно-океанических хребтов (СОХ) и смежных абиссальных котловин показали, что тепловой поток не является везде симметричным относительно оси хребта, а подчинен сложному механизму перераспределения, зависящему от многих геологических причин, связанных с тектоникой и особенностями строения литосферы этих зон. Таким образом, был установлен факт геотермической асимметрии склонов хребта и смежных абиссальных котловин во всех океанах [1–3], подтвержденный статистической проверкой выборок данных теплового потока по разные стороны от оси СОХ.

Установлено, что асимметрия параметров теплового поля (температуры и плотности теплового потока) не является уникальным явлением для пересечений СОХ. Независимыми исследованиями была доказана

асимметрия магнитного поля [4] и структуры океанической коры [5] относительно Срединно-Атлантического хребта.

В данной работе мы провели сравнение измеренных величин теплового потока вдоль широтных трансформных разломов экваториальной Атлантики, пересекающих ось Срединно-Атлантического хребта. Это дало возможность статистически проанализировать распределение теплового потока, приуроченного к разломам по разные стороны от оси хребта. Объектами исследования были разломы, наиболее полно изученные в геотермическом отношении: Вима, Долдрамс, Сьерра-Леоне, Сан-Паулу и Романш (рис.).

Для изучения геоэнергетики океанической литосферы в районе COX трансформные разломы являются уникальными «полигонами». Дело в том, что измерения теплового потока в осевой зоне хребта дают очень большой разброс значений – от ураганно высоких до нулевых и даже отрицательных. Особенно это заметно в районах с незначительной мощностью донных илов, перекрывающих породы второго слоя океанической коры. При этом в пропорциях проявляются разных два главных механизма тепломассопереноса. В случае только кондуктивного переноса тепла, как правило, наблюдаются аномально высокие значения теплового потока в СОХ. Но если происходит конвективная разгрузка субаквальных флюидов на дно, то измеренный тепловой поток может меняться от положительных до отрицательных значений, в зависимости от траектории движения разгружающегося флюида. Это вовсе не значит, что в пункте измерения тепло не удаляется из литосферы. Просто здесь оно целиком выносится конвекцией при почти нулевом или не превышающем адиабатического (0.4 мВт/м<sup>2</sup>) кондуктивном тепловом потоке внутри восходящей ветви конвективной гидротермальной ячейки («адвективной струи») [6]. В трансформных разломах их троговая наиболее глубинная часть всегда перекрыта относительно мощным слоем донных осадков, что препятствует адвективной разгрузке глубинного тепломассопотока или экранирует его конвективную составляющую. Это позволяет погружными зондами измерить полный вынос тепла в осевых зонах СОХ. Именно поэтому мы назвали зоны трансформных разломов «уникальными полигонами».

Для оценки статистически значимого различия средних значений теплового потока в исследуемых выборках использовался критерий Крамера-Вэлча (*T*). Для его реализации находят значение

$$T = \frac{\sqrt{mn} \cdot (\bar{x} - \bar{y})}{\sqrt{ns_x^2 + ms_y^2}},$$

где  $\overline{x}$ ,  $S_{\overline{x}}^{2}$ , n и  $\overline{y}$ ,  $S_{\overline{y}}^{2}$  и m, соответственно, выборочные средние, дисперсии и количество данных по двум сравниваемым выборкам. Если

 $T < \varphi \left(1 - \frac{\alpha}{2}\right)$ , где  $\varphi \left(1 - \frac{\alpha}{2}\right)$  – значение обратной функции нормального распределения от уровня значимости  $\alpha$ , где  $\alpha$ =1-Р, Р – доверительная вероятность, то принимают гипотезу об однородности средних значений теплового потока, т.е. существование асимметрии не подтверждается. Если

 $T \ge \varphi \left(1 - \frac{\alpha}{2}\right)$ , то принимают гипотезу о том, что средние значения по рассматриваемому признаку неоднородны и асимметрия подтверждается.

На рисунке показаны гистограммы сравнения средних значений теплового потока пассивных частей четырех трансформных разломов экваториальной Атлантики. Для всех структур западная («бразильская») ветвь трансформного разлома характеризуется более высоким тепловым потоком, чем восточная («гвинейская») ветвь, и это различие подтверждается при критериальной статистической проверке во всех случаях. Рассматриваемые выборки по среднему значению теплового потока статистически различны с доверительными вероятностями от 0.9 до 0.99.



Рисунок. Гистограммы сравнения средних значений (вверху колонок) в выборках теплового потока для западной и восточной периферии трансформных разломов. Цифры внутри колонок – количество измерений в выборках.

Традиционно, асимметричное распределение геофизических полей флангов СОХ связывают, прежде всего, с глубинными и коровыми неоднородностями литосферы, с различием в ее мощности и, возможно, с особенностями тектонической истории этих частей срединного хребта [7–9]. Но трансформные разломы генетически связаны со спредингом океанских плит, поэтому доказанную асимметрию теплового поля нужно объяснять либо несимметричным спредингом, происходящим с большей скоростью на западном фланге хребта, чем на восточном, либо смещением магматического очага в западном направлении.

Предположение о смещении магматического очага в западном направлении относительно оси срединного хребта более реально, т.к. структурная неоднородность, тектоническая расслоенность коры и инерционность фракционно расплавленного вещества литосферы внутри ее твердой субстанции при вращении планеты создают предпосылки для отклонения канала разгрузки глубинного тепломассопотока к западу от ортогональной относительно поверхности дна траектории.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Асимметрия распределения теплового потока вдоль Анголо-Бразильского геотраверса (Южная Атлантика) // Докл. РАН. 1998. Т. 355. № 4. С. 433–437.

2. Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–42.

3. Хуторской М.Д., Тевелева Е.А. Тепловой поток в абиссальных котловинах Пацифики и Атлантики //Мониторинг. Наука и технологии. 2016. № 4(29). С. 20–27.

4. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Осипов В.А. Структура аномального магнитного поля от срединного хребта до Ангольского шельфа // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л., 1986. С. 70–80.

5. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 163 с. (Тр.ГИН РАН, вып.495).

6. Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Тепловой поток в трансформных разломах Северной Атлантики и Юго-Восточной Пацифики // Геотектоника. 2017. № 2.

Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС. 2001.
292 с.

8. Blackman D.K., Karson J.A., Kelley D.S. et al. Geology of the Atlantis Massif (MAR 30°N): implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex. //Mar. Geophys. Res. 2004. V. 23. P. 443–469.

9. Parsons B., Sclater I.C. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J.Geophys.Res. 1977. V. 82(5). P. 883–890.

Results of the statistical analysis of heat flow distribution in structural-morphological zones along geotraverses crossing the Mid-Atlantic ridge, East-Pacific rise, Arabian-Indian, Maldyvian and Central-Indian ridges are indicated. The statistically signi-fies of distinction of heat flow means are found for the ridges slopes and for the adjacent abyssal basins. Comparison of thermal asymmetry with morphological and geophysical one allowed to propose models for the explanation of the reasons of this phenomenon. It is

supposed, that already after the oceanic crust creation were forming the secondary heterogeneouses in the lithosphere structure due to geothermal asymmetry. It was the proposal orthodoxal spreading model is no conform to the new data. Background heat flow was various in different abyssal basins. This provided for conclusions about the specific tectonic history of these structures and the impact of the secondary thermal process to be asymmetrical with respect to the mid-ocean ridges.

### Цуканов Н.В., Дозорова К.А.

(Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, email:kambear2011@yandx.ru, karina.dozorova@yandex.ru)

# Геодинамическая позиция меловых вулканических комплексов южного сегмента Кроноцкой палеодуги Tsukanov N.V., Dozorova K.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

# Geodynamics position of Cretaceous volcanic rocks of the south part Kronotsk paleoarc

Ключевые слова: вулканические дуги, Камчатка, внутридуговой рифт, геохимия, изотопия, геодинамика.

Представлены новые данные по геохимическому и изотопному составу вулканических пород Кроноцкой палеодуги (Камчатка). Составы изученных пород сравниваются с составами базальтов различных вулканических зон Идзу-Бонинской дуги. Полученные результаты позволили предположить, что вулканиты известковощелочной серии формировались в тыловой зоне палеодуги, а низкокалиевые толеиты, вероятно, маркируют зону внутридугового рифта.

Изучение состава вещественных комплексов и геодинамики древних островных дуг, входящих в виде тектоно-стратиграфических террейнов в аккреционную структуру обрамления Тихого океана является актуальной позволяющей восстановить палеотектонические обстановки задачей. развития и эволюцию активных континентальных окраин, но наталкивается на многочисленные сложности, связанные с покровным строением этих районов, плохой стратиграфической и временной корреляцией различных структурно-вещественных комплексов и значительными вторичными изменениями пород. В последние годы на основе комплексных петрологогеохимических и геолого-геофизических исследований была создана объединенная модель магмообразования в надсубдукционной области мантийного клина [1]. Такие исследования проводились в пределах Идзу-Бонинской островодужной системы, где отчетливо проявлена и хорошо изучена латеральная и поперечная зональность. В строении этой вулканической дуги [2, 3] в крест простирания от глубоководного желоба до задуговых впадин выделяются следующие зоны: фронтальная (толеитовая); внутридугового рифта (толеитовая); тыловых вулканических поднятий (известково-щелочная, средне-высококалиевая). Опираясь на данные по составу вещественных комплексов современных островных дуг можно реконструировать зональность и геодинамику палеодуг аккреционных областей.

Кроноцкая энсиматическая вулканическая палеодуга формировалась на коре океанического типа на протяжении длительного времени с позднего

мела до середины эоцена [4]. Анализ состава вулканических комплексов показывает гетерогенность их составов вдоль дуги и во времени. В северных сегментах для меловых комплексов характерны низкокалиевые толеитовые серии, а в южном сегменте преимущественно развиты известково-щелочные серии пород, что не характерно для энсиматических дуг [5, 6]. Более поздний эоценовый вулканизм является более однородным и относится к толеитовой серии островных дуг. Полученные нами новые данные по химическому, редкоземельному и изотопному составу пород южного сегмента Кроноцкой палеодуги [5, 6], а также уточнение возраста пород вулканогенно-осадочных комплексов позволяют сравнить условия их формирования с данными по другим энсиматическим современным дугам и определить геодинамические условия их формирования.

В структуре Шипунского п-ова и мыса Налычева распространены различные, разновозрастные структурно-вещественные комплексы. формировавшиеся в пределах вулканической дуги (шипунская, налычевская толщи и кроноцкая серия) и океанического или окраинноморского бассейна (ветловский комплекс). Кампан-палеоценовый этап магматизма в южном сегменте Кроноцкой палеодуги характеризуется излиянием дифференцированных серий пород, относящихся как к толеитовой, так и к умеренно калиевой известково-щелочной сериям островных дуг [5,6]. При формирование этих магматических комплексов этом происходило синхронно. Такой тип вулканизма характерен только для южного сегмента Кроноцкой палеодуги и отличается от одновозрастного вулканизма северных сегментов (п-ова Камчатский Мыс и Кроноцкий), где в сантонемаастрихте, кампане-палеоцене происходило формирование пород толеитовой и высокоглиноземистой толеитовой серий. По времени проявления и характеру магматизма кампан-палеоценовые образования южного сегмента Кроноцкой палеодуги сходны с образованиями Ачайваям-Валагинской палеодуги, для которой характерен вулканизм толеитовой, известково-щелочной и реже шошонитовой серий [7]. Эоценовый этап вулканизма широко проявлен во всех сегментах Кроноцкой палеодуги, и представлены магматические комплексы породами слабо высокоглиноземистой лифференцированной толеитовой серией И характеризуются сходным химическим составом [8].

Магматические породы шипунской толщи из района бухты Бечевинская (Шипунский п-ов) по химическому составу характеризуются широким диапазоном составов пород от базальтов до риодацитов (SiO<sub>2</sub> – 48–72% вес.). Все они имеют низкие содержания титана (0.5–1.1%). Наблюдаются значительные колебания состава петрогенных элементов. Отмечается отрицательная корреляция по соотношению FeO\*, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO к SiO<sub>2</sub>. На диаграмме зависимости щелочности от кремнезема породы попадают в поле низкокалиевой толеитовой и умеренно калиевой известково-щелочной серий. Это находит отражение в распределении редких и редкоземельных

элементов. Породы известково-щелочной серии имеют распределение РЗЭ сходное с магматическими породами мыса Налычева и с кварцевыми Шипунского массива. Для остальных пород характерно диоритами толеитовое распределение РЗЭ. но они отличаются по уровню концентрации, что, вероятно, указывает на различную степень дифференциации изученных пород. На мультиэлементной диаграмме для изученных пород характерны минимумы высокозарядных элементов (HFSE - Nb,Ta, Ti, Th) и высокие содержания Sr, за исключением кислых пород. Имеющиеся данные по изотопии неодима не дают основание предполагать возможность контаминации исходных расплавов вешеством континентальной коры.

Сравнительный анализ составов вулканитов Шипунского п-ова и составов пород из вулканических зон северной части Идзу-Бонинской дуги позволяет предположительно определить области формирования изученных пород в пределах палеоостроводужной системы. На диаграмме зависимости Ba/Nb -Th/Nb (рис.) [9], на которой Ва и Th выступают как компоненты, поступающие в область мантийного магмообразования из зоны субдукции: Ва, как компонент легко растворимый и переносимый в водосодержащих флюидах, а Th, растворяется и выносится при плавлении осадков океанической коры. На диаграмме поля пород фронтальной зоны Идзу-Бонинской луги обладают относительно более высокими Ba/Nb (предположительно обогащены метабазальтовым компонентом), тогда как составы тыловой зоны имеют относительно более высокие Th/Nb (предположительно обогащены осадочным компонентом). Поле составов междугового рифта занимают промежуточное положение.



Рисунок. Диаграммы соотношения Th/Nb-Ba/Nb и Sm/La-Th/La: 1-3вулканические породы: 1 – мыса Налычева; 2–3 Шипунского п-ова (2 – толеитовой, 3 – известково-щелочной серий). Поля составов базальтов для фронтальной зоны (сплошная линия), зоны внутриостроводужного рифта (точечный пунктир), тыловой зоны (штриховая линия) вулканических поднятий дуги Идзу по [2, 10].

Низкокалиевые базальты Шипунского п-ова попадают в поле пород фронтальной зоны и междугового рифта, а значительная часть образцов известково-щелочной серии мыса Налычева и Шипунского п-ова занимают позицию между полями составов как фронтальной, так и тыловой вулканической зоны, что, по-видимому, может указывать на смешанный состав флюида.

Одним из индикаторов меры участия осадочного компонента в составах базальтов островных дуг является соотношение Sm/La – Th/La [10] (рис), при этом дуги, под которые субдуцируется незначительное количество осадков, должны иметь близкие к мантийным значения Th/La, а в дугах с большими объемом поступающих осадков значения Th/La должно приближаться к таковым в осадках. На этой диаграмме расположение точек составов низкокалиевых базальтов Шипунского п-ва также попадает в поле междугового рифта. Они показывают вариации значений Th/La в пределах (0.05-0.15). А почти все известково-щелочные вулканиты укладываются в поле тыловой зоны вулканических поднятий Идзу-Бонинской дуги. Следует отметить, что точки составов низкокалиевых толеитовых базальтов образуют на диаграмме независимый, параллельный тренд, попадая в поле составов междугового рифта. И только два образца попадают в поле фронтальной зоны островной дуги, это дает основание предполагать, что мыса Налычева так и Шипунского п-ова базальты. как могли формироваться в тыловой области позднемеловой палеодуги.

Такой вывод также находит подтверждение при анализе изотопных отношений Nd. Sr И Pb. Участие флюида, отделяющегося OT метаморфизованной коры И взаимодействующего с мантийными расплавами во фронтальной части островной дуги, обуславливает более высокие значения изотопов Sr, Pb и Nd в низкокалиевых толеитах Идзу-Бонинской дуги по сравнению с базальтами тыловой зоны. На диаграмме изотопных отношений <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb - <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr - <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd породы известково-щелочной серии мыса Налычева ближе к полю базальтов тыловой зоны, а фигуративные точки низкокалиевых базальтов смещены ближе к полю фронтальной зоны дуги.

Проведенные исследования позволяют предполагать, что формирование сантон-кампан-палеоценовых вулканических комплексов южного сегмента Кроноцкой палеодуги формировались в тыловой области дуги, а толеитовые базальты – в начальной стадии зарождения внутридугового рифта.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-01892).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kimura J-I., Stern R.J. Neogene volcanism of the Japan island arc: The K-h relations revisited // Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution and ore deposits: Arisona Geological Society Digest 22. 2008. P. 187–

202.

2. Ishizuka O., Taylor R.N., Milton J.A. et al. Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space – Constraints from high-precision Pb isotopes. // J. Volcanology and Geothemal Research. 2006. V. 156. № 3–4. P. 266–290.

3. Straub S.M., Layne G.D., Schmidt A., et al. Volcanic glasses at the Izu arc volcanic front: New perspectives on fluid and sediment melt recycling in subduction zones// Geochemistry, Geophisics, Geosystems, 2004. V. 5. № 1. Q01007.

4. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.

5. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П. Тектоностратиграфические комплексы Южного сегмента кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская Геология. 2014. № 4. С. 3–17.

6. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Савельев Д.П. Новые данные о составе и строении вулканических комплексов мыса Налычева и полуострова Шипунский (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 21–30. 7. Сухов А.В., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В., Рукавишникова Д.Д. Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой ачайваямвалагинской палеодуги в структуре хребта кумроч (восточная Камчатка) // краунц. Науки о Земле. 2016. Т. 32. № 4. С. 20–34.

8. Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) //Доклады Академии наук 2008. Т. 418. № 2. С. 232–236.

9. Hochstaedter A.F., Gill J.B., Peters R., et al. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Cotributions from subduction slab // Geochemistry, Geophisics, Geosystems, 2001. V. 2. № 7. 1019.

10. Plank T. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // J. Petrology. 2005. V.46.  $N_{2}$  5. P. 921–944.

New data on isotopic-geochemical composition of igneous rocks of Kronotsk paleoarc (Kamchatka) are presented. Compositions of the studied rocks were compared with composition of basalts different volcanic zones of Idzu-Bonin Island Arc. The obtained results give us grounds to suppose that the rocks calc-alkaline series were formed in back arc zone of the volcanic arc and low-potassium tholeiites apparently were formed in frames of the inter-arc rift.

### Цуканов Н.В.<sup>1</sup>, Соколов С.Д.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Йнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, еmail:<u>kambear2011@yandx.ru;</u> <sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, еmail:<u>sokolov43@mail.ru</u>)

### Возраст и состав вулканических комплексов Алазейского плоскогорья (северо-восточная Якутия). Tsukanov N.V.<sup>1</sup>, Sokolov S.D.<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; <sup>2</sup>Geological Institute RAS, Moscow) Age and composition of volcanic complexes Alazey Plateau (North-East Yakutia)

Ключевые слова: дациты, базальты, U–Pb датирование, цирконы, K-Ar возраст, магматизм, Алазейское плоскогорье, Якутия.

Проведено определение возраста пород с использованием U-Pb датирования цирконов из дацитов и K-Ar метода по полевому шпату и по основной массе из дацитов и базальтов из меловой вулканогенной толщи Алазейского плоскогорья Колымо-Индигирской складчатой области Северо-Востока России. Исследования позволили установить возраст дацитов дифференцированной серии, формирование которой происходило в пределах вулканических поясов, как апт-сеноманский (106–97 млн. л.). Возраст базальтов толеитовой серии является палеоценовым (59 млн. л.). Эти породы характеризуют этап развития региона, связанный с режимом растяжения и рифтообразования.

ВВЕДЕНИЕ. Нами был изучен химический, микроэлементеный и изотопный состав и определен возраст (с использованием U-Pb датирования вулканических цирконов и K-Ar метода) комплексов, развитых в части Алазейского плоскогорья Колымо-Индигирской центральной складчатой области, в бассейне р.р. Сев. Седедема – Кылах (рис. 1а). В пределах Алазейского плоскогорья Колымо-Индигирской складчатой области Северо-Востока России меловые вулканогенно-туфогенные породы дислоцированных залегают на интенсивно образованиях позднепалеозойско-юрского возраста с резким угловым И несогласием маркируют стратиграфическим И заключительный этап формирования структуры этого региона. Возраст вулканических комплексов до настоящего времени определяется по косвенным данным (они перекрывают триас-юрские отложения) и в нижней части разреза содержат остатки флоры [1, 2]. Полученные нами новые данные по возрасту вулканитов, развитых в пределах Алазейского плоскогорья, в бассейне рр. Кадылчан-Северная Седедема, позволяют более точно определить время формирования этих слабоизученных образований. Меловые вулканиты центральной части Алазейского плоскогорья по данным геолого-съемочных работ разделяются на несколько свит (нельканская, чебыгылахская, кадылчанская, североседедемская и хангатасская) [1]. Нами изучены породы североседедемской и хангатасской свит, возраст которых по [1] принимается как позднемеловой и кампан-маастрихтский соответственно. Нами определения возраста пород проведено с использованием урансвинцового (U-Pb) изотопного датирования цирконов из дацитов, и K-Ar метода по полевому шпату и по основной массе из дацитов и базальтов.

Североседедемская свита (мощностью до 600–700 м) сложена трахитами, дацитами, трахидацитами, риолитами и туфами кислого состава, реже отмечаются трахиандезиты. В поле распространения этой свиты картируются экструзивные купола, образованные риолитами и трахириолитами. Хангатасская свита образована серией лавовых потоков (до 10–30 м мощности) и сложена преимущественно базальтами, андезибазальтами, андезитами, реже дацитами, в разрезе присутствуют также туфы и шлаки. Видимая мощность свиты не превышает 400 м.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ. Популяция цирконов трахидацита составляет однородную группу И представлена ИЗ относительно крупными (от 200 до 450 мкм) идиоморфными коротко и vллинненно-призматическими кристаллами. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона показывают наличие хорошо выраженной магматической зональности с интенсивным свечением. Магматическая зональность чаще всего параллельна кристаллографическим ограничениям. Ксеногенные ядра отсутствуют, что указывает на магматическое происхождение популяции цирконов. Среднее значение возраста по 10 точкам 106.6+1.3 млн.л, MSWD =0.86. (рис. 1б).

В верхней части ручья Базового были отобраны образцы трахидацита из верхней части североседедемской свиты и базальта из нижней части хангатасской свиты. Для определения возраста трахидацита были использованы полевой шпат и основная масса, а для базальта – плагиоклаз. Для трахидацита были получены близкие значения возраста 97.7 и 100.6 млн. л., которые хорошо коррелируются с возрастом, полученным по цирконам (106.6 млн.л.). Для базальта хангатасской свиты был получен более молодой возраст 59.9 млн.л.

Ранее [3] вулканиты североседедемской и хангатасской свит по химическому составу были объединены в две группы: первая из них, к которой относятся трахидациты североседедемской свиты, представлена породами, образующими дифференцированную известково-щелочную серию от андезибазальтов до дацитов и риолитов, а вторая представлена потоками базальтов, которые перекрывают образования североседедемской свиты и долеритами, которые в виде даек и силлов находятся в поле развития пород североседедемской свиты в непосредственной близости от контакта с образованиями хангатасской свиты.

В породах дифференцированной серии содержание SiO<sub>2</sub> колеблется от 54.75% до 74.5%. Наблюдается прямая корреляция между SiO<sub>2</sub> и

петрогенными окислами. С возрастанием концентрации SiO<sub>2</sub> уменьшаются концентрации TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, а также Sc, V, Co, Sr. Характерной чертой этих вулканитов является высокое содержание щелочей (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O= 7–11%), при этом часто наблюдается превышение концентраций K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O. Очевидно, что все данные вулканиты являются производными первичных расплавов близких по составу, которые плавились и дифференцировались в близких условиях. Для пород дифференцированной серии характерен обогащенный фракционированный характер спектров P3Э (La/Sm)<sub>n</sub> = 2.05–2.98 и (Sm/Yb)n = 1.96–2.65.



Спайдерграммы вулканитов дифференцированной серии (рис. 1в) имеют характерную отрицательную аномалию Nb и Ta, что свойственно для расплавов, которые генерировались в надсубдукционном мантийном клине островодужных условиях. На этих спайдерграммах наблюдаются в отчетливые отрицательные аномалия Sr и Eu, что также свидетельствует о фракционировании из расплава плагиоклаза. На спайдерграмме трахидацита (1105/13) выделяются положительные аномалии Zr и Hf. Совместное появление этих аномалий указывает на присутствие в породе зерен циркона. Базальт относится ко второй группе пород, которая по всем петрогеохимическим параметрам резко отличаются от пород дифференцированной серии [3]. В соответствии с низкими концентрациями P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, K<sub>2</sub>O (0.15, 0.11) и средними содержаниями TiO<sub>2</sub> (0.95), они близки по составу к базальтам толеитовой серии. Это подтверждают и данные по содержанию в них других петрогенных оксидов и редких элементов. Спектры РЗЭ носят деплетированный характер (La/Sm)<sub>n</sub> = 0.74-0.86 и (Sm/Yb)n = 1.17-1.49, при этом они характеризуются высокими содержаниями Zr (Zr/Y до 3.14) и высоким отношением Zr/Nb (более 34). Спайдерграммы (рис. 4) также характерны для пород толеитовой серии с  $(Nb/La)_n = 0.51-0.61$  и  $(Th/Nb)_n = 0.65-0.89$ .

Изотопные составы трахидацита и базальта в целом характеризуются деплетированными значениями єNd(T) (+4.7 у трахидацита и +9.04 у базальта). Высокие значения єNd(T) для наименее фракционированного базальта соответствуют обедненному мантийному резервуару типа MORB. Более низкие значения єNd(T) для трахидацита и, наблюдающаяся зависимость єNd(T) от содержания  $SiO_2$ , позволяют определенная предполагать контаминирование расплавов сиалическим материалом, которым, вероятно, являлись вмещавшие их вулканогенно-терригенные образования верхнего палеозоя-раннего мезозоя. Значения соотношения изотопов Sr и Pb у трахидацита несколько больше (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 0.7054), <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup> Pb (18.593), <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (15.531), <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (38.132) чем у базальта (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.7034, <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup> Pb (18.436, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=15.525, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 38.047). На диаграммах соотношения изотопов неодима и стронция фигуративные точки пород дифференцированной серии смещены в сторону ЕМІІ и попадают частично в поле Охотского сектора ОЧВП [4].

Исследование геохимического и микроэлементного состава пород показывает, что образования дифференцированной серии формировались в пределах вулканических поясов континентальных островных дуг или окраинных вулканических поясов [3].

Толеитовые базальты другого комплекса (59+9 млн. л.), вероятно, выплавлялись на сравнительно небольших глубинах в деплетированной мантии. Расплавы такого рода генерируются в условиях растяжения земной коры. Учитывая, геологическое положение этих пород, геодинамические особенности структуры региона в это время и особенности химического состава, можно предположить, что их формирование происходило в рифтовых зонах, образование которых сопровождало окончание развития окраинно-материкового вулканического пояса. В восточной Арктике и на ее известен кайнозойский вулканизм. обрамлении представленный базитовыми формациями, который проявлялся в виде небольших размеров покровов и даек [5]. Оливиновые базальты палеоцена - эоцена, встречаются в арктической части северной Якутии и Чукотки. Широко они проявились в западной части арктического бассейна в Гренландии. Предполагается, что они связаны с начальными этапами раскрытия Евразийского бассейна [6].

ВЫВОДЫ. Проведенные исследования позволяют установить возраст дацитов дифференцированной серии как апт-сеноманский (106–97 млн. л.). Формирование этих пород происходило в пределах вулканических поясов.

Возраст базальтов толеитовой серии является палеоценовым (59 млн. л.). Эти породы характеризуют этап развития региона, связанный с режимом растяжения и рифтообразования. Работа выполнена в рамках тем № АААА-А17-117030610114-1, № 0149-2014-0028 и № 0149-2015-0030 и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00795.

### 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. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Особенности состава меловых вулканитов Алазейского плоскогорья (северо-восточная Якутия) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 3. Вып. 27. С. 47–57.

4. Акинин В.В. Позднемзозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Автореф. дис.... д.г.-м., ИГЕМ РАН, 2012. 43 с.

5. Кораго Е.А., Столбов Н.М. Магматизм в неогейской геологической истории акваторий и прибрежных областей Российской Арктики // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Д.А. Додин, В.С. Сурков (ред.). С-П.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 238–251

6. 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.

U-Pb dating of zircons from dacites and K-Ar method for dacites and basalts were used to determine age of rocks belonging to Cretaceous volcanogenic formation of Alazey Plateau, Kolyma-Idigirka Orogene of the North Eastern Russia. The investigations allowed us to estimate age of dacites of differentiated series as Apt-Cenomanian (106–97 Ma); this series was formed in frames of volcanic belts. Basalts of tholeiitic series have Paleocene age (59 Ma). These rocks characterize region development stage associated with extension and rifting regime.

### Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: elcher@atlas.baltnet.ru)

### Общие черты в развитии вулканизма Гавайского и Африканского суперплюмов Chernysheva E.A., Eroshenko D.V. Common features in the volcanism evolution of the Hawaiian and African superplumes

(Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Мантийные суперплюмы, литосфера, метасоматоз, летучие компоненты, обогащение несовместимыми элементами, мелилититы, базальтоиды.

Важным моментом в развитии магматизма суперплюмов является метасоматическое преобразование мантийных перидотитов на границе астеносферы и литосферы, связанное с привносом плюмом летучих компонентов. Из новообразованного обогащенного субстрата на большой глубине выплавляются магмы мелилититов, на малой глубине – базальтоидов. По степени обогащенности редкими элементами они превосходят вулканиты щитовой стадии островов и базальты спрединговых хребтов.

К настоящему времени выявлено и подтверждено методами сейсмической томографии существование двух глубинных мантийных суперплюмов – Африканского и Тихоокеанского [1, 2]. С каждым из них связаны проявления множества более мелких плюмов разного возраста, интенсивное изучение которых продолжается многие годы. Привлекают внимание некоторые особенности эволюции состава вулканических пород, генерированных в областях активности данных суперплюмов.

Хрестоматийный образ наиболее изученного в Тихом океане -Гавайского плюма, «прожигающего» движущуюся над ним литосферную плиту, отражает лишь одну сторону этого удивительного и мощного проявления глубинной мантийной активности. Формирование Гавайской цепи вулканов происходило в четыре стадии [3-6] (рис. 1а). Основание островов сложено толеитовыми базальтами щитовой стадии (1), в отдельных деталях весьма похожими на спрединговые базальты MORB. На острове Лоихи им предшествуют базальты субщелочного состава. Базальты постщитовой стадии (2) на всех островах более разнообразны, вплоть до субщелочных и щелочных базальтов. Наиболее поздние вулканиты заключительной стадии (постэрозионной, «реювенильной») представлены серией щелочных базальтов (3), недосыщенных SiO<sub>2</sub> базанитов И нефелинитов (4) и мелилититов (5). Именно последние являются знаковым звеном в ряду вулканитов. Общая закономерность: в ряду вулканитов от начальной щитовой стадии (1) к более поздней постэрозионной (4-5) убывает степень парциального плавления субстрата, а глубина генерации магм увеличивается.

Проявления мелилититов известны на континентальных плитах (Африка, Америка, Азия, Австралия, Гренландия) и в тектонически связанных с ними районах (Япония, Малайта, о-ва Зеленого мыса, о-в Мадагаскар). Согласно данным многочисленных петрологических И экспериментальных исследований, образование мелилититов возможно плавления метасоматически преобразованных пишь в результате мантийных перидотитов [1, 7, 8 и др.], Флюиды, насыщенные летучими компонентами (С, Н, F и другими), способны извлекать из перидотитов целый ряд несовместимых редких элементов, так что образующийся в итоге субстрат, состоящий из силикатных и карбонатных расплавов низкой степени плавления, аномально обогащается Sr, Ba, Nb, Zr и легкими редкоземельными элементами. Обогащенность субстрата возрастает с увеличением глубины независимо от состава флюида [1, 7, 9]. Выплавление мелилитита возможно лишь при значительном преобладании СО2 в равновесном флюиде [7, 8]. Расплав мелилитита имеет специфическую структуру и пониженную вязкость вследствие низкого содержания кремнезема и глинозема, повышенного содержания СаО и высокого содержания растворенного в расплаве СО<sub>2</sub>. Мелилититы являются родственниками кимберлитов ближайшими и карбонатитов. Континентальные плиты большой мощности успешно экранируют поток глубинных летучих компонентов, поэтому в области воздействия Африканского суперплюма мелилититы, кимберлиты и родственные им карбонатиты пользуются наибольшим распространением.

Присутствие мелилититов на островах Гавайского архипелага позволяет утверждать, что на большой глубине (от 100 до 150 км), вероятно, у основания литосферной плиты, под островами, как и под Африканской плитой, происходили метасоматические процессы преобразования мантийных перидотитов. Подтверждением этому является присутствие многочисленных ксенолитов метасоматизированных перидотитов в вулканитах островов Оаху и Кауайи [3, 6, 10 и др.]. Особенно важный факт – присутствие микровключений алмаза в ксенолитах из кальдеры вулкана о. Оаху, подобно ксенолитам о-ва Сикоку (Япония) [11].

Экспериментальными исследованиями показано, что плавление метасоматически обогащенного мантийного субстрата в условиях высоких давлений  $CO_2$  от 10 до 6 ГПа на большой глубине приводит к образованию расплавов кимберлитов, при 6–5 ГПа – мелилититов, а с понижением давления до 4–3 ГПа на меньших глубинах образуются расплавы базальтов, пикритов, коматиитов [7]. На примере базальтов, ассоциирующихся с мелилититами в рифтовых зонах Африки и Европы можно видеть, что они значительно обогащены несовместимыми редкими элементами, но в меньшей степени, чем мелилититы. Подобный характер имеют и базальты района Хамада в Японии [11].

Ha Гавайях шелочные базальты. базаниты И нефелиниты постэрозионной стадии широко распространены не только на островах, но и на подводных возвышенностях North Arch и South Arch по обе стороны от Гавайской цепи островов [5, 12]. Как и в области влияния Африканского суперплюма, они имеют такую же специфическую характеристику повышенную обогащенность несовместимыми редкими элементами, не достигающую, однако, уровня мелилититов (рис. 1б). Метасоматическое преобразование мантийных пород здесь также происходило при участии обогащенных углеродом флюидов и карбонатитовых расплавов, но их накоплению здесь способствовала не континентальная литосферная плита большой мощности, как в Африке, а пластичная, не поврежденная спредингом океаническая литосферная плита с флексурами и рифтами [13]. Здесь, как и на континентальной плите, возможно образование интрузивных тел (Oaxy) и проявления эволюции щелочных расплавов [13, 14].

Таким образом, деятельность Африканского и Тихоокеанского суперплюмов проявляется в однотипных явлениях, связанных с потоками обогащенного углеродом и другими летучими компонентами мантийного вещества. Петрологические следствия этой активности одинаковы. Важно подчеркнуть, что накопления летучих компонентов не происходит в зоне океанического спрединга, с чем и связано отсутствие здесь вулканитов мелилититовой серии.

The main feature of the superplume volcanism evolution consists in metasomatic transformation of the mantle peridotites by the volatile components, transported by plumes at the base of lithosphere. Newgenerated enriched substance gives melts of melilitites in the deep and of basaltoids – on the shallower level. The enrichment of these volcanics in incompatible elements exceed the shield basalts of the islands and the basalts of spreading ridges.



Рисунок 1. а – Вулканиты о-ва Кауайи, Гавайи [6] на диаграмме щелочных пород по Le Bas [15]: 1 – щитовые базальты; 2 – постщитовые базальты; 3 –

щелочные базальты постэрозионные; 4 – базаниты и нефелиниты; 5 – мелилититы; 6 – базальты вулканических полей Северной и Южной дуги [5, 12].

б – Степень обогащенности Гавайских вулканитов Nb в зависимости от глубины выплавления (Ce/Y).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.

2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения «горячих точек» мантии современной Земли // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 654–658.

3. Clague D.A., Frey F.A. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii // J. Petrol. 1982. V. 23(3). P. 447–504.

4. Cousens B.L., Clague D.A. Shield to rejuvenated stage volcanism on Kauai and Niihau, Hawaiian islands // J. Petrol. 2015. V. 56(8). P. 1547–1584.

5. Frey F.A., Clague D., Mahoney J.J., Sinton J.M. Volcanism at the edge of Hawaiian Plume: petrogenesis of submarine alkalic lavas from the North Arch volcanic field // J. Petrol. 2000. V. 41(5). P. 667–691.

6. Garcia M.O., Swinnard L., Weis D. et al. Petrology, geochemistry and geochronology of Kauai lavas over 4,5 Myr: implications for origin of rejuvenated volcanism and the evolution of the Hawaiian plume // J. Petrol. 2010. V. 51. P. 1507–1540.

7. Gudfinnson G.H., Pressnall 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. P. 1645.

8. Wyllie P.J., Ryabchikov I.D. Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle // J. Petrol. 2000. V. 41(7). P. 1195–1206.

9. Горбачев Н.С., Костюк А.В., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное изучение изучение системы перидотит – H<sub>2</sub>O при *P* 3.8-4 ГПа, *T* 1000-1400<sup>0</sup> С: критические соотношения и вертикальная зональность верхней мантии // ДАН. 2015. Т. 461. № 4. С. 442–446.

10. Wirth R., Rochol A. Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 211. P. 357–369.

11. Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В. Следы континентального рифтогенеза на юго-западе Японской островной дуги // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 287–294.

12. Bergmanis E.C., Sinton J.M., Trusdel F.A. Rejuvenated volcanism along the southwest rift zone, East Maui, Hawai'i. // Bull. Volcanol. 2000. V. 62. P. 239–255.

13. Wilkinson J.F.G., Stolz A.J. Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma: the olivine-melilite-nephelinite at Moiliili, Oahu, Hawaii // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 83. P. 363–374.

14. ten Brink U.S., Brocher Th.M. Multichannel seismic evidence for variations in crustal thickness across the Molokai fracture zone in the Mid-Pacific // Journ. Geophys. Res. 1988. V.93. N B2. P. 1119–1130.

15. Le Bas M.J. Nephelinites and basanitic rocks // J. Petrol. 1989. V. 30.

### Чехович В.Д., Сухов А.Н.

(Геологический институт РАН, Москва, e-mail: vadim@ilran.ru)

### Кайнозойская геодинамика внутренних поднятий в абиссальных котловинах Берингова моря Chekhovich V.D., Sukhov A.N.

(Geological Institut RAS, Moscow)

## Cenozoic geodynamics of the ridges in the Bering Sea abyssal basins

Ключевые слова: тектоническое сооружение хребта Ширшова, островная дуга хребта Бауэрс, субдукция, астеносферная конвекция

Рассмотрена геодинамика формирования асейсмичных подводных хребтов Ширшова и Бауэрса в абиссальных котловинах Берингова моря. Доказывается образование хребта Ширшова в эоцене за счет захваченной в Алеутской котловине верхнемеловой океанической коры Палеопацифики. Впервые разработана вероятная модель формирования палеогеновой островной дуги подводного хребта Бауэрс в результате поглощения меловой коры окраинного моря, а не коры Тихого океана, как это типично для ремнантных дуг запада Тихого океана.

Крупные окраинные моря северо-запада Тихого океана характеризуются сложным тектоническим строением, сочетанием разновозрастных абиссальных котловин и поднятий различной геодинамической природы. формирование которых маркирует длительную историю развития активной окраины. Реконструкция тектонической природы поднятий в пределах глубоководных котловин важным является вкладом в изучение геодинамики формирования подобных структур. Берингово море является типичным представителем окраинных морей. Оно отделено от Тихого океана Алеутской островной дугой и включает в себя три океанические котловины – Алеутскую, Командорскую и Бауэрса, разделяющие их асейсмичные подводные хребты Ширшова и Бауэрса и обширный Беринговский континентальный шельф, соединяющий Азиатский и Северо-Американский континенты. В современной структуре по сейсмическим данным Берингово море с Алеутской островной дугой, юго-западной Аляской, прибрежной зоной Корякского нагорья и Чукотки входят в состав малой литосферной плиты Берингия.

Алеутская котловина характеризуется сплошным развитием осадочного чехла. Мощность чехла в центральных частях достигает 4–5 км и увеличивается к ее бортам, особенно к Корякскому (Североалеутский прогиб – более 9 км) и к Беринговскому шельфу (местами до 6 км), а также в районе северо-восточного подножья хребта Бауэрс. Мощность земной коры в пределах котловины составляет 14–16 км, что на 2–3 км больше, нежели мощность коры в Тихом океане непосредственно южнее Алеутской
дуги. Тепловой поток (от 53 до 62 мВт/м<sup>2</sup>) в центральной и юго-восточной частях котловины по расчетам должен соответствовать позднемеловой океанической коре. В северо-западной части Алеутской котловины располагается вытянутое в ЮЗ–СВ направлении погребенное под осадками поднятие Витус с уменьшенной мощностью осадочного чехла. Пересчет значений теплового потока над поднятием Витус показывает, что эта структура была активной в среднем эоцене (44 млн. лет). Вдоль северо-западного склона поднятия Витус установлено существование в фундаменте Берингова моря транслитосферной сдвиговой системы позднемелового-кайнозойского возраста, продолжающейся и на Беринговоморском шельфе, которая служила границей между перемещавшейся с большей скоростью Североамериканской плитой и Евразией, вплоть до образования границ современной малой литосферной плиты Берингия.

Командорская котловина. Командорская котловина характеризуется глубинами 3300-3400 м. средними Мощность осадочного чехла. перекрывающего достаточно неровный, особенно в северо-восточной части котловины, акустический фундамент, составляет всего 1-2 км и это отчетливо проявляется в рельефе поверхности дна. Мощность осадочного чехла котловины очень слабо увеличивается и в сторону подножья Камчатско-Корякского континентального склона, где она не превышает 2 км. Данные скважины 191 глубоководного бурения (900 м до забоя) характеризуют лишь верхнюю часть осадочного чехла - плейстоцен и плиоцен. Забой остановлен в толеитовых базальтах, возраст которых определен в 9.8 млн. лет. Второй слой обладает большей мощностью, нежели стандартный разрез океанической коры, в то время как третий слой вдвое тоньше. Однако общая мощность коры котловины соответствует типичной мощности коры океанов. В магнитном поле Командорской котловины отмечается ряд субмеридиональных линейных аномалий которые располагаются между крупными сдвигами. Между разломами по линейным аномалиям предположительно выделяются сегменты спредингового хребта, которые иногда отражены в рельефе фундамента поднятиями. Результат идентификации магнитных аномалий дает основание читать, что начало раскрытия Командорской океанической котловины относится к раннему миоцену (21 млн. лет). Расчеты возраста коры на основе значений измерения теплового потока подтверждают данные по идентифицированным магнитным аномалиям..

Котловина Бауэрса отгорожена от Алеутской дугообразным подводным хребтом Бауэрса, который возвышается над днищами смежных котловин на 2–2.5 км. Площадь этой котловины почти в три раза меньше площади Командорской. Строение дна котловины Бауэрса является промежуточным между строением Командорской и Алеутской котловин. Так, мощность осадочного чехла в ней составляет 2–2.5 км, тепловой поток заметно выше чем в Алеутской котловине, но ниже, чем в Командорской (75 мВт/м<sup>2</sup>).

Мощность земной коры 10–12 км. Поверхность Мохоровичича под центральной частью впадины имеет форму пологого поднятия с амплитудой до 2–3 км.

Подводный хребет Ширшова, разделяющий Командорскую И Алеутскую глубоководные котловины Берингова моря, является ключевой структурой для расшифровки возникновения и развития не только Командорского бассейна, аккреционных структур складчатого но и обрамления. Ранее геодинамическая природа хребта Ширшова интерпретировался как экзотическое вулканическое поднятие, экзотическая меловая островная дуга, палеогеновая островная дуга in situ, поднятие, возникшее за счет раскрытия Командорской океанической котловины. При настоящем геодинамическом построении учитывались следующие данные: а) структурная целостность, б) состав пород фундамента хребта, который отвечает океаническим комплексам (N-MORB) и меловой возраст его формирования, в) западная вергентность блоков фундамента и чешуйчатое строение, как верхних частей фундамента, так и перекрывавших фундамент верхнемеловых палеоценовых кремнистых отложений, И г) время проявления максимального горизонтального сжатия по возрасту метаморфизма протолита фундамента (средний эоцен – 47±5 млн. лет), д) мелководный характер олигоценовых отложений, драгированных на хребте Ширшова.

Приведенные данные позволяют представить непротиворечивую геодинамическую модель формирования подводного хребта Ширшова за счет сгруживания океанической коры плиты Кула вдоль трансформного разлома, ограничивавшего в позднем мелу Олюторскую островную дугу и располагавшегося восточнее (около 270 км) от современного положения хребта. Время максимальных тектонических напряжений (47 млн. лет по возрасту метаморфизма океанических габброидов) соответствует времени поворота плит Пацифики. Палеотектонические реконструкции позволяют оценить величину перемещения Аляски относительно Чукотки. С середины зоцена (47 млн. лет) до конца раннего олигоцена (28 млн. лет, время оформления хребта Ширшова как морфологического поднятия) более 200 км. Эта цифра близка к той, которая предполагается на основании учета «сгребания» Алеутской консолидированной коры, обладавшей мощностью порядка 10-11 км, для формирования за этот счет коры хребта Ширшова, мощность которой по данным ГСЗ составляет 18-19 км.

Подводный хребет Бауэрса начинается к северу от острова Амчитка в центральной части Алеутской дуги и отделяется от нее правосторонним сдвигом. Хребет имеет выпуклую к северу и северо-востоку дугообразную форму и возвышается над днищами смежных котловин на 2–2.5 км. Осадочный чехол на хребте изменяется от 0.7–0.9 км на западном склоне, до минимальных мощностей на отдельных участках восточного. Сейсмические исследования установили существование заполненного осадочными отложениями желоба вдоль поднятия восточного и северного склонов. Мощность этих осадочных образований достигает 12 км. Мощность земной коры хребта Бауэрса в его наиболее поднятой части составляет 21–28 км, а в наиболее погруженной – около 15 км. Подводный хребет Бауэрса большинство исследователей интерпретируют как палеоостроводужную структуру. Возраст вулканитов, драгированных на склоне хребта, определен в пределах 32–26, 34–32 и 28–26 млн. лет. Петролого-геохимические характеристики пород типичны для островодужных серий, а изотопные особенности сопоставимы с особенностями вулканитов Алеутской дуги. Эти данные опровергли предположения о террейновой природе хребта Бауэрс, и, соответственно, подтвердили уникальность направления палеогеновой зоны субдукции, погружавшейся под дугу *со стороны континента*, а не Тихого океана, как это характерно для ремнантных дуг на западной его окраине.

В области не расширяющихся задуговых бассейнов при проникновении в астеносферу воды от субдуцирующей плиты, происходит уменьшение ее вязкости. В результате между поглощаемой океанической плитой и мощной (более 200 км) литосферой стабильной области возникает региональная астеносферная конвекция под окраинным бассейном. Скорость этой конвекции выше, чем скорость глобального астеносферного потока. Циркулирующая гидратированная астеносфера вызывает ослабление прочности перекрывающей ее нижней коры, что является причиной легкой деформируемости задуговых бассейнов. Таким образом, при косой субдукции океанической плиты под Алеутскую дугу между поглощаемой плитой и мощной литосферой северо-восточной Азии должна возникнуть упомянутая астеносферная конвекция и кора Алеутской котловины трансформируется в легко деформируемую. Это в принципе облегчает создание условий для ее разрыва и возможного подвига. Алеутская котловина с момента ее образования вошла в состав Североамериканской плиты, которая, в связи с открытием Атлантики, перемещалась к юго-западу большей скоростью, нежели Евразиатская с плита. Величина ee относительного перемещения за 45 млн. лет составила порядка 500 км.

Второе условие для инициации субдукции внутри Алеутской котловины связано с возникновением, враащающихся и растягиваемых блоков островной дуги, обязанным постоянной косой субдукцией Тихоокеанской плиты. Этот процесс приводит к определенной самостоятельности островодужного сооружения от монолитной коры окраинного бассейна, как передового края Североамериканской плиты, Вероятно, эта «оторванность» островной дуги привела к нарушению баланса между перемещением Североамериканской плиты и откатом глубоководного желоба. Затруднения с отступанием желоба дополнительно осложнялись началом поглощения молодой (30 млн. лет) «плавучей» океанической коры Тихоокеанской плиты. Нарушение баланса вызвало возрастание давления в пределах ослабленной и способной к разрывам и деформации коры окраинного бассейна, вследствие чего возник разрыв и начался компенсационный процесс поглощения коры северо-восточной части Алеутской котловины, который привел к появлению островной дуги хребта Бауэрс. Завершение активности островной дуги Бауэрс в позднем олигоцене – раннем миоцене было связано с изменением границ литосферных плит, приведшее к образованию малой литосферной плиты Берингия. Рассчитанное положение отступающего желоба для Алеутской дуги в определенной степени подтверждает предложенную модель. Максимальное отступание желоба происходило между 50 и 40 млн. лет, что соответствует началу формирования Алеутской островной дуги. Этапу формирования зрелой дуги (38-29 млн. лет) отвечает самое малое за всю историю отступание желоба (35-30-25 млн. лет). Сравнение этих цифр с полученными на сегодняшний день результатами определения возраста островодужных вулканитов хребта Бауэрс (32-26 млн. лет) позволяет предполагать взаимосвязь датированных событий.

Geodynamics of Cenozoic Shirshov and Bowers aseismic ridges in the Bering sea abyssal basins was considered. It is proved that the Shirshov ridge was formed in the Eocene as a result of the thick-skinned deformation of the upper Cretaceous oceanic crust of the Pacific trapped in the Aleutian basin. The probable model of the formation of Paleogene island arc of the Bowers ridge was developed as a result of subduction of the Cretaceous oceanic crust of marginal see, rather than the crust of the Pacific, that is typical for the remnants arcs of the Western Pacific.

# Шайхуллина А.А.<sup>1</sup>, Дубинин Е.П.<sup>2</sup>, Булычев А.А.<sup>1</sup>, Гилод Д.А.<sup>1</sup>

(<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, e-mail: <u>anzhela.shaikhullina@gmail.com</u>,

<u>aabul@geophys.geol.msu.ru;</u><sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, e-mail: <u>edubinin08@rambler.ru</u>)

#### Строение коры и тектоносферы подводных поднятий южной части Индийского океана по геофизическим данным

**Shaikhullina A.A.<sup>1</sup>, Dubinin E.P.<sup>2</sup>, Bulychev A.A.<sup>1</sup>, Gilod D.A.<sup>1</sup>** (<sup>1</sup>Moscow State University, Geology Faculty, Moscow; <sup>2</sup>Museum of Natural History, Moscow State University, Moscow)

## Structure of the crust and tectonosphere of underwater uplifts of the southern part of the Indian Ocean by geophysical data

Ключевые слова: морская магниторазведка, морская гравиразведка, сейсмотомография, высоты геоида, земная кора, литосфера, тектоносфера, Индийский океан, подводные поднятия.

Литосфера южной части Индийского океана осложнена поднятиями различного строения и генезиса. Они имеют различия, как в рельефе дна, так и в геофизических атрибутах. В число исследуемых поднятий входят плато Кергелен, поднятие Дель Кано, банка Крозе и поднятие Конрад, которое включает в себя подводные горы Лену. Обь и Марион Дюфре (рис. 1). Изучение геодинамики коры и тектоносферы проведено на основе в свободном анализа гридов аномалий силы тяжести возлухе с дискретностью 2'×2' [1] и аномалий силы тяжести в редукции Буге, рассчитанного в программе Geosoft при плотности промежуточного слоя 2.67 г/см<sup>3</sup>. Также использовались модель аномального магнитного поля EMAG 2 [2], модель сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 [3], модель земной коры GEMMA [4], данные о мощности осадков [5] и превышения геоида нал эллипсоидом относимости [6].

Плато Кергелен расположено к югу от Юго-Восточного Индийского хребта (рис. 1). Над плато возвышаются два острова – Кергелен и Херд. В пределах плато выделяют следующие сегменты: Южное плато Кергелен, Центральное плато, Северное плато, банка Элан. Поднятие имеет гетерогенное строение коры, в состав которой входят блоки с континентальной корой, утоненной континентальной корой и утолщенной за счет андерплейтинга океанической корой [7].

Поднятие Конрад расположено в юго-западной части Индийского океана между котловинами Эндерби и Крозе (рис. 1). Поднятие венчает цепь подводных гор: Обь, Лена и Марион Дюфре. На основании геологогеофизических исследований было установлено, что поднятие заложено на молодой океанической коре вблизи Юго-Западного Индийского хребта. [8].

Плато Крозе с одноименным островом расположено к югу от Юго-Западного Индийского хребта (рис. 1). В восточной части поднятия находится горячая точка Крозе, к западу от поднятия – горячая точка Марион. Плато состоит из двух отдельных частей: поднятия Дель Кано и банки Крозе. Поднятие Крозе сформировалось на относительно молодой (30–50 млн. лет) океанической литосфере юго-восточного фланга Юго-Западного Индийского хребта. В результате вулканической деятельности на поднятии образовались две отдельные структуры – поднятие Дель Кано на западе и банка Крозе на востоке [9].



Рисунок 1. Основные морфоструктуры южной части Индийского океана на топографической основе. Штриховая линия – профиль двумерной структурно-плотностной модели. 1 – поднятие Дель Кано; 2 – банка Крозе. Подводные горы поднятия Конрад: 3 – Обь; 4 – Лена; 5 – Марион Дюфре.

На карте аномалий магнитного поля все поднятия представляют собой хаотичное распределение разнознаковых аномалий без какого-либо выраженного простирания, в то время как прилегающие к поднятиям структуры характеризуется локальными знакопеременными линейными аномалиями с различным простиранием типичными для океанической коры (например, котловина Крозе).

Плато Кергелен по интенсивности аномалий силы тяжести разделяется на северный, центральный и южный секторы. Северная часть плато

Кергелен имеет наименьшее значение (от 50 мГал). Центральная часть 70– 100 мГал. При переходе к южной части значения возрастают до 100–130 мГал. Банка Элан имеет значения от 140 мГал.

Оценки по модели сейсмотомографии [3] показали, что на глубине границы Мохо (15–20 км), северная часть плато Кергелен характеризуется понижением значений скоростей, а на центральный сектор приходится градиентная зона увеличения скорости по направлению к бассейну Лабуан. Эта же картина наблюдается и для распределения скоростей на глубинах 80 и 150 км.

Самая большая мощность осадков наблюдается в северной части плато Кергелен (1200–2000 м), а на остальной части плато мощность осадков составляет примерно 1000 м [5].

На банке Элан мощность осадков на севере больше, чем на юге, и достигает значений до 1000 м, а на юге – ~500 м. Превышение геоида над эллипсоидом относимости, обусловленное плотностными свойствами тектоносферы, достигает 40 м в северной части плато Кергелен и уменьшается к южной части до 15 м. Граница Мохо в модели GEMMA на северной части плато Кергелен находится на глубине 27 км, на центральной – 25 км, на южной на глубине 25 км, а на банке Элан на 21 км.

Поднятие Конрад также выделяется зоной пониженных и отрицательных значений в поле гравитационных аномалий в редукции Буге. Для подводной горы Обь значения составляют 200 мГал, для Лены 150–200 мГал, а для Марион Дюфре 180–200 мГал. В целом для поднятия Конрад значения аномалий силы тяжести в редукции Буге не превышает 280 мГал. Мощность осадков на поднятии Конрад составляет около 800 м. Поднятие располагается в зоне превышения геоида, где значения составляют около 50 м. Граница Мохо в модели GEMMA на поднятии Конрад прослеживается на глубине 20 км.

Плато Крозе так же, как предыдущие поднятия характеризуется зоной пониженных и отрицательных значений в поле гравитационных аномалий в редукции Буге. Для поднятия Дель Кано значения составляют 120–200 мГал, а для банки Крозе 120–240 мГал, а в целом на плато значения не превышают 270 мГал. Мощность осадков на поднятии Дель Кано больше, чем на банке Крозе. Для Дель Кано мощность составляет 850-1000 м, а для банки Крозе около 550 м. Плато Крозе, как и поднятие Конрад, располагается в зоне превышения геоида, где значения составляют около 50 м. Граница Мохо на плато Крозе в модели GEMMA прослеживается на глубине 24–25 км.

По данным сейсмотомографии поднятие Конрад и плато Крозе не выделяются в распределении скоростей в земной коре. На глубине границы Мохо (10–13 км) на банку Крозе приходится минимум скоростей продольных волн, как для северного и центрального сектора плато Кергелен. Эта же картина наблюдается и для глубин 80 и 150 км.

На основе имеющейся информации о глубине залегания границ основных слоев тектоносферы и их плотностной характеристики было проведено двумерное плотностное моделирование по профилям, пересекающим основные морфоструктуры региона (рис. 1). Один из таких разрезов представлен на рис. 2, который демонстрирует характер плотностного строения тектоносферы плато Кергелен [10].



Рисунок 2. Двумерная структурно-плотностная модель вдоль профиля, пересекающего плато Кергелен.

аномалии силы тяжести в свободном воздухе (Δg<sub>cв</sub>, мГал, синяя кривая);
аномалии в редукции Буге (Δg<sub>6</sub>, мГал, темно-зеленая кривая);3 – вертикальный градиент силы тяжести (V<sub>zz</sub>, Э, светло-зеленая кривая);4 – аномальное магнитное поле (ΔT, нTл, сиреневая кривая);5 – возраст океанического дна (млн. лет, коричневая кривая).

Результаты анализа всей полученной информации указывают на сложное строение коры и тектоносферы подводных поднятий южной части Индийского океана. Тектоносфера исследуемого региона разбита на блоки, разный эволюцию. Ha основании имеюшие генезис И только гравитационных данных сложно определить тип коры поднятий. Поэтому использование других геолого-геофизических данных позволяет сделать некоторые выволы относительно возможной природы коры лля исследуемых поднятий.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N. et al. World Gravity Map. Bureau Gravimetrique International (BGI). Map. CGMW-BGI-CNES-IRD Ed. 2012, Paris.

2. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al. EMAG2: A 2-arc min

resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. V. 10. № 8. P. 12

3. Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismictravel time prediction // Journal of Geophysical Research. 2012. V. 117. B10302. Doi: 10.1029/2012JB009525.

4. Reguzzoni, M., Sampietro, D., GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinf. (2014), http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002

5. Divins, D.L. Total Sediment Thickness of the World's Oceans & Marginal Seas. NOAA National Geophysical Data Center. Boulder, CO, 2003.

6. Barthelmes F. Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models. Theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Revised Edition. 2013. Doi: 10.2312/GFZ.b103-0902-26

7. Borissova I., Moore A., Sayers J. et al. Geological Framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins // Geoscience Australia Record, 2002/05. 2002.

8. Diament, M. and Goslin, J. Emplacement of the Marion Dufresne, Lena and Ob seamounts (south Indian Ocean) from a study of isostasy // Tectonophysics. 1986. V. 121. P. 253–262.

9. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурноплотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 4. С. 15–35.

10. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Строение литосферы северовосточной части Индийского океана по результатам двумерного структурно-плотностного моделирования // Геотектоника. 2016. № 3. С. 42– 62.

The results of an analysis of all available information indicate a complex structure of the crust and tectonosphere of underwater uplifts of the southern Indian Ocean. The tectonosphere of this region is divided into blocks with different genesis and evolution. On the basis of only gravity data, it is difficult to determine the type of crust of uplifts. Therefore, the use of other geological and geophysical data allows us to draw some conclusions about the possible nature of the crust for the investigated uplifts.

## Шипилов Э.В.

(Полярный геофизический институт, Мурманск, e-mail: shipilov@pgi.ru)

# Деформации Евразийской плиты в кайнозое на примере Шпицбергенского сегмента Баренцевоморской континентальной окраины

#### Shipilov E.V.

(Polar Geophysical Institute, Murmansk)

## Deformations of Eurasian plate in the Cenozoic on the example of the Spitsbergen segment Barents Sea continental margin

Ключевые слова: Баренцево море, Шпицберген, тектонические деформации, складчато надвиговый пояс, транспрессия

Мультитектонический стрессовый для окраины фактор связан преимущественно с кайнозойским этапом ее эволюции. Обусловлен он тем, что развитие океанических бассейнов протекало в их неразрывном тектоническом и геодинамическом взаимодействии с рассматриваемой окраиной. На основе сравнительного анализа свойств пород островной и континентальной периферии Баренцевоморского шельфа выявлены их существенные различия, свидетельствующие об интенсификации тектонических процессов в северо-западном сегменте окраины, что непосредственным образом отразилось на условиях распределения УВ потенциала.

Баренцевоморская континентальная окраина, с ее внешним выступом в виде Шпицбергенского сегмента, вдается в окружающее с запада и севера пространство, глубоководное океаническое занятое соответственно Норвежско-Гренландским и Евразийским бассейнами. В этой связи окраина континента находится под воздействием двух, практически взаимно перпендикулярных, раскрывающихся спрединговых геоструктур океана [1]. Очевидно. что развитие океанических бассейнов протекало в их неразрывном тектоническом и геодинамическом взаимодействии с рассматриваемой окраиной. Прежде всего, в данном случае это проявляется в обособлении и оформлении Баренцевоморской шельфовой платформы как объекта неотектонических преобразований в эпоху раскрытия молодых океанических бассейнов. Трансформация ее структуры происходила на дробления блокового разобщения континентальной коры фоне И (деструкция и фрактализация) сопровождавшейся мощными фазами ее аплифта, денудационного среза и эрозии. На это указывают данные о вулканизме (палеоген, неоген, квартер) окраины, развитии тектономорфных желобов (грабенов), современная аномальность геофизических свойств земной коры (в том числе тепловая и сейсмическая активность) и, кроме того, специфические деформации осадочного чехла. Указанный сегмент континентальной коры можно рассматривать как своеобразный «концентратор» напряжений находящийся под перекрестным влиянием обрамляющих его спрединговых бассейнов и суммирующий поступающие из них тектоно-геодинамические импульсы. Это запечатлено в геологическом строении осадочных комплексов, проявлениях магматизма, тектонических деформациях и физических параметрах пород, что непосредственным образом отразилось и на условиях распределения УВ потенциала [2].

По данным морского бурения и сейсмических разрезов в кайнозойской геологической истории континентальной окраины зафиксирована одна из мощнейших фаз эрозии и денудации, связанная с общим предрифтовым аплифтом региона. Только во внутренних районах шельфа величины смытого за кайнозой разреза оцениваются в 1.5–2.0 км, нарастая к его периферийным зонам, непосредственно прилегавшим в конце мела – начале палеогена к областям заложения межконтинентальных рифтовых ветвей и их систем, до 3/0 км и более. Исследования показывают, что вместе с тем, до половины от указанной мощности смытых отложений приходится на деятельность связанную с гляциальными процессами. Этими событиями обусловлен значительный прирост западной краевой части шельфа рассматриваемой окраины.

Позднемеловая-раннекайнозойская фаза воздымания региона привела к тому, что доминирующая территория окраины претерпела осушение. Возникшая в обстановке воздымания суша в средине палеоцена (на уровне хрона 24в – 58–59 млн. лет) получила новый геодинамический импульс роста в условиях сжатия, связанного со стартовой фазой раскрытия Норвежско-Гренландского И Евразийского бассейнов и началом транспрессивных взаимоотношений Гренландии И Шпицбергенского сегмента зафиксировано сооружением Запалноокраины, что Эуреканского складчато-надвиговых Шпицбергенского И поясов. B пределах первого из них присутствуют своеобразные тектонические «роллы» и стоячие пласты (рис.).

Таким образом, формирующаяся межплитная сдвиговая граница привела к становлению западного фланга окраины транспрессивно-трансформного типа.

Однако пликативные и дизъюнктивные дислокации осадочного чехла, коррелируемые по времени образования с фазами кайнозойского этапа развития, прослеживаются в обнажениях Шпицбергена, а по материалам сейсмоакустики и МОВ ОГТ и на восточном шельфовом его обрамлении (Центральная банка, поднятие Персея и др.) вплоть до арх. Земли Франца Иосифа (его южное обрамление). Это позволяет предполагать участие в механизме их образования пологих сколов не только в верхней коре, но и срывов в осалочном чехле на уровнях отчетливого изменения литологического состава пород. Наиболее предпочтительные условия для их развития обеспечены вблизи сейсмических границ Ia, B и др., т.е. по горизонтам смены карбонатов терригенными отложениями, гипсоносным толщам, глинистым сланцам, возможно угольным пластам и т.п. Судя по разрезам эти дислокации, обновлялись и в более поздние отрезки активизации спрединга и дивергенции плит.



Рисунок. Стоячие пласты и тектонический «ролл», иллюстрирующие характер кайнозойских деформаций Ј-К отложений на западном побережье Грен-фьорда (Западный Шпицберген). Фото Э.В. Шипилова и О.В. Кокина. Отмеченное дает основание резюмировать, что рассмотренный режим, в совокупности с другими эндогенными факторами, повлек за собой изменения физического состояния пород и привел к заметному дислокационному (динамо-) метаморфизму фанерозойских комплексов отложений северо-западной части окраины. Площадь этого ее сегмента, как представляется, охватывает архипелаги Шпицберген, Земля Франца Иосифа и окружающий их шельф и имеет близкое к треугольному очертание.

Таким образом, геолого-геофизические данные свидетельствуют об интенсификации тектонических процессов в северо-западном сегменте окраины. И это иллюстрирует, что структура Баренцевоморской окраины не оставалась «законсервированной» в кайнозойское время, а трансформировалась, реагируя на главные события связанные с процессами формирования океанических бассейнов Арктики.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. 2013. № 6. С. 20–38.

2. Шипилов Э.В. Позднемезозойский магматизм и кайнозойские тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины: влияние на распределение углеводородного потенциала // Геотектоника. 2015. № 1. С. 60–85.

The multitectonic stress factor is largely related to the Cenozoic stage of evolution, when the development of oceanic basins was inseparably linked with the Barents Sea margin. The geological-geophysical properties of rocks from the insular and continental peripheries of the Barents Sea shelf are substantially distinct as evidence for intensification of tectonic processes in the northwestern margin segment. These distinctions are directly reflected in HC potential distribution.

# Шишкина Т.А., Портнягин М.В., Мигдисова Н.А., Сущевская Н.М.

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

## Систематика халькофильных элементов в расплавах океанических толеитов Атлантического океана на примере района тройного сочленения Буве и хребта Рейкьянес Shishkina T.A., Portnyagin M.V., Migdisova N.A., Sushchevskaya N.M.

(Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS) Chalcophile elements in oceanic tholeiites of Atlantic ocean: comparison of Bouvet Triple Junction and Reykjanes ridge

Ключевые слова: халькофильные элементы, океанические толеиты, глубинные плюмы, Исландия, тройное сочленение Буве

В работе представлены новые аналитические ланные по содержанию халькофильных элементов (Au, Ag, Cu и др.) в закалочных стеклах океанических толеитов из района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) и хребта Рейкьянес (Северная Атлантика). Концентрации халькофильных элементов в расплавах ТСБ являются типичными для базальтов COX. В то время как в образцах хребта Рейкьянес наблюдается закономреное повышение концентраций этих элементов с уменьшением расстояния до Исландского плюма. Эффект воздействия глубинных плюмов на поведение изученных металлов может объясняться рядом причин.

Геохимическое разнообразие магм, формирующихся в условиях океанических обстановок связано как с участием разнообразных типов магматических источников и обстановок выплавления магм: рифтовый магматизм, глубинные плюмы, вовлечение зон субдукции и континентальных блоков, так и различий в условиях плавления источников и дальнейшей эволюции магм.

В данной работе проведено исследования влияния глубинных плюмов и горячих точек, наложенных на магматизм срединно-океанических хребтов на поведение так называемых халькофильных элементов (х.э.: Au, Ag, Cu, Zn, Pb, As, Se, Cd, In, Sn, Sb, Te, Tl, Bi). Поведение х.э. в магматических процессах контролируется такими физико-химическими параметрами, как давление, температура, окислительно-восстановительные условия, а также составом источника магм [1–4]. Образование и эволюция типичных базальтов COX происходит в присутствии сульфидной фазы (несмесимой с силикатным расплавом сульфидной жидкости) [3, 4], что обуславливает низкие содержания наиболее халькофильных элементов в магмах COX.

Главными объектами исследования в данной работе являлись

океанические толеиты, относящиеся к участкам Срединно-Атлантического хребта в районе хребта Рейкьянес (Северная Атлантика) и района тройного сочленения Буве (ТСБ, Южная Атлантика).

Оба объекта представляют собой сложные геодинамические обстановки, в которых магматизм срединно-океанических хребтов осложнен воздействием магматизма глубинного плюма (Исландия) [5] или горячей точки (ТС Буве) [6, 7].

В настоящей работе были изучены содержания халькофильных элементов (Cu, Ag, Au, Zn, As, Sb, Tl, Bi) в представительной коллекции закалочных стекол, драгированных с океанического дна из разных участков района TCБ: хребет Шписс, гора Шона, сегменты ЮЗИХ и САХ, прилегающие к TCБ, в которых ранее было детально изучено содержание главных, летучих и рассеянных литофильных элементов и изотопные отношения [8–10]. Впервые детально изучены содержания х.э. в коллекции закалочных стекол, отобранных на подводных и наземных участках хребта Рейкьянес.

Концентрации халькофильных элементов в закалочных стеклах были определены с использованием специально разработанной методики высокоточного анализа методом LA-ICP-MS. Измерения проводились в Институте наук о Земле при университете им. Христиана Альбрехта (г. Киль, ФРГ) на приборе Agilent 7500s, совмещенном с 193 нм эксимерным лазером фирмы Coherent в системе GEOLAS Pro.

Стекла из разных участков ТСБ (хребет Шписс, г. Шона, сегменты САХ, ЮЗИХ) имеют близкие содержания Zn, Sb, As, Pb, Tl, Bi и Au. Однако отмечаются повышенные содержания Cu при одинаковом содержании MgO в некоторых образцах, относящихся к хребту Шписс и горе Шона, по сравнению с другими участками ТСБ и прилегающими сегментами ЮЗИХ и САХ. Эти наблюдения подтверждают геохимическую обогащенность расплавов, относящихся к хребту, который является районом проявления магматизма горячей точки Буве, а также общую гетерогенность источников расплавов в районе TCБ [8].

В процессе дифференциации расплавов ТСБ наблюдается закономерное изменение концентраций халькофильных элементов. As, Sb, Zn и Pb ведут себя как типично несовместимые компоненты и демонстрируют четкие тренды накопления на всем протяжении эволюции расплавов. Tl и Bi не образуют явно выраженных трендов накопления, но в целом их концентрации увеличиваются при уменьшении содержания MgO в расплаве.

Содержание золота в расплавах ТСБ находится на уровне 0.1–0.8 мг/т Аu, что является типичным для необогащенных океанических толеитов [2] и близко к аналитическому порогу обнаружения этого элемента. Систематических вариаций золота в ходе эволюции расплавов не отмечается. Содержания меди в расплавах закономерно снижаются в ходе эволюции от примерно 80 до 5 г/т Си. Подобное поведение меди может быть обусловлено постоянным присутствием сульфидных фаз в равновесии с силикатными толеитовыми расплавами района ТСБ, которые способствуют экстракции Си из силикатного расплава вследствие высоких коэффициентов распределения меди между сульфидными фазами и силикатным расплавом [3].

Стабильность сульфидной фазы в магматических процессах происходит при насыщении расплавов в отношении сульфидной серы, что возможно в условиях относительно низкого потенциала кислорода, что характерно для магм срединно-океанических хребтов. Ранее для магм СОХ из различных локализаций было отмечено закономерное снижение концентраций Си и Ад при дифференциации [1, 2]. В отличие от ряда типичных районов плюмового магматизма (Гавайи, Исландия, Галапагосы) [11, 12] в расплавах района ТСБ не отмечается повышенных концентраций Сu, Ag и Au по сравнению с БСОХ. Относительно низкие концентрации и общий тренд снижения содержания меди в расплавах в ходе дифференциации базальтов ТСБ перекрываются с полем базальтов СОХ.

На основании комплексного изучения содержания и особенностей поведения летучих, халькофильных и литофильных элементов и изотопных отношений в магмах района ТСБ можно предположить, что сложное развитие района ТСБ привело к формированию неоднородной метасоматизированной обогащенной субокеанической мантии. Низкие содержания халькофильных элементов в расплавах ТСБ (на уровне базальтов СОХ) и насыщение расплавов сульфидом указывают на восстановленные условия в области формирования магм, что является нехарактерным для типичных глубинных плюмов и свидетельствует о преобладании рифтовых условий при формировании магм в районе ТСБ.

Содержания ряда халькофильных элементов (Cu, Ag, Au) в толеитовых базальтах хребта Рейкьянес закономерно увеличиваются при уменьшении расстояния до центра проявления Исландского плюма, что может означать непосредственное влияние глубинного плюмового магматизма на поведение этих элементов. С одной стороны, подобное обогащение металлами может объясняться захватом мантийными плюмами небольшого количества (менее 1–2%) вещества внешнего ядра Земли [12], которое резко обогащенно сидерофильными элементами и золотом по сравнению с силикатными оболочками Земли. С другой стороны может быть связано с особенностями поведения х.э. при выплавлении магм или в ходе их дифференциации, которые контролируются распределением элементов между твердыми фазами и расплавом и физико-химическими условиями равновесия [1–3, 13].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№: 16-35-60123, 15-05-02086.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Jenner F.E., O'Neill HS (2012) Geochem. Geophys. Geosyst. 13 (1)
- 2. Jenner F.E., O'Neill H.S.T.C., Arculus R.J., Mavrogenes J.A. (2010) J. Petrol. 51. P. 2445–2464
- 3. Li Y., Audetat A. (2012) Earth Planet. Sci. Lett. V. 355-356, P. 327-340.

4. Liu X., Xiong X., Audertat A. et al. (2014) Geochim. Cosmochim. Acta 125, 1–22.

5. Sigmundsson F. (2006) Iceland Geodynamics, Crustal Deformation and Divergent Plate Tectonics, Praxis Publishing, UK, 209 p.

6. Dickey J.S., Frey E.A., Hart S.R., Watson E.B., Thompson G. (1977) GCAV. 41. P. 1105–1118.

7. Le Roex A.P., Dick H. (1982) EPSL, V. 60, P. 437-451.

8. Мигдисова Н.А. (2012) Особенности образования обогащенных толеитовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика), дисс. к.г-м.н., 185 с.

9. Сущевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А. и др. (1999) Российский журнал наук о Земле, т.1. № 3.

10. Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беляцкий Б.В., Пейве А.А. (2003) Геохимия. № 1, С. 3–24.

11. Gottfried, D., Rowe, J.J. and Tilling, R.I. (1972) US Geol. Surv., Prof. Paper 727. 42 p.

12. Webber A.P., Roberts S., Taylor R.N., Pitcairn I.K. (2012) Geology. V. 41; № 1; P. 87–90.

13. Kiseeva E.S. and Wood B.J. (2015) EPSL, V. 424, P. 280–294.

14. Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G. et al. (1999) Journal of Geophysical Researcher. V. 104. № B12. P. 29365–29386.

New analytical data on concentrations of chalcophile elements (Cu, Ag, Au etc) in oceanic tholeiitic quench glasses from Bouvet Triple Junction region and Reykjanes Ridge were obtained. Concentrations of chalcophile elements in Bouvet Triple Junction magmas are typical for mid-ocean-ridge basalts. Whereas glasses of Reykjanes ridge demonstrate increase of Au, Au and Ag contents with decreasing distance towards the Islandic plume. The effect of deep plume magmatism on behavior of these metals is still under discussion.