РОССИЙСКО-ВЬЕТНАМСКИЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНО-КИТАЙСКОМ МОРЕ

Владивосток

V.I. IL'ICHEV PACIFIC OCEANOLOGICAL INSTITUTE OF THE FAR EASTERN BRANCH RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES (POI FEB RAS)

RUSSIAN-VIETNAMESE OCEANOLOGICAL RESEARCH IN THE SOUTH CHINA SEA

Editor-in-Chief *V.B. Lobanov*

Vladivostok 2020 МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ **Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева** Дальневосточного отделения Российской академии наук

РОССИЙСКО-ВЬЕТНАМСКИЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНО-КИТАЙСКОМ МОРЕ

Главный редактор В.Б. Лобанов

> Владивосток 2020

УДК 551.46

Российско-вьетнамские океанологические исследования в Южно-Китайском море / колл. авторов; гл. ред. В.Б. Лобанов. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2020. – 334 с. ISBN 978-5-6044821-3-1

В книге представлены основные результаты сотрудничества Тихоокеанского океанологического института с научными организациями Вьетнама с 1981 г. по настоящее время в области океанографии, гидрохимии, гидрофизики, газогеохимии, геофизики и геологии в пределах шельфа Вьетнама и Южно-Китайского моря в целом. В хронологическом порядке приводятся исторический очерк становления и развития указанного сотрудничества, а также основные результаты совместных и односторонних исследований в разных районах исследуемого региона. Описываются структура и динамика вод, их гидрохимические, гидрофизические и газогеохимические характеристики. Приводятся данные о литологии и минералогии донных осадков, результаты изучения геофизических полей и структуры земной коры региона, а также экстремальные синоптические процессы и спутниковые наблюдения Южно-Китайского моря.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области наук о Земле. Ил. 188, табл. 25

Russian-Vietnamese oceanological research in the South China Sea / Editor-in-chief V.B. Lobanov. – Vladivostok: POI FEB RAS, 2020. – 334 p.

The book presents the main results of the collaboration of the Pacific Oceanological Institute with scientific organizations of Vietnam from 1981 to the present in the field of oceanography, hydrochemistry, hydrophysics, gas geochemistry, geophysics and geology within the shelf of Vietnam and the South China Sea as a whole. In chronological order, a historical outline of the formation and development of this cooperation, as well as the main results of joint and unilateral studies in different areas of the studied region is given. The structure and dynamics of water, as well as their hydrochemical, hydrophysical, and gas-geochemical characteristics, are described. Data on lithology and mineralogy of bottom sediments, the results of studying the geophysical fields and structure of the Earth's crust, as well as extreme synoptic processes and satellite observations of the South China Sea are presented.

The book is addressed to a wide range of experts in the field of Earth sciences. Ill. 188, tables 25

Рецензент: академик РАН *П.Я. Бакланов*

Главный редактор: к.г.н. *В.Б. Лобанов*

Редколлегия: д.г.-м.н. *Р.Г. Кулинич* (отв. редактор), к.г.н. *Г.А. Власова, В.И. Дьякова*

Утверждено к печати Ученым советом ТОИ ДВО РАН

© Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, 2020

ISBN 978-5-6044821-3-1

СОДЕРЖАНИЕ

	(Г.А. Власова)
лава 2.	Гидрометеорологические и гидрофизические характери- стики Южно-Китайского моря
	2.1. Гидрометеорологические характеристики (Г.А. Власова, Ле Динь Мау, Нгуен Тхи Тхай Зунг)
	2.2. Сезонная изменчивость гидрологических условий (К.Т. Богданов, В.В. Мороз)
	2.3. Динамика прибрежных вод Вьетнама: результаты чис- ленного моделирования (Г.А. Власова, Нгуен Ба Суан, М.Н. Деменок, Буй Хонг Лонг, Ле Динь Мау)
	2.4. Грозовая активность (М.С. Пермяков, П.В. Журавлев, С.С. Капач, З.Ю. Лешневский)
	2.5. Структура и динамика вод на шельфе южного Вьетна- ма летом 2010 г. и весной 2011 г. (В.Б. Лобанов, Нгуен Ба Суан, А.Ф. Сергеев, Нгуен Ким Винь, А.А. Воронин, И.И. Горин, Фам Сон Зуон, Нгуен Ван Тонь, То Зуй Тхай, Фам Сы Хоан, Нгуен Чуон Тхань Хой, П.Е. Щербинин, Буй Хон Лонг)
	2.6. Электромагнитное поле, индуцируемое поверхностными и внутренними водами в заливе Нячанг (<i>А.Н. Рутенко</i>)
	2.7. Акустическое зондирование и диагностика мелко- масштабных неоднородностей верхнего слоя морских (В.А. Акуличев, В.А. Буланов, И.В. Корсков, А.В. Сторо- женко)
	2.8. Особенности динамики вод и состояния поверхности прибрежных вод Вьетнама по спутниковым наблюдениям (Л.М. Митник)
лава 3.	Трансформация характеристик вод Южно-Китайского моря в зоне смешения с водами р. Меконг
	3.1. Гидрологические условия зоны смешения морских и речных вод в период юго-западного муссона (ГИ Юра-

	3.2. Пространственно-временная изменчивость гидрохимиче- ских параметров в зоне смешения морских и речных вод
	 (<i>Н.И. Савельева, Г.Ю. Павлова, О.В. Шевцова</i>) 3.3. Кавитационная прочность прибрежных вод Вьетнама (<i>В.И. Ильичев, Н.П. Мельников</i>)
	3.4. Литобиогеохимические маркеры осадочного материа- ла мегасистемы «река Меконг–Южно-Китайское море» (О.В. Дударев, А.Н. Чаркин, А.С. Рубан, Д.В. Черных, Е.Н. Шумилин, А.И. Боцул, Д.Ю. Сапожников, И.И. Пип- ко, С.П. Пугач, А.Э. Леусов)
Глава 4.	Геофизические поля и структура земной коры Южно-Ки- тайского моря
	4.1. Первые результаты морской гравиметрии на шельфе Вьетнама и прилегающих акваториях (<i>Р.Г.</i> К <i>улинич</i>)
	4.2. Структура кайнозойского фундамента и осадочного чехла Южно-Китайского моря (Чан Туан Зунг, Р.Г. Кулинич, Буй Конг Куэ, Нгуен Хонг Фыонг, Нгуен Ван Сан, Нгуен Ку- анг Минь, Нгуен Ба Дай, Нгуен Ким Зунг, Чан Туан Зыонг, Чан Чон Лап)
Глава 5.	Кайнозойский седиментогенез на шельфе Вьетнама
	5.1. Голоценовый седиментогенез в западной части Юж- но-Китайского моря (А.С. Астахов, Ю.Д. Марков, Чинь <i>Txe Xuey</i>)
	5.2. Ассоциации тяжелых минералов в осадках шельфа и ма- терикового склона Вьетнама (<i>А.Н. Деркачев, Н.А. Никола- ева</i>)
	5.3. Аутигенное минералообразование в осадках Вьетнамско- го шельфа (<i>H.B. Астахова, А.С. Астахов</i>)
Глава 6.	Газогеохимические исследования
	6.1. Аномалии природных газов в придонных водах Вьет- намского шельфа (А.И. Обжиров)
	6.2. Газогеохимические характеристики осадков залива Бак- бо (Тонкин) (Р.Б. Шакиров, А.В. Сорочинская, До Хыи Кыонг, Н.С. Сырбу, А.А. Легкодимов, Нгуен Ну Чунг, Фунг Ван Фать, Ле Дык Ань, Чон Тхань Фи)
	6.3. Потоки метана на границе раздела море–атмосфера (Г.И. Мишукова, А.В. Яцук, Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров, А.А. Легкодимов, Д.А. Швалов, Ле Дык Ань, Фунг Ван Фать, Нгуен Хон Лан, До Хыи Кыонг)

CONTENTS

Chapter 1. Hi Inst	story of collaboration between the Pacific Oceanological itute and Vietnamese scientific organizations (<i>G.A. Vlasova</i>)
Chapter 2. Hy Chi	drometeorological and hydrophysical features of the South na Sea
2.1.	Hydrometeorological characteristics (G.A. Vlasova, Le Dinh Mau, Nguyen Thi Thuy Dung)
2.2.	Seasonal variability of the hydrological features (K.T. Bogdanov, V.V. Moroz)
2.3.	The dynamics of the coastal waters of Vietnam: the numerical simulation results (G. A Vlasova., Nguyen Ba Xuan., M.N. Demenok, Bui Hong Long, Le Dinh Mau)
2.4.	Thunderstorm activity (M.S. Permyakov, P.V. Zhuravlev, S.S. Kapach, Z.Yu. Leshnevsky)
2.5.	The structure and dynamics of water on the shelf of southern Vietnam in the summer of 2010 and spring of 2011 (V.B. Lobanov, Nguyen Ba Xuan., A.F. Sergeyev, Nguyen Kim Vinh., A.A. Voronin, I.I. Gorin, Pham Xuan Durong, Nguyen Van Tuan, To Duy Thai, Pham Sy Hoan, Nguyen Truong Thanh Hoi. P.E. Shcherbinin, Bui Hong Long)
2.6	Electromagnetic field induced by surface and internal waters in Nha Trang Bay (A.N. Rutenko)
2.7.	Acoustic sounding and diagnostics of small-scale heterogeneities of the upper layer of sea waters (<i>V.A. Akulichev,</i> <i>V.A. Bulanov, I.V. Korskov, A.V. Storozhenko</i>)
2.8.	Features of water dynamics and surface conditions of coastal waters of Vietnam from satellite observations $(L.M. Mitnik)$.
Chapter 3. Tl Chi	ne transformation of waters characteristics of the South na Sea in the zone of mixing with the Mekong River waters
3.1.	Hydrological conditions of the mixing zone of sea and river waters during the southwest monsoon (<i>G.I. Yurasov</i>)
3.2.	Spatial-temporal variability of hydrochemical parameters in the mixing zone of sea and river waters (<i>N.I. Savelieva, G.Yu. Pavlova, O.V. Shevtsova</i>)

3.3	. Cavitational strength of coastal waters of Vietnam (V.I. Il'ichev, N.P. Melnikov)
3.4	. Lithobiogeochemical markers of sedimentary materi- al of the mega-system "Mekong River–South China Sea" (O.V. Dudarev, A.N. Charkin., A.S. Ruban, D.V. Chernyh, E.N. Shumilin, A.I. Botsul, D.Yu. Sapozhnikov, I.I. Pipko, S.P. Pugach, A.E. Leusov)
Chapter 4. G F	eophysical fields and structure of the South China Sea Carth's crust
4.1	. The first results of the marine gravity offshore Vietnam and surrounding areas (<i>R.G. Kulinich</i>)
4.2	. The structure of the Cenozoic basement and sedimentary cover of the South China Sea (<i>Tran Tuan Dung, R.G. Kulinich, Bui</i> <i>Cong Que, Nguyen Ho Phu, Nguyen Van Sang, Nguyen Quang</i> <i>Minh, Nguyen Ba Dai, Nguyen Kim Dung, Tran Tuan Duong,</i> <i>Tran Trong Lap</i>)
Chapter 5. Ce	nozoic sedimentogenesis offshore Vietnam
5.1	. Holocene sedimentogenesis in the western part of the South China Sea (A.S. Astakhov, Yu. D. Markov, Trinh The Hieu)
5.2	Associations of heavy minerals in sediments of the shelf and the continental slope of Vietnam (A.N. Derkachev, N.A. Nikolaeva)
5.3	. Authigenic mineralization in the sediments of the Vietnamese shelf (<i>N.V. Astakhova, A.S. Astakhov</i>)
Chapter 6. Ga	s geochemical studies
6.1	Anomalies of natural gases in the bottom waters of the Vietnam shelf (<i>A.I. Obzhirov</i>)
6.2	. Gas-geochemical characteristics of sediments of the Bakbo Bay (Tonkin) (<i>R.B. Shakirov, A.V. Sorochinskaya., Do Huy</i> <i>Cuong, N.S. Syrbu, A.A. Legkodymov, Nguyen Nhu Trung,</i> <i>Phung Van Phach., Le Duc Anh, Truing Thanh Phi)</i>
6.3	. Methane flows at sea-atmosphere interface (G.I. Mishukova, A.V. Yatsuk, R.B. Shakirov, A.I. Obzhirov, A.A. Legkodymov, D.A. Shvalov, Le Duc Anh, Phung Van Phach, Nguyen Hanh Lan, Do Huy Cuong)

Тачало научных связей дальневосточных и вьетнамских ученых можно **L**отнести к 1981 г., когда одним из объектов исследований Тихоокеанского океанологического института, входящего тогда в состав Дальневосточного научного центра АН СССР (ТОИ ДВНЦ АН СССР), стало Южно-Китайское море в рамках проекта «Южно-Китайское море». Первым партнером с вьетнамской стороны стал Институт морских исследований Национального центра научных исследований СРВ (ИМИ НЦНИ СРВ, г. Нячанг, ныне Институт океанографии Вьетнамской академии наук и технологий – ИО ВАНТ). Рабочие встречи и совещания с руководством этого института позволили скоординировать программы морских экспедиций ТОИ с учетом научных проблем и объектов исследований вьетнамской стороны. Экспедиционные исследования Тихоокеанского океанологического института (ТОИ) в Южно-Китайском море были начаты еще в 70-х годах прошлого столетия. Первая экспедиция была проведена в период 03.12.1974–28.02.1975 г. под руководством д.г.-м.н. И.И. Берсенева на НИС «Первенец» и включала морские геологические работы. Через три года, в период 14.02-10.05.1977 г., на НИС «Морской геофизик» были проведены гидрофизические исследования под руководством к.ф.-м.н. В.П. Шевцова. За прошедшие 40 лет указанное сотрудничество претерпело периоды различной активности. Самыми плодотворными оказались 80-е годы прошлого столетия. В то время в Южно-Китайское море было направлено 29 экспедиций на судах ДВНЦ, а позднее ДВО АН СССР. На борту многих из них работали и вьетнамские коллеги. В последнее десятилетие прошлого века активность совместных исследований существенно сократилась, а затем и прекратилась. Последняя экспедиция состоялась в 1994–1995 гг.

В 2005 г., после 10-летнего перерыва, от дирекции Института морской геологии и геофизики Вьетнамской академии наук и технологий (ИМГиГ ВАНТ, г. Ханой) в адрес ТОИ ДВО РАН поступило предложение возобновить и развить совместные *геолого-геофизические исследования*. Предложение было принято, и в этом же году заместитель директора, заведующий отделом геологии и геофизики ТОИ ДВО РАН д.г.-м.н. Р.Г. Кулинич и заведующий лабораторией магнитных полей этого же института к.г.-м.н. В.М. Никифоров посетили Вьетнам. Этот визит положил начало новому этапу российско-вьетнамских геолого-геофизических исследований.

15 апреля 2011 г. в рамках проекта «General investigation on geological and geodynamic condition aims at planning economic development in the north of Gulf of Tonkin» (КС.09.09) было подписано соглашение (ИМГиГ) о проведении со-

вместных газогеохимических исследований и изучения окружающей среды на море и суше Вьетнама. На этой основе в мае–июне 2013 г. в Тонкинском заливе вьетнамской стороной была проведена морская экспедиция. В экспедиции приняли участие два сотрудника лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН.

В феврале 2018 г. в рамках соглашений о сотрудничестве между ДВО РАН и ВАНТ была подписана дорожная карта совместных морских экспедиционных исследований на 2018–2025 гг. Это послужило основой для организации и проведения в 2019 г. комплексной экспедиции в прибрежных водах Вьетнама. Такая экспедиция была выполнена, соответствующая информация помещена ниже, в общем списке экспедиций ТОИ.

26 ноября 2019 г. в г. Ханое был проведен совместный российско-вьетнамский симпозиум, посвященный обсуждению дальнейшего сотрудничества в рамках дорожной карты на 2018–2025 гг. и результатов выполненных рейсовых работ. Российскую делегацию возглавлял председатель Президиума ДВО РАН академик В.И. Сергиенко, а вьетнамскую – президент ВАНТ профессор Чау Ван Минь. Таким образом, начиная с 2005 г. возобновилось и получило новое развитие сотрудничество ТОИ ДВО РАН с институтами Вьетнамской академии наук и технологий и Вьетнамской Администрацией морей и островов. Активизировалось проведение совместных семинаров и совещаний, увеличилось количество совместных публикаций и докладов на международных конференциях и симпозиумах. Нашими учеными читались лекции в различных институтах ВАНТ и проводились практические занятия для вьетнамских сотрудников

В книге представлены основные результаты сотрудничества Тихоокеанского океанологического института с научными организациями Вьетнама с 1981 г. по настоящее время в области океанографии, гидрохимии, гидрофизики, газогеохимии, геофизики и геологии в пределах шельфа Вьетнама и Южно-Китайского моря в целом. В хронологическом порядке приводятся исторический очерк становления и развития указанного сотрудничества, а также основные результаты совместных и односторонних исследований в разных районах исследуемого региона. Описываются структура и динамика вод, их гидрохимические, гидрофизические и газогеохимические характеристики. Приводятся данные о литологии и минералогии донных осадков, результаты изучения геофизических полей и структуры земной коры региона, а также экстремальные синоптические процессы и спутниковые наблюдения Южно-Китайского моря.

В.Б. Лобанов

10

ИСТОРИЯ СОТРУДНИЧЕСТВА ТИХООКЕАНСКОГО ОКЕАНОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА С НАУЧНЫМИ ОРГАНИЗАЦИЯМИ ВЬЕТНАМА

Г.А. Власова

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

Начало сотрудничества

Экспедиционные исследования Тихоокеанского океанологического института (ТОИ) в Южно-Китайском море были начаты еще в 70-х годах прошлого столетия. Первая экспедиция была проведена в период 03.12.1974– 28.02.1975 г. под руководством д.г.-м.н. И.И. Берсенева на НИС «Первенец» и включала морские геологические работы (рис. 1). Через три года в период 14.02– 10.05.1977 г. на НИС «Морской геофизик» и ГС «Степан Малыгин» были проведены гидрофизические исследования под руководством к.ф.-м.н. В.П. Шевцова (рис. 1). Обе эти экспедиции еще не были связаны совместными советско-вьетнамскими договорами, но сделали первый шаг в этом направлении.

Начало научных связей дальневосточных и вьетнамских ученых можно отнести к 1981 г., когда в план исследований Дальневосточного научного центра (ДВНЦ) АН СССР, куда входил Тихоокеанский океанологический институт, был включен проект «Южно-Китайское море», предусматривающий советско-вьет-



Рис. 1. Научно-исследовательские суда «Первенец» (слева) и «Морской геофизик» (справа)

намское сотрудничество на период 1981–1985 гг. (Приказ АН СССР от 26.12.1980 г. № 475/251/131).

Основным партнером с вьетнамской стороны стал Институт морских исследований Национального центра научных исследований Социалистической Республики Вьетнам (ИМИ НЦНИ СРВ), расположенный в г. Нячанге (ныне Институт океанографии Вьетнамской академии наук и технологий, ИО ВАНТ). На рабочих совещаниях, проведенных в г. Нячанге, были разработаны программы совместных морских исследований с учетом интересов вьетнамской и советской сторон и подготовлен договор о сотрудничестве (рис. 2). В дальнейшем с 1985 г. эти договора продлевались каждые 5 лет и была разработана программа научного сотрудничества между ТОИ ДВНЦ АН СССР и НЦНИ СРВ на 1986–1990 гг.



Рис. 2. Рабочие встречи во Вьетнаме в начале 1980-х гг. Слева – директор ТОИ ДВНЦ АН СССР чл.-корр. В.И. Ильичев и заведующий отделом физики моря ИМИ НЦНИ СРВ Ле Фыок Чинь. Справа – вьетнамские и советские участники совещания: крайний слева – Ле Фыок Чинь, стоит – В.И. Ильичев, крайний справа – заведующий отделом геофизики ТОИ к.г.-м.н. Р.Г. Кулинич

За прошедшие с тех пор 40 лет российско-вьетнамское сотрудничество прошло через периоды различной активности. Наиболее плодотворными оказались 1980-е годы. В это время в Южно-Китайском море было проведено 29 экспедиций ТОИ ДВНЦ АН СССР, а позднее Дальневосточного отделения (ДВО) АН СССР. Во многих из них приняли участие вьетнамские коллеги. В 1990-х гг. активность совместных исследований существенно сократилась, в этот период было выполнено всего лишь 11 экспедиций, последняя из них состоялась зимой 1994–1995 гг. Новый этап сотрудничества был начат в 2005 г. с обмена визитами, подписания меморандумов, соглашений и проведения совместных наземных и прибрежных экспедиций на небольших вьетнамских судах. В это время шла подготовка крупных совместных программ, которые вылились в подписание соглашения между ДВО Российской академии наук (РАН) и Вьетнамской академией наук и технологий (ВАНТ) по реализации дорожной карты морских экспедиционных исследований институтов ДВО РАН и ВАНТ на российских научно-исследовательских судах. Первая экспедиция ТОИ по этой программе была проведена в конце 2019 г.

Ниже приводится перечень (см. таблицу) и краткий обзор морских экспедиций Тихоокеанского океанологического института, выполненных в Южно-Китайском море с 1981 по 1995 гг. на научно-исследовательских судах «Каллисто», «Профессор Богоров», «Академик А. Несмеянов», «Академик А. Виноградов», «Академик М.А. Лаврентьев» и «Профессор Гагаринский» (рис. 3). К сожале-



НИС «Каллисто»

НИС «Профессор Богоров»



НИС «Академик А. Виноградов»



НИС «Академик А. Несмеянов»



 НИС «Академик М.А. Лаврентьев»
 НИС «Профессор Гагаринский»

 Рис. 3. Научно-исследовательские суда, на которых выполнялись работы в Южно-Китайском море

٩ ۳	Научно-исследовательское судно	№ peйca, этапа	Период экспедиции	Начальник экспедиции	Район работ	Период работы в ЮКМ
-	Профессор Богоров	10	11.03-11.05.1981	В.И. Ильичев	центральная часть ЮКМ	март-май 1981
7	Каллисто	15,2	26.09-18.12.1981	Р.Г. Кулинич	юго-западная часть ЮКМ	октябрь-ноябрь 1981
e	Академик А. Несмеянов	1, I	13.05-25.08.1982	В.В. Аникиев	юго-западная часть ЮКМ	август 1982
4	Академик А. Несмеянов	1, 2	15.09-06.12.1982	В.А. Акуличев	центральная часть	полигон № 6,
					Вьетнама	16.11-22.11.1982
S	Академик А. Несмеянов	2, I	25.12.1982-07.03.1983	Р.Г. Кулинич	юго-западная часть ЮКМ	январь-февраль, 1983
9	Академик А. Виноградов	1, I	12.05-15.07.1983	А.В. Алексеев	шельф Вьетнама	30.06-6.07.1983
2	Академик А. Несмеянов	2,2	12.05-09.09.1983	Р.Д. Меджитов	попутные работы	13-22.06.1983
					п. Владивосток-п.	
					+Сингапур	
~	Академик А. Виноградов	2, I	22.08–15.11.1983	В.А. Акуличев	центральная часть ЮКМ	2 станции: 160–161, 6–7.10.1983
6	Академик А. Виноградов	2,2	01.12.1983–30.01.1984	К.Т. Богданов	центральная часть ЮКМ	10.12.1983– 21.01.1984
0]	Академик А. Несмеянов	4, 1–2	30.06–21.10.1984	Б.И. Васильев	центральная и западная	полигон № 5 21.00.01.10.1001
					части ЮКМ	21.09-01.10.1984
=	Профессор Богоров	18, 3	09.10-07.11.1984	В.П. Шевцов	к востоку от Вьетнама ~ 13°с.ш., 113°в.д.	17–26 октября 1984
12	Академик А. Несмеянов	6, 2	15.01–20.04.1985	С.Н. Протасов	центральная часть ЮКМ	1 сут. станция 30.01–4.02.1985
13	Академик А. Виноградов	5	03.03–25.05.1985	Р.Д. Меджитов	центральная часть ЮКМ	полигон № 2, май 1985
15	Академик А. Виноградов	6, 1	26.07–31.10.1985	В.А. Акуличев	центральная часть ЮКМ	1 сут. станция 29.09.1985
16	Академик М.А. Лаврентьев	3, 2	20.11.1985–13.01.1986	С.Н. Протасов	попутные работы п. Владивосток-п. Сингапур	25.1101.12.1985
17	Академик А. Виноградов	7	23.01–20.04.1986	Б.И. Васильев	юго-восточная часть ЮКМ	полигон № 3

18	Академик М.А. Лаврентьев	6	11.12.1986–28.02.1987	Р.Г. Кулинич	центральная и юго- западная части ЮКМ	декабрь–январь 1986
19	Академик А. Несмеянов	12	02.06–20.08.1987	А.В. Алексеев	южная часть ЮКМ	1 сут. станция 21.07–22.07.1987
20	Академик М.А. Лаврентьев	10	16.01 - 28.04.1988	Г.И. Юрасов	центральная часть ЮКМ	апрель 1988
21	Профессор Богоров	27	19.01–18.05.1988	Ф.Р. Лихт	юго-восточный Вьетнам	два полигона 06.05-09.05.1988
22	Академик А. Виноградов	11	21.01–28.04.1988	Р.Д. Меджитов	попутные работы п. Сингапур– п. Владивосток	19–23.04.1988
23	Академик А. Несмеянов	13	16.03–14.06.1988	Б.И. Васильев	попутные работы п. Владивосток–п. Сингапур	апрель 1988
24	Академик А. Виноградов	12	01.06–29.08.1988	В.А. Акуличев	центральная часть ЮКМ	2 сут. станции 21–26.06.1988
25	Академик М.А. Лаврентьев	12	28.09.1988–25.01.1989	В.В. Аникиев	юго-восточный Вьетнам	полигон № 4, 06—18.11.1988
26	Профессор Богоров	29	17.11.1988–10.01.1989	у.Х. Копвиллем	попутные работы	январь 1989
27	Академик А. Виноградов	14	22.02–13.06.1989	B.A. IIIypob	центральная часть ЮКМ	полигон № 4 16—18.05.1989
28	Морской геофизик	33	29.03-18.05.1989	А.И. Обжиров	юго-восточный Вьетнам	полигон № 4 май 1989
29	Академик А. Несмеянов	16, <i>I</i>	12.05-01.08.1989	Р.Д. Меджитов	центральная часть ЮКМ	полигон № 2 9.06.—07.07.1989
30	Академик М.А. Лаврентьсв	14	12.12.1989–12.03.1990	Г.И. Юрасов	центральная часть ЮКМ	полигон 19–23.12.1989
31	Профессор Богоров	32	18.12.1989–20.04.1990	В.В. Аникиев	юго-восточный Вьетнам, р. Меконг и Сайгон	полигон № 2 05-16.01.1990
32	Профессор Гагаринский	9	02.03 – 08.06.1990	С.М. Николаев	северная часть ЮКМ, юго-восточный Вьетнам	10.0304.04.1990
33	Академик А. Виноградов	16, I	01.04-03.07.1990	В.А. Акуличев	центральная часть ЮКМ	одна станция 08.04.1990
34	Профессор Богоров	35	07.12.1990–18.02.1991	А.И. Обжиров	центральная часть ЮКМ	полигон № 5 28–30.12.1990

15

No	Научно-исследовательское	№ рейса,	Период экспедиции	Начальник	Район работ	Период работы
п/п	судно	этапа		экспедиции		B HOKM
35	Академик А. Виноградов	20, I	05.09 - 04.11.1991	Е.Ф. Орлов	северная часть ЮКМ	полигон № 1
						16-19.09.1991,
						02 - 04.10.1991
36	Академик А. Виноградов	20, 2	20.11-30.12.1991	В.А. Акуличев	попутные работы	ноябрь 1991
					п. Владивосток-п.	
					Сингапур	
37	Академик М.А. Лаврентьев	19, 2	15.11.1991-18.01.1992	B.A. IIIypob	центральная часть ЮКМ	конец ноября-начало
						декабря 1991
38	Профессор Гагаринский	11, 2	19.11.1991-29.02.1992	С.М. Николаев	прибрежная зона Вьетнама	26.12.1991-
						16.02.1992
39	Академик А. Несмеянов	23	22.03-20.04.1993	Р.Г. Кулинич	прибрежная зона Вьетнама	28.03-13.04.1993
40	Профессор Богоров	38	03.12.1994-01.02.1995	Г.И. Юрасов	эконом. зона Вьетнама	декабрь–январь
пdП	<i>мечание</i> . Жирным шрифтом ві	ыделены эк	спедиции, работавшие т	олько или в осно	вном в ЮКМ; курсивом – э	экспедиции, выполнявшие
набл	тодения на ходу судна по путь	и (или обра	итно) в п. Сингапур и д	пругие районы ис	следований; не выделены э	кспедиции, выполнявшие

кратковременные профильные и полигонные работы в ЮКМ по пути в другие районы исследований

нию, в архивах не сохранилась подробная информация о каждой экспедиции, в связи с чем приведенные ниже данные неоднородны.

Экспедиции 1980– 1990-х годов

Первую океанологическую экспедицию возглавил директор института чл.корр. АН СССР, д.ф.-м.н. В.И. Ильичев (рис. 4) на НИС «Профессор Богоров» (рейс № 10, 11.03-11.05, 1981 г.) (рис. 5). Экспедиция выполнялась в рамках проекта «Южно-Китайское море». В порту г. Нячанг судно встречали сотрудники ИМИ НЦНИ СРВ во главе с директором института д-ром Ле Чонг Фаном с трогательным приветственным плакатом на русском языке (рис. 6, 7).

Важной задачей экспедиции являлось установление и развитие взаимных научных контактов дальневосточных и вьетнамских ученых. В связи с этим во время пребывания во Вьетнаме судно посетили несколько научных делегаций СРВ, возглавляемых ведущими учеными НЦНИ СРВ и руководителями вьетнамских научных организаций, в том вице-президентом числе НЦНИ профессором Ханойского университета Нгуен Ван Чиеном, заместителем министра науки и техники

Глава 1

Окончание табл.



Рис. 4. Начальник экспедиции В.И. Ильичев





Рис. 6. Директор ИМИ НЦНИ д-р Ле Чонг Фан

Рис. 5. Фрагмент маршрута и район работ на НИС «Профессор Богоров» (рейс № 10, 1981 г.)

Данг Нгок Тханом и др. На переговорах вьетнамская сторона проявила большую заинтересованность в сотрудничестве по ряду направлений, таких как циркуляция и термохалинная структура вод, подводная акустика, приливные и сгонно-нагонные явления, загрязнение морской среды.

После завершения переговоров судно приняло на борт 6 вьетнамских ученых, среди которых был зав. отделом физики моря Ле Фыок Чинь, гидробиолог Нгуен Ван Хой, гидрологи Чан Та, Чан Ван Сэм, Нгуен Ким Винь, Нгуен Тьен Зунг, и вышло в первую совместную экспедицию (рис. 8). В целом благоприятные погодные условия, обеспеченные межмуссонным периодом, позволили выполнить большой

объем комплексных исследований как в открытом море, так и в прибрежных водах Вьетнама.

По итогам исследований были получены новые данные о термохалинной структуре вод, показано значительное влияние стока реки Меконг на стратификацию прибрежных вод Вьетнама, оценено влияние приливно-отливных явлений, определена концентрация взвешенного вещества и содержание в нем тяжелых металлов, проведены дистанционные измерения



Рис. 7. Приветственный плакат



Рис. 8. Вьетнамские участники экспедиции ТОИ ДВНЦ АН СССР с советскими коллегами на борту НИС «Профессор Богоров» (рейс № 10, 1981 г.). Слева направо: Ю.Б. Шауб, 1-й помощник капитана О.К. Климчук, Нгуен Тьен Зунг, К.Т. Богданов, Чан Та, нач. экспедиции В.И. Ильичев, Б.Ф. Грабовский, капитан А.В. Гуляев, Г.А. Власова, Ле Фыок Чинь, Чан Ван Сэм, В.П. Белоножко, Н.И. Дюльдина, З.М. Шангараев, В.А. Кузьмин, Нгуен Ким Винь, Нгуен Ван Хой

отраженной радиации для оперативной оценки поверхностного нефтяного загрязнения моря, получены новые данные о пространственно-временных характеристиках естественных электромагнитных полей, индуцированных течениями, поверхностными и внутренними волнами, определена концентрация мелких форм зоопланктона, оценена связь звукорассеивающих свойств водной среды с биологическими характеристиками, на основе совместных биолого-акустических исследований установлен видовой состав животных и оценена их роль в рассеянии звука (Ильичев, Гуляев, 1982).

Высокую оценку результатам экспедиции дал её руководитель член-корр. АН СССР, д.ф.-м.н. В.И. Ильичев, который в интервью с журналистом Ю.А. Юша сказал: «Нашей комплексной экспедицией я весьма доволен. Проведены уникальные гидрологические, акустические, электромагнитные исследования. Изучено совместно с вьетнамскими коллегами множество биологических объектов. Идентифицировано 114 видов планктона, причем шесть из них обнаружены в этом море впервые. Начало международного научного проекта «Южно-Китайское море» прошло отлично...» («Профессор Богоров» ..., 1983).

Вторая, на этот раз геолого-геофизическая экспедиция ТОИ в Южно-Китайское море была проведена на НИС *«Каллисто»* осенью того же года (26.09– 18.12.1981 г.). Ее возглавил заведующий отделом геофизики *к.г.-м.н. Р.Г. Кулинич*. В этой экспедиции впервые в водах Вьетнама была реализована технология це-



Рис. 9. Начальник экспедиции Р.Г. Кулинич

ленаправленных комплексных геолого-геофизических и газогеохимических исследований (рис. 9, 10).

По результатам выполненных работ были получены первые характеристики гравитационных и магнитных аномалий над главнейшими морфоструктурами изучаемых районов, новые детали строения акустического



Рис. 10. Район работ экспедиции на НИС «Каллисто» (рейс № 15, 2-й этап, 1981 г.)

фундамента в зоне сочленения шельфа и глубоководной котловины моря, первые сведения о структуре осадочной толщи в районе восточного замыкания впадины Меконг, северной части прогиба Бруней и в зоне сочленения шельфа юго-восточного Вьетнама с глубоководной котловиной, геофизическая основа для построения модели земной коры Южно-Китайского моря, первые данные об аномальных

концентрациях газов, приуроченных к пограничной зоне шельф-склон в изучаемом районе (Кулинич, Лаптев, 1983).

Третья экспедиция в Южно-Китайское море была выполнена на НИС «Академик Александр Несмеянов» во время перехода только что построенного судна из Балтийского моря во Владивосток (рейс № 1, этап 1, 13.05–25.08.1982 г.). Её возглавил заведующий отделом гидрохимии ТОИ ДВНЦ АН СССР д.г.-м.н. В.В. Аникиев (рис. 11).

В программу экспедиции входило выполнение большого комплекса всесторонних исследований водной



Рис. 11. Начальник экспедиции В.В. Аникиев

толщи Южно-Китайского моря, но акцент был сделан на гидрохимических исследованиях. В экспедиционных работах приняли участие коллеги из ИМИ НЦНИ Вьетнама (рис. 12).



Рис. 12. Вьетнамские коллеги среди участников экспедиции на НИС «Академик А. Несмеянов» (рейс № 1, 1-й этап, 1982 г.). Слева направо, сидят: вьетнамский коллега, В.А. Соснин, А.А. Карнаухов, О.Ф. Ципилев, А.В. Мартынов, Б.Ф. Грабовский; стоят: Чан Та, Г.Г. Большакова, В.И. Меновщикова, Нгуен Тьен Зунг, Г.И. Юрасов, Н.П. Крюкова, Ле Фыок Чинь, Н.В. Симонова, В.В. Мороз, вьетнамский коллега, М.В. Ильичева, вьетнамский коллега

В этой экспедиции впервые были проведены детальные исследования в зоне смешения вод Южно-Китайского моря с водами р. Меконг, в результате которых была установлена четко выраженная фронтальная зона с резкими градиентами гидрохимических характеристик. В целом по итогам выполненных работ получены новые и уточнены предыдущие гидрологические, биологические, гидрофизические, гидрооптические, гидрохимические харак-

теристики вод. Кроме того, получена новая информация о загрязнении моря, электромагнитных и акустических полях изученной акватории. К сожалению, более полную картину исследований в названной экспедиции представить невозможно, т.к. в архивах не сохранились соответствующие отчеты.

В дальнейшем исследования ТОИ в Южно-Китайском море стали регулярными. Они включались в программы многих экспедиций, работавших в северной части Тихого океана, а также направлявшихся в другие районы, в том числе трансокеанских, выполнявшихся на переходах новых судов «Академик А. Несмеянов», «Академик А. Виноградов», «Академик М.А. Лаврентьев» после постройки из Балтийского моря во Владивосток, а также на гарантийные ремонты и обратно. Южно-Китайское море лежало на пути следования судов для пополнения запасов и отдыха участников экспедиций в п. Сингапур, где льготные условия бункеровки сингапуро-советской компанией SinSov Ltd. и низкие цены на продукты делали такой заход экономически выгодным и почти обязательным в большинстве экспедиций. Были организованы и специальные рейсы из Владивостока, направленные исключительно на изучение вод Вьетнама. Во многих экспедициях непосредственное участие принимали ученые из ИМИ (г. Нячанг), Института Прикладной геофизики (ИПГ, г. Ханой) и других институтов НЦНИ Вьетнама.

Ниже приводится краткая характеристика остальных экспедиционных исследований, выполненных в указанный выше период.

Первой из них стала экспедиция под руководством заместителя директора ТОИ *д.ф.-м.н. В.А. Акуличева* (рис. 13) в период 15.09–06.12.1982 г. (НИС «Акаде-

мик А. Несмеянов», рейс № 1, 2-й этап), которая имела акустико-гидрофизическую направленность. Районы работ охватывали акватории от Курильских островов и Камчатки на севере до Новой Каледонии на юге и также включали западную часть Южно-Китайского моря (рис. 14). На рис. 15 представлена памятная фотография участников экспедиции.

Впервые здесь был выполнен большой объем акустических исследований, сопровождаемых



Рис. 13. Начальник экспедиции В.А. Акуличев

гидрологическими (для расчета скорости звука), гидробиологическими (для изучения распределения по акустической трассе микро-мезопланктона) и геофизическими исследованиями (в связи с поисками нефтяных месторождений в Южно-Китайском море), а также произведен отбор проб воды и морской взвеси для определения в них содержания токсичных металлов на всех геофизических галсах и переходах вблизи Вьетнама (*Акуличев, 1983*). Во время захода в г. Нячанг был организован совместный семинар в Институте морских исследований.

Следующая экспедиция на НИС «Академик А. Несмеянов» (рейс № 2, этап 1) была проведена в период 25.12.1982–07.03.1983 гг. под руководством к.г.-м.н.

Р.Г. Кулинича. Программа экспедиции включала комплекс геолого-геофизических, газогидрохимических, гидрологических и гидрофизических исследований в разных районах Южно-Китайского моря, в том числе и в прибрежных водах Вьетнама. На судне работали вьетнамские ученые. В результате получен большой объем новой информации по исследованным районам, что послужило основой для создания базы геолого-геофизических данных по региону Южно-Китайского моря.

В перегонном рейсе НИС «Академик А. Несмеянов» из Владивостока в Ригу (рейс № 2, этап 2, 12.05–09.09.1983 г.) также проводились работы в Южно-Китай-



Рис. 14. Фрагмент маршрута и район работ экспедиции на НИС «Академик А. Несмеянов» (рейс № 1, 2-й этап, 1982 г.)



Рис. 15. Советские участники экспедиции на НИС «Академик А.Несмеянов» (рейс № 1, этап 2, 1982 г.) с вьетнамскими коллегами на территории ИМИ НЦНИ СРВ (г. Нячанг).

Слева направо, первый ряд: В.Б. Лобанов, О.В. Левушкин, И.П. Семилетов, вьетнамский коллега, Т.Р. Кильматов, Б.М. Шевцов, второй ряд: 1-й пом. капитана В.В. Корсков, Л.Д. Шалова, вьетнамские коллеги, капитан, Ле Фыок Чинь, задний ряд: нач. экспедиции В.А. Акуличев, Н.И. Дюльдина, матрос-артельщик, вьетнамский коллега, Н. Фомин

ском море. В этой экспедиции, начальником которой был *к.т.н. Р.Д. Меджитов* (рис. 16), были проведены лидарные измерения атмосферы, отработана методика дистанционного измерения содержания жидкой фазы воды, проведены измерения кавитационной прочности морской воды, а также акустических шумов вблизи



Рис. 16. Начальник экспедиции Р.Д. Меджитов

и вдали от судоходных трасс и в условиях мелководья (Меджитов, Гуляев, 1983).

После прихода во Владивосток нового НИС «Ака *демик А. Виноградов»* на нем была организована комплексная экспедиция в Южно-Китайское море (рейс \mathbb{N}° 1, этап 1, 12.05–15.07.1983 г.). Экспедиция проводилась под руководством заместителя директора ТОИ *к.ф.-м.н. А.В. Алексеева* (рис. 17). В программу экспедиции входило: изучение гидрохимических и гидрологических условий миграции тяжелых металлов в системе река-море; изучение условий седиментации на шельфе; исследование влияния кавитации на морскую воду; определение содержания углеводородов в воде и донных осадках; исследование внутренних волн и тонкой структуры водных масс.

30 июня 1983 г. на борт судна взяли 10 вьетнамских ученых. В этот же день трех членов экспедиции пересадили на НИС «Берилл» для работы в мелководной части района дельты р. Меконг. С 1 по 5 июля был выполнен полный объем работ в указанном полигоне: гидрохимическая съемка профиля на малых глубинах (41 станция), литологический профиль (26 станций), две суточные и одна 10-часовая станции. 6 июля высадили вьетнамских ученых в п. Нячанг. Полученные материалы позволили выяснить распределение гидрологических и гидрохимических параметров в зоне смешения речных и морских вод в период летнего муссона и составить схематическую карту распространения позднечетвертичных отложений, дать литологическое описание осадков (Алексеев, Шиман, 1984).



Рис. 17. Начальник экспедиции А.В. Алексеев

Следующая экспедиция на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 2, этап 1), выполнявшаяся

в период 22.08.–15.11.1983 гг. под руководством *д.ф.-м.н. В.А. Акуличева*, была организована для выполнения гидрофизических исследований. В центральной



Рис. 19. Фрагмент маршрута и район работ на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 2, 2-й этап)

части Южно-Китайского моря были отработаны две станции (160, 161) для сбора гидролого-акустических, гидробиологических и метеорологических данных, а также были проведены измерения газосодержания и кавитационной прочно-



Рис. 18. Начальник экспедиции К.Т. Богданов



Рис. 20. Вьетнамский коллега среди участников экспедиции на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 2, этап 2). В верхнем ряду слева направо: М.С. Пермяков, В.И. Меновщикова, Нгуен Тьен Зунг, Т.И. Литвиненко. Внизу: нач. гидрологического отряда Б.Ф. Грабовский

сти воды (Акуличев, 1984).

Очередная комплексная экспедиция на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 2, 2-й этап) была организована для проведения гидрологических, гидрохимических гидроакустиче-И ских исследований. Экспедиция проводилась под руководством заведующего отделом термики и динамики ТОИ д.г.н. К.Т. Богданова в период 01.12.1983 г. –

30.01.1984 г. (рис. 18–20). Во время работы на мелководье, в устье реки Меконг, к работе экспедиции подключалось маломерное судно «Берилл». В работах принимали участие восемь вьетнамских ученых из ИМИ НЦНИ Вьетнама: заведующий отделом физики моря Ле Фыок Чинь, зам. заведующего лабораторией морской геологии Чинь Тхе Хиеу, гидрохимик Фам Ван Хуен, гидрологи Чан Шам, Нгуен Тьен Зунг, Нгуен Куок Нгиа, Фан Фунг, Чан Та. Они были включены в состав отрядов гидрологии, гидрохимии и биолюминесценции.



Рис. 21. Начальник экспедиции Б.И. Васильев

Несмотря на неблагоприятные погодные условия экспедиция выполнила большой объем исследований. Были получены характеристики структуры вод Южно-Китайского моря в зимний период; установлено, что мезомасштабная изменчивость течений имеет приливной характер; исследована пространственно-временная изменчивость поля прозрачности морских вод; получены материалы по гидроакустической обстановке в зимний период, и впервые в натурных условиях испытаны акустические приборы; прослежена на протяжении 180 миль тектонически активная зона разломов, проходящая по границе шельфа и континентального склона (ранее эта зона была закартирована на участке 40 миль); в верхнем слое воды в северо-восточной части моря обнаружено высокое содержание метана и углекислого газа (Богданов, Шиман, 1984).

Следующей была геолого-геофизическая экспедиция на НИС «Академик А. Несмеянов» (рейс № 4, 30.06–21.10.1984 г.) под руководством д.г.-м.н. Б.И. Васильева (рис. 21), которая, работая в западной части Тихого океана, выполнила профильные геофизические наблюдения в юго-западной и центральной частях Южно-Китайского моря (рис. 22).

В результате получен новый фактический материал о рельефе дна и характере распределения аномалий магнитного и гравитационного полей над основными морфоструктурами этого моря (Васильев, Наделяев, 1984; Васильев, 1984).

Экспедиция на НИС «Профессор Богоров» под руководством к.ф.-м.н. В.П. Шевцова (рейс № 18, этап 3) была направлена в Южно-Китайское море в период с 9.10 по 07.11.1984 г. для проведения комплекса акустических и гидрофизических исследований. Работы по развитию методов обна-



Рис. 22. Фрагмент маршрута и район работ экспедиции на НИС «Академик А. Несмеянов» (рейс № 4, 1984 г.)

ружения подводных объектов выполнялись в глубоководной части моря к востоку от центральной части Южного Вьетнама на полигоне около 13 с.ш. 113. в.д.

Комплексная экспедиция на НИС «Академик А. Несмеянов» под руководством к.ф.-м.н. С.Н. Протасова (рис. 24) выполнялась в период с 15.01 по 20.04.1985 г.

(рейс № 6, 2-й этап). Ее целью являлся сбор данных для более полного и качественного изучения морских энергетических ресурсов в период зимнего муссона.

Основной объем работ в этой экспедиции выполнялся на акваториях Тихого и Индийского океанов. На переходе в Индийский океан в центральной части Южно-Китайского моря была выполнена одна суточная станция с зондированием до глубины 1500 м. Эти работы позволили исследовать короткопериодную изменчивость гидрологической, динамической и гидроакустической структуры вод данного района. В силу недостаточной освещенности метеорологическими данными в тропической зоне моря были проведены метеорологические и актинометрические наблюдения. Получены пространственно-временные вариации температуры



Рис. 23. Начальник экспедиции В.П. Шевцов



Рис. 24. Начальник экспедиции С.Н. Протасов

поверхности моря, полной массы водяного пара в атмосфере, водозапаса облаков, интенсивности осадков, а также отработана методика измерений температуры поверхности моря дистанционными приборами (Протасов, Гуляев, 1985).

Экспедиция на НИС «Академик А. Виноградов» под руководством к.т.н. Р.Д. Меджитова в период 03.03–25.05.1985 г. (рейс № 5) провела попутные работы в центральной части Южно-Китайского моря по маршруту следования судна в другие районы исследований.

В задачу экспедиции входило исследование электромагнитных фоновых условий в Южно-Китайском море, изучение взаимосвязей между гидродинамическими и электромагнитными полями, исследование кинематики внутренних волн, изучение циркуляции вод в центральной части Южно-Китайского моря в межсезонный

период перехода от зимнего муссона к летнему. Работы были выполнены в полном объеме, получены соответствующие новые данные (*Меджитов, 1985*).

Значительный объем гидрологических исследований был выполнен в экспедиции на новом судне «Академик М.А. Лаврентьев» в период 24.07-01.11.1985 г. под руководством д.г.н. К.Т. Богданова (рейс № 3, этап 1). Построенное в конце 1984 г. судно было укомплектовано современным океанографическим оборудованием, в том числе новейшим СТД-зондом Neil Brown Mark III с батометрической системой Rosette 1014 для отбора проб воды. В Южно-Китайском море была проведена океанологическая съемка из 46 станций, расположенных на пяти широтных разрезах (рис. 25), охватывавших значительную акваторию глубоководной части моря. Это позволило выполнить динамические расчеты течений. Были также проведены гидроакустические исследования.

В результате проведенных работ были исследованы особенности термохалинной структуры и циркуляции вод в период летнего муссона: показано, что поля темпера-



Рис. 25. Фрагмент маршрута и район работ экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 3, 1-й этап, 1985 г.)

туры и скорости звука в исследуемом районе отличаются крайней неоднородностью; в поле солености выделяются мощный высокоградиентный слой галоклина, слой максимума солености и слой пониженной солености; вблизи шельфовой зоны наблюдается заглубление галоклина, обусловленное влиянием материкового стока; исследованы пространственно-временные характеристики шумовых полей в различных погодных условиях; накоплен большой материал по приему акустических сигналов различной длительности и структуры с возможностью исследования эхосигналов и реверберационных характеристик акватории. Важным результатом выполненной крупномасштабной съемки, осуществленной в период действия летнего муссона и разрушительного тайфуна «Дот», является хороший массив гидрологических данных, пригодный для расчета геострофической циркуляции вод в исследованном районе (Богданов, Лаптев, 1985).

В конце сентября 1985 г. попутные работы в Южно-Китайском море провела комплексная гидроакустическая экспедиция на НИС «Академик А. Виноградов» под руководством $\partial.\phi.-м.н.$ В.А. Акуличева, работавшая на обширных акваториях Тихого океана в период 26.07–31.10.1985 г. (рейс № 6, этап 1). В центральной части Южно-Китайского моря, в районе с координатами 11°20' с.ш. и 111° в.д., по маршруту судна была выполнена одна суточная станция с измерениями гидролого-акустических характеристик морской среды (температура, соленость, плотность, скорость звука); проведены измерения газосодержания морской воды до глубин 200 м (поверхностная вода тропической структуры не достигает 100 % насыщения кислородом, а величина газового содержания понижается); определена взаимосвязь горизонтальных неоднородностей акустических и гидрологических полей, определяющих аномалии распространения звука (Акуличев,1986).

Комплексная экспедиция на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 3, этап 2; 20.11.1985 г.–13.01.1986 г.) в Тихий и Индийский океаны под руководством к.ф.-м.н. С.Н. Протасова также провела попутные исследования в Южно-Китайском море с использованием оптических и акустических приборов дистанционного наблюдения. По маршруту судна исследован подводный рельеф дна центральной части глубоководной котловины; изучено содержание взвеси (терригенного материала) в атмосфере и в поверхностном слое воды; отработана методика выделения термических фронтов на поверхности моря; собран большой объем экспериментального материала об оптических характеристиках морской поверхности при различных гидрометеоусловиях; осуществлена экспериментальная проверка методики регистрации аномалий физических характеристик морской поверхности; выявлено, что в верхнем 10-метровом слое центральной части Южно-Китайского моря (11° с.ш., 111° в.д.) происходит интенсивное охлаждение поверхности моря в период северо-восточного муссона (Протасов, Лаптев, 1986).

Попутные геофизические измерения в юго-восточной части Южно-Китайского моря были выполнены для дополнения имеющихся данных в геолого-геофизической экспедиции на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 7, 23.01– 20.04.1986 г.) под руководством д.г.-м.н. Б.И. Васильева во время перехода в п. Сингапур и обратно (Васильев, Карпов, 1986).



Рис. 26. Фрагмент маршрута и район работ в экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 6, 1986–1987 гг.)

Большой объем геолого-геофизических исследований был выполнен в экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 6, 11.12.1986–28.02.1987 гг.), под руководством к.г.-м.н. Р.Г. Кулинича (рис. 26). На борту судна работали вьетнамские ученые ИМИ НЦНИ СРВ: заведующий лабораторией морской геологии Чинь Фунг, литолог Нгуен Хыу Шиу, геоморфолог До Минь Тиеп (рис. 27). В результате получены новые данные о скоростных характеристиках осадочных отложений, вещественном составе, возрасте и условиях образования верхнечетвертичных отложений на вьетнамском шельфе и в глубоководной котловине Южно-Китайского моря (Кулинич, Никифоров, 1987).

Комплексная экспедиция на НИС «Академик А. Несмеянов» (рейс № 12,

2.06–20.08.1987 г.) под руководством заместителя директора ТОИ к.ф.-м.н. А.В. Алексеева выполнила попутные работы в Южно-Китайском море. В числе основных задач экспедиции было выполнение гидрологических и гидрохимических экспериментальных исследований с целью изучения соответствующих структур вод, особенностей циркуляции вод, вихревых образований и их влия-



Рис. 27. Советские геологи и геофизики с вьетнамскими коллегами в 6-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (1986–1987 гг.)

ния на гидролого-акустическую структуру моря. В Южно-Китайском море, в районе с координатами 9°22′-9°44′ с.ш., 110°16′-110°58′ в.д., отработана одна двухсуточная станция с 10 зондированиями. Наблюдения выполнены в условиях летнего муссона. В результате была исследована термохалинная структура вод до глубины 500 м; показано, что вариации гидрохимических параметров (концентрация неорганических фосфатов, растворенного кислорода, щелочности и содержания ионов кальция) в этом слое являются незначительными; изучена изменчивость распределения фитопланктона и его продукционных характеристик; выявлено, что исследуемый район относится к олиготрофным, максимумы залегания концентрации пигментов фитопланктона и интенсивность замедленной флу-



Рис. 28. Начальник экспедиции Г.И. Юрасов

оресценции фитопланктона залегают на глубинах 75–100 м, что определяется концентрацией лимитирующих развитие фитопланктона биогенных элементов; показано, что внутрисуточная биомасса зоопланктона верхнего 100-метрового слоя изменяется в несколько раз, при этом термоклин ограничивает суточные вариации биомассы сестона в вертикальном направлении; ниже термоклина происходит накопление детридного вещества и уменьшение содержания кислорода; иссле-

дована пространственно-временная оптическая структура вод; выявлены суточные вариации молекулярного обмена атмосферы и морской поверхности; определены пространственно-временные вариации концентраций трития в атмосферной влаге в условиях устойчивого массопереноса и хорошего турбулентного перемешивания приводного слоя атмосферы (Алексеев, Гуляев, 1987).

Комплексная океанографическая экспедиция на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 10, 16.01–28.04.1988 г.) под руководством к.г.н. Г.И. Юрасова выполнила работы на трех полигонах в открытой части Южно-Китайского моря в апреле 1988 г. (рис. 28–29).

В результате проведенных исследований получен экспериментальный материал по пространственной структуре гидрофизических и гидрометеорологических



Рис. 29. Фрагмент маршрута и район работ экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 10, 1988 г.)

полей в зимний и весенний сезоны; определены особенности гидрологической структуры вод и вертикальной структуры звукорассеивающих слоев; оценена их связь с тонкой термохалинной стратификацией вод; впервые выполнены экспериментальные исследования изменчивости светового фона по вертикали в глубоководной части моря; испытаны новые образцы океанологических приборов (Юрасов, Никифоров, 1986).



Рис. 30. Начальник экспедиции к.г.-м.н. Ф.Р. Лихт

В начале мая 1988 г. геологическая экспедиция на НИС «Профессор Богоров» (рейс № 27, 19.01– 18.05.1988 г.) под руководством к.г.-м.н. Ф.Р. Лихта (рис. 30) проводила исследования на шельфе юго-восточного Вьетнама. На борту судна работали два сотрудника ИМИ НЦНИ СРВ: заведующий лабораторией геологии и морфологии Чинг Фунг и научный сотрудник Тонг Фыок Хоан Шон.

В разработке плана совместных исследований принимали участие заместитель директора ИМИ Во Вань Лань, помощник директора Чан Дин Тин и научный сотрудник Нгуен Дин Ва. В ходе экспедиции были изучены изменения динамических и температурных характеристик вод под воздействием приливо-отливных явлений; получена картина распределения

взвеси в водной толще и закономерности ее содержания; установлено широкое распространение осадков, состоящих преимущественно из кварца песчано-мелкоразвитой размерности; зарегистрированы восемь подводных картируемых ландшафтных единиц, слагающих в совокупности рифогенные образования высоких и низких островов (Лихт, Любушкин, 1988).

Попутные работы в Южно-Китайском море в апреле 1988 г. выполнила экспедиция на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 11, 21.01–28.04.1988 г.) под руководством к.т.н. Р.Д. Меджитова. Ее целью являлось исследование магнитогидродинамических явлений. В результате были получены новые данные об абсолютных величинах и изменчивости компонент электромагнитных полей, индуцированных течениями и внутренними волнами моря; выявлено существование короткопериодных и длиннопериодных колебаний составляющих электрического поля и определены значения его напряженности в различных диапазонах частот; получены оценки скорости распространения внутренних волн; выявлена 12-часовая периодичность в изменчивости величины кавитационной прочности морской воды, обусловленная приливными явлениями (Меджитов, Карпов, 1988).

Этой же весной 1988 г. попутные геофизические и эхолотные наблюдения были выполнены в экспедиции на НИС *«Академик А. Несмеянов»* (рейс № 13, 16.03–14.06.1988 г.) под руководством д.г.-м.н. *Б.И. Васильева* на переходе в порт Сингапур (*Васильев, 1988*).

Экспедиция на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 12, 01.06– 29.08.1988 г.) под руководством д.ф.-м.н. В.А. Акуличева выполняла комплексные исследования акустических и гидрофизических полей в районах Тихого океана с различной гидрологической стратификацией, определяющей различные условия распространения, поглощения и рассеяния звука. Проведены две суточные станции в районах центральной части Южно-Китайского моря с координатами 8°37′ с.ш. – 108°20′ в.д. и 13° с.ш. и 112°11′ в.д. в период летнего муссона (Акуличев, 1988).

Комплексная океанологическая экспедиция на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 12, 28.09.1988 –25.01.1989 гг.) под руководством д.г.-м.н. В.В. Аникиева провела гидрологические и гидрохимические исследования на южном шельфе Вьетнама в зоне влияния стока р. Меконг в период с 6 по 16 ноября 1988 г. (рис. 31).

В составе экспедиции работала группа вьетнамских специалистов ИМИ НЦНИ СРВ: океанолог Буй Хонг Лонг (руководитель группы), геолог Чинь Тхе Хиеу, гидробиолог Нгуен Чо, гидрохимики Во Жюй Шон и Ле Ван Нган. В результате работ определен уровень загрязнения воды, взвеси, планктона и донных осадков тяжелыми металлами и углеводородами; зарегистрированы масштабы изменчивости гидрофизических, гидрохимических и биологических характеристик зоны смешения речных и морских вод в пространстве и во времени; по маршруту следования отобраны пробы аэрозолей и дождей для оценки атмосферного стока загрязняющих веществ (*Аникиев, Никифоров, 1989*).

После завершения данного этапа экспедиционных работ в п. Хошимин 17 ноября 1988 г. был проведен советско-вьетнамский научный симпозиум по теме «Гидрология и гидрохимия шельфовой области окраинных морей Тихого океана» под председательством начальника



Рис. 31. Фрагмент маршрута и район работ экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 12,1988–1989 гг.)

экспедиции Аникиева В.В. и главного научного сотрудника ИМИ НЦНИ СРВ Ле Фыок Чинь. На симпозиуме было представлено 16 докладов, в числе наиболее важных из них были следующие: Ле Фыок Чинь. Океанологические аспекты изучения шельфа юга Вьетнама и их связь с решением задач народного хозяйства СРВ; Во Ван Лань (заместитель директора ИМИ НЦНИ). Термохалинная структура и водные массы Южно-Китайского моря; Аникиев В.В., Буй Хонг Лонг и Звалинский В.И. Предварительные результаты съемки полигона на южном шельфе Вьетнама в зоне влияния стока р. Меконг, ноябрь 1988 г.

Попутные работы по исследованию физико-химических свойств морской воды с использованием метода ядерно-магнитного резонанса и других методов анализа выполнялись в экспедиции на НИС «Профессор Богоров» (рейс № 29,

Глава 1



Рис. 32. Начальник экспедиции У.Х. Копвиллем

17.11.1988–10.01.1989 г.) под руководством *д.ф.-м.н. У.Х. Копвиллема* (рис. 32) на переходе к порту Сингапур (Копвиллем, 1989).

Гидроакустическая экспедиция на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 14, 22.02–13.06.1989 г.) под руководством к.ф.-м.н. В.А. Щурова (рис. 33) выполнила наблюдения на полигоне в центральной части Южно-Китайского моря (рис. 34).

Целью экспедиции являлось исследование акустического поля открытого глубокого моря, включающего в себя измерения акустических шумов динамического, антропологического и биологического происхождения, реверберации, кавитационной прочности, гидрологических, гидрохимических и гидрофизических характеристик. В глубоководной части Южно-Китайского моря (полигон № 4) была осуществлена двух-

суточная постановка телеметрической си-

стемы в мае, во время смены муссонов и приближающегося тайфуна «Brenda» (19.05–21.05.1989). Приемная система дрейфовала сначала в северо-восточном направлении, далее в северо-западном, и за сутки смещение составляло 9 миль. Акустические шумы в районе работ полностью определялись судоходством (Щуров, Любушкин, 1989).

Газогеохимические исследования в прибрежных водах Вьетнама были выполнены на НИС «Морской геофизик» (рейс № 33, 29.03– 18.05.1989 г.) под руководством к.г.-м.н. А.И. Обжирова (рис. 35).

Район работ охватывал шельф юго-восточного Вьетнама, континентальный склон и глубоководную часть моря. В придонной воде была обнаружена высокая аномалия метана (Обжиров, Ноздрин, 1989).

Комплексная экспедиция на НИС «Академик А. Несмеянов» (рейс № 16, этап 1, 12.05– 01.08.1989 г.) под руководством к.т.н. Р.Д. Меджитова выполнила работы на нескольких полигонах в Южно-Китайском море, в том числе в прибрежных водах Вьетнама в июне–июле 1989 (рис. 36).



Рис. 33. Начальник экспедиции В.А. Щуров



Рис. 34. Фрагмент маршрута и участок работ на НИС «Академик А. Виноградов» рейс № 14, 1989 г.



Рис. 35. Начальник экспедиции А.И. Обжиров



Рис. 36. Фрагмент маршрута и район работ экспедиции на НИС «Академик А. Несмеянов» (рейс № 16, 1-й этап, 1989 г.)



Рис. 37. Фрагмент маршрута и район работ в Южно-Китайском море экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 14, 1989– 1990 гг.)

Помимо электромагнитных измерений в экспедиции выполнялись гидрологические, геоморфологические и биогеографические исследования. Вместе с советскими учеными работали и вьетнамские коллеги. В состав гидрологического отряда входили ученые из Института океанографии (переименованный ИМИ) НЦНИ зав. отделом физики моря Ла Ван Бай, океанологи Буй Хонг Лонг и Нгуен Ким Винь, а также 4 вьетнамских специалиста в составе почвенно-геоморфологического и биогеографического отрядов: зав. отделом ботаники Центра экологии и биологических ресурсов Нгуен Тьен Бан (г. Ханой), директор Центра почвенной зоологии педагогического института Тхай Чан Бай (г. Ханой), научный сотрудник отдела геоморфологии Центра географии и природных ресурсов Лай Зуй Ань (г. Ханой) и геолог ИО НЦНИ Чинь Тхе Хиеу (г. Нячанг). Во время захода в п. Нячанг судно посетил директор ИО НЦНИ д-р Во Ван Лань, с которым было проведено рабочее совещание. В результате получены новые данные зависимости напряженности электрического поля от скорости перемещения водных масс в центральной части прибрежных вод Вьетнама (*Меджитов, Гуляев, 1989*).

Комплексная океанологическая экспедиция на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 14, 12.12.1989 г.–12.03.1990 г.) под руководством к.г.н. Г.И. Юрасова в конце декабря 1989 г. выполнила гидрологический разрез из 12 станций с СТД-зондированиями до глубины 1000 м через глубоководную центральную часть Южно-Китайского моря (рис. 37).

По результатам выполненных работ были даны характеристика термохалинной структуры вод и положение основных водных масс в исследуемом районе в период зимнего муссона. Выявлены структурные особенности вод, связанные с поступлением тихоокеанских вод через проливы. Сделан вывод, что для глубоководной части Южно-Китайского моря характерен экваториально-тропический



Рис. 38. Фрагмент маршрута и район работ в Южно-Китайском море экспедиции на НИС «Профессор Богоров» (рейс № 32, 1989–1990 гг.)

тип вертикальной структуры вод. Параллельно проводились измерения морских течений в слое 0–500 м, что дало возможность получить новые гидрофизические данные по динамике центральной части моря. В результате выявлено, что, несмотря на влияние зимнего муссона, когда течения имеют в основном южное направление, в центральной и восточной частях моря наблюдаются противотечения (Юрасов, Зубков, 1990).

Третья гидролого-гидрохимическая съемка района, прилегающего к дельте р. Меконг, была выполнена в январе 1990 г. в экспедиции на НИС «Профессор Богоров» (рейс № 32, 18.12.1989–20.04.1990 г.) под руководством *д.г.-м.н. В.В. Аникиева* (рис. 38).

Основной целью экспедиции являлось получение новых данных по химическим параметрам дельт рек Меконг и Сайгон, оценка влияния антропогенного воздействия на жизнедеятельность речных и морских организмов на водоразделе река-море. Для этого были проведены комплексные исследования пространственно-временной изменчивости гидрофизических, гидрохимических и биологических характеристик водных масс в зоне смешения речных и морских вод. На борту судна с 5.01 по 16.01.1990 г. работала группа из 4 вьетнамских специалистов из ИО НЦНИ: океанолог Буй Хонг Лонг (руководитель), геолог До Минь Тьеп, химики До Пхи Ким Ан и Ли Тхи Винь.

В результате выполненных исследований определены особенности термохалинной структуры поверхностных вод Южно-Китайского моря на исследуемом полигоне в зимний период; установлено, что воды акватории участка шельфа моря, прилегающие к дельтам рек Меконг и Сайгон, в зимний период по всем структурно-функциональным характеристикам планктонного сообщества могут быть охарактеризованы как мезотрофные; выделена область в центральной части полигона, в которой все планктонные сообщества являются относительно молодыми и находятся на ранней стадии сукцессии; выделены зоны повышенной биологической продуктивности с максимальными градиентами всех характеристик вблизи южного рукава р. Меконг и р. Сайгон; выявлено, что распределение гидрохимических параметров в значительной степени зависит от приливно-отливных явлений; вскрыт чехол россыпи у кромки палеоберега, в связи с чем зафиксирована реликтовая береговая линия по выходу более древних литифицированных отложений (*Аникиев, Мурзин, 1990*).

Геофизическая экспедиция на НИС «Профессор Гагаринский» (рейс № 6, 2.03–8.06.1990 г.) под руководством С.М. Николаева в марте-апреле 1990 г. выполнила комплекс исследований для изучения скрытой тектоники и глубинного строения земной коры региона Южно-Китайского моря (рис. 39).

34

На борту судна присутствовало 3 вьетнамских геофизика: двое из ИО (г. Нячанг) и один из Института прикладной геофизики (ИПГ) НЦНИ СРВ (г. Ханой). В результате были увязаны между собой геофизические съемки разных лет, что позволило завершить геофизические работы в зоне сочленения континентальных структур южного Вьетнама с глубоководной котловиной (Николаев, Федоров, 1990).



Рис. 39. Начальник экспедиции С.М. Николаев



Рис. 40. Фрагмент маршрута и район работ в Южно-Китайском море экспедиции на НИС «Профессор Гагаринский» (рейс № 35,1990–1991 гг.).

Акустические исследова-

ния выполнялись в экспедиции на НИС «Академик А. Виноградов» в рейсе № 16, этап 1, с 01.04 по 03.07.1990 г. (начальник экспедиции д.ф.-м.н. В.А. Акуличев). Были проведены испытания забортных систем и установленного на судне оборудования на одиночной станции в Южно-Китайском море (Акуличев, 1990).

Геолого-геофизическая экспедиция на НИС «Профессор Богоров» (рейс № 35, 07.12.1990–18.02.1991 г.) под руководством к.г.-м.н. А.И. Обжирова провела газогеохимические исследования в центральной части Южно-Китайского моря (рис. 40).

В результате установлено, что в придонной воде глубоководной котловины фоновой концентрацией природного метана является его содержание 10–15 нл/л. (Обжиров, Никифоров, 1991).

Гидроакустическая экспедиция на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 20, этап 1, 05.09–04.11.1991 г.) под руководством д.ф.-м.н. Е.Ф. Орлова выполняла работы на полигоне в центральной части Южно-Китайского моря в сентябре и октябре 1991 г. (рис. 41).

Основной задачей экспедиции являлось исследование влияния гидрологических особенностей морской среды вдоль протяженных трасс в открытых акваториях и шельфовых зонах на пространственную когерентность низкочастотных тональных и широкополосных звуковых полей. В результате исследована пространственная когерентность низкочастотных



Рис. 41. Фрагмент маршрута и район работ в Южно-Китайском море экспедиции на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 20, 1-й этап, 1991 г.)

акустических полей на 4 частотах и на инфразвуковой частоте на 2 трассах в Южно-Китайском море (Орлов, Никифоров, 1991).

Попутные акустические и гидрофизические работы выполнялись в экспедиции на НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 20, этап 2, 20.11–30.12.1991 г., начальник экспедиции д.ф.-м.н. В.А. Акуличев) на переходе к порту Сингапур и обратно. Экспедиция была организована для получения новых экспериментальных данных об особенностях распространения, рассеяния и затухания акустических сигналов в районах с различной гидрологической стратификацией (Акуличев, 1992).

Все основные исследования на НИС «Академик А. Виноградов» выполнялись совместно с НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 19, этап 2, начальник экспедиции *к.ф.-м.н. В.А. Щуров*). При этом НИС «Академик А. Виноградов» обеспечивал излучение акустических сигналов, а НИС «Академик М.А. Лаврентьев» обеспечивал их прием. НИС «Академик М.А. Лаврентьев» самостоятельно провел исследования акустических шумов в Южно-Китайском море (Щуров, Ноздрин, 1992).

Геофизическая экспедиция на НИС «Профессор Гагаринский» (рейс № 11, этап 2, 18.11.1991–29.02.1992 г.) под руководством С.М. Николаева провела большой комплекс площадных гравиметрических и магнитометрических работ в северной части экономической зоны Вьетнама как продолжение геофизических работ, выполненных в предшествующих экспедициях (рис. 42).

На борту судна присутствовали два вьетнамских геофизика из ИПГ НЦНИ СРВ (г. Ханой). Полученные данные в совокупности с результатами предшеству-



Рис. 42. Фрагмент маршрута и район работ в Южно-Китайском море экспедиции на НИС «Профессор Гагаринский» (рейс № 11, 2-й этап 1991–1992 гг.)
ющих работ явились основой для построения карт гравитационных и магнитных аномалий на всю экономическую зону Вьетнама. Выполненные гравимагнитные измерения завершили этап региональных геофизических исследований в экономической зоне СРВ (*Николаев, Якубович, 1992*).

В геофизической экспедиции на НИС «Академик Александр Несмеянов» под руководством к.г.-м.н. Р.Г. Кулинича (рейс № 23, 22.03–20.04.1993 г.) были проведены контрольные и детализационные гравиметрические, магнитометрические и батиметрические наблюдения для уточнения ранее полученных геофизических данных и создания геофизических карт для этого района (Кулинич, Крячко, 1993).

Во время захода в п. Хайфон была проведена встреча руководства экспедиции с директором Института прикладной геофизики Научного центра естественных наук и технологий (ИПГ НЦЕНиТ) (в 1993 г. НЦНИ СРВ был переименован в НЦЕНиТ СРВ) профессором Буй Конг Куэ. Встреча проведена с целью обсуждения перспектив выполнения совместных геолого-геофизических исследований в Южно-Китайском море.

Океанологическая экспедиция на НИС «Профессор Богоров» под руководством К.Г.Н. Г.И. Юрасова (рейс № 38. 03.12.1994-01.02.1995 г.) (рис. 43) выполнила большой комплекс гидрологических, гидрохимических, биологических и седиментационных исследований в водах Вьетнама в зимний период. В экспедиции участвовала группа вьетнамских ученых из ИО НЦЕНиТ и Ханойского университета во главе с профессором Ле Дык То (Ханойский университет): Нгуен Ким Винь, Фан Ван Тьень, Ла Ван Бай, Нгуен Тхань Ко, Зонг Чонг Кием, Фам Вам Лонг, Нгуен Дык Кы, Нгуен Чо, Доан Нхы



Рис. 43. Фрагмент маршрута и район работ в экспедиции на НИС «Профессор Богоров» (рейс № 38, 1994–1995 гг.)

Хай, Чу Ван Тхуок, Нгуен Фи Фат, Чинь Тхе Хиеу и Нгуен Ван Ньян.

В итоге выполненных работ получены: данные о вертикальном распределении температуры и солености от поверхности до дна на 53 станциях (рис. 44, а), пробы донных осадков на 54 станциях (рис. 44, б), данные инструментальных наблюдений за течениями, пробы морской воды на 43 станциях, пробы зоопланктона в верхнем слое моря на 52 станциях (работы выполнялись полностью вьетнамскими учеными), данные 68 циклов стандартных гидро-метеонаблюдений, результаты непрерывной записи температуры и солености в поверхностном слое моря на ходу судна (30 суток). По результатам газогеохимических анализов проб морской воды на 53 станциях в придонной воде северной и южной частях вьетнамского шельфа обнаружены аномальные концентрации метана, в то время как в его



Рис. 44. Схема расположения гидрологических станций (а) и распределение донных осадков на восточном шельфе Вьетнама (б)

центральной части зафиксированы только фоновые концентрации (Юрасов, Маренин, 1995).

Это была последняя в 20-м столетии совместная российско-вьетнамская экспедиция. Как было отмечено выше, все перечисленные экспедиции выполняли комплексные программы исследований. Тем не менее каждая из них имела свою направленность и специализацию. В целом можно выделить следующие основные направления исследований,

выполненных ТОИ в течение описанного периода: океанология, гидрофизика, геофизика и геология, гидрохимия и газогеохимия, биология.

По каждому из этих направлений был получен большой объем данных, на основе которых сделан существенный вклад в понимание природных процессов в Южно-Китайском море с акцентом на акваторию, входящую в экономическую зону Вьетнама.

Сотрудничество в период 2005 г. – настоящее время

После 10-летнего перерыва, в начале 2005 г., директор Ханойского института океанографии (ХНИО) ВАНТ (в 2004 г. НЦЕНиТ СРВ был переименован во Вьетнамскую академию наук и технологий – ВАНТ) д-р Нгуен Тхе Тиеп обратился в адрес ТОИ ДВО РАН с предложением возобновить и развить совместные геолого-геофизические исследования. В июне того же года заместитель директора ТОИ, заведующий отделом геологии и геофизики д.г.-м.н. Р.Г. Кулинич и заведующий лабораторией магнитных полей океана к.г.-м.н. В.М. Никифоров посетили Вьетнам, где был подписан Меморандум о научном сотрудничестве и кооперации (08.06.2005 г.). Это послужило началом нового этапа российско-вьетнамских совместных геолого-геофизических исследований. В дни пребывания делегации ТОИ во Вьетнаме ХНИО был переименован в Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ВАНТ.

Первыми и основными совместными работами на новом этапе сотрудничества стали наземные геофизические исследования, включившие в себя магнитотеллурическое зондирование литосферы на севере Вьетнама под руководством



а

Рис. 45. Рабочее совещание с вьетнамскими коллегами в ИМГиГ ВАНТ

(а): на переднем плане слева направо: заместитель директора ИМГиГ ВАНТ д-р До Чиен Танг, Р.Г. Кулинич, В.М. Никифоров; (б): встреча с Президентом ВАНТ Данг Ву Минь слева направо: директор ИМГиГ д-р Нгуен Тхе Тиеп, Р.Г. Кулинич, Президент ВАНТ Данг Ву Минь, В.М. Никифоров, д-р До Чиен Танг. (2005 г.)

к.г.-м.н. В.М. Никифорова. Результаты наземных исследований не входят в рамки данной монографии, поэтому их описание и полученные результаты опускаются.

В июне 2007 г. делегация ТОИ во главе с Р.Г. Кулиничем посетила ИМГиГ для обсуждения совместных исследований в рамках проекта «Изучение геолого-геофизических характеристик сети береговых палеодолин Вьетнама» на период 2007-2008 гг., поддержанного грантами РФФИ и ВАНТ (рис. 45).

В сентябре того же 2007 г. администрация ИО ВАНТ пригласила ТОИ принять участие в международной конференции, посвященной 85-летию этого института (рис. 46). Этот визит положил начало новому этапу совместных океанологических исследований.

В сентябре 2008 г. делегация ИМГиГ ВАНТ, возглавляемая директором института Нгуен Тхе Тиепом, посетила ТОИ для обсуждения вопросов, связанных с выполнением геофизических исследований палеодолин в береговой зоне Вьетнама, а также планирования совместных исследований ТОИ и ИМГиГ на период 2009-2010 гг.

В 2009 г. делегация ТОИ во главе с директором института академиком В.А. Акуличевым посетила ИМГиГ ВАНТ. На встрече были уточнены дальнейшие планы, программы и формы сотрудничества между указанными институтами. На этой основе 23 апреля 2010 г. было подписано Соглашение об организации совместной вьетнамо-российской Лаборатории морских исследований.

В марте-апреле 2010 г. делегация ТОИ под руководством заместителя директора ТОИ В.Б. Лобанова посетила Вьетнамское управление по морям и островам (ВУМО) Министерства природных ресурсов и окружающей среды СРВ, ИМГиГ и ИО ВАНТ для уточнения планов совместных мероприятий. По результатам этого визита было подписано Соглашение о научном сотрудничестве между ТОИ ДВО РАН и ИО ВАНТ (16.07.2010 г.) (рис. 47, 48).



Рис. 46. Делегация ТОИ ДВО РАН во главе с заместителем директора, заведующим отделом общей океанологии В.Б. Лобановыми и другие участники международной конференции, посвященной 85-летию ИО ВАНТ



Рис. 47. Делегация ТОИ ДВО РАН (В.Б. Лобанов, Л.М. Митник, И.Д. Ростов, Г.А. Власова) в ВУМО, г. Ханой (а) и ИО ВАНТ, г. Нячанг (б) в 2010 г.

В августе 2010 г. ТОИ посетили делегации ВАНТ и ВУМО под руководством председателя Управления д-ра Нгуен Ван Кы. В результате переговоров был подписаны Меморандумы о сотрудничестве между ТОИ ДВО РАН, ИМГиГ ВАНТ и ВУМО, а также были подготовлены Меморандумы и Соглашения по сотрудничеству в планируемых конкретных проектах (рис. 49).

Одним из итогов перечисленных рабочих встреч и совещаний стало решение возобновить океанографические исследования. Ha этой основе в июле-августе 2010 г. и мае 2011 г. была проведены две серии экспедиционных исследований прибрежных вод Южного Вьетнама в районе залива Нячанг. Совместные российско-вьетнамские экспедиции выполнялись в рамках проекта № 47 программы № 19 «Вьетнамско-российское сотрудничество в области морских метеорологических, гилрологических и линамических исследований» подпрограммы № 2 ВАНТ и выполнялись на судне ИО ВАНТ NCB-95 (рис. 50, 51) под руководством заведующего отделом физики моря д-ра Нгуен Ба Суана и заместителя директора ТОИ В.Б. Лобанова. В ходе работ были выполнены полигонные съемки с использовани-



Рис. 48. Рабочее совещание по результатам исследований в ИО ВАНТ, 2010 г. Верхний ряд *слева направо:* зам директора ТОИ ДВО РАН к.г.н. В.Б. Лобанов; заведующий лабораторией информатики и мониторинга океана к.г.н. И.Д. Ростов; Нижний ряд *слева направо:* к.г.н. Г.А. Власова и д-р Нгуен Ба Суан; директор ИО ВАНТ Буй Хонг Лонг, д-р Нгуен Ба Суан и д-р Ле Динь Мао



Рис. 49. Подписание меморандумов о сотрудничестве между ТОИ ДВО РАН (академик В.А. Акуличев) и Вьетнамской администрацией морей и островов (председатель администрации д-р Нгуен Ван Кы), август 2010 г.



Рис. 50. Вьетнамское судно NCB-95, на врезке д-р Нгуен Ба Суан и капитан судна Нгуен Ханг Куонг



Рис. 51. Участники экспедиции на вьетнамском судне NCB-95 в 2010 г.

Вверху слева направо: Нгуен Ван Туан, Щербинин П.Е., Воронин А.А., Лобанов В.Б., Горин И.И., Нгуен Ким Винь, Сергеев А.Ф., Нгуен Ба Суан.

Внизу слева: обсуждение будущих морских работ, слева направо: механик судна Нгуен Чунг Хиеу, д.ф.-м.н. Л.М. Митник, д-р Суан, к.г.н. И.Д. Ростов, к.г.н. В.Б. Лобанов и капитан Нгуен Хунг Куонг; Внизу справа: работы во время рейса, Нгуен Ван Туан и д-р Нгуен Ба Суан







Рис. 52. Международный симпозиум WESTPAC (Пусан, Южная Корея, 2011 г.). Слева: *д-р* Нгуен Так Ан (национальный координатор WESTPAC во Вьетнаме), к.г.н. Г.А. Власова и д-р Ле Динь Мау; справа: д-р Буй Хонг Лонг (директор ИО ВАНТ) и Г.А. Власова

ем мультипараметрных СТД-зондов ТОИ ДВО РАН, буксируемых и заякоренных профилографов течений.

15 апреля 2011 г. в рамках проекта «General investigation on geological and geodynamic condition aim sat planning economic development in the north of Gulf of Tonkin» – КС.09.09 («Основные исследования по геолого-геодинамическому состоянию с целью планирования экономического развития на севере Тонкинского залива») между ТОИ ДВО РАН и ИМГиГ ВАНТ было подписано Соглашение о



Рис. 53. Российско-вьетнамская рабочая группа по разработке программы совместных морских исследований (г. Нячанг, ИО ВАНТ, 09.2012 г.)



Рис. 54. Деловая встреча: директор ИМГиГ ВАНТ д-р Фунг Ван Фать и д.г.-м.н. Р.Г. Кулинич (ИМГиГ, г. Нячанг, 2013 г.)



Рис. 55. Рабочее совещание в ТОИ ДВО РАН. Слева направо: д.г.-м.н. Р.Г. Кулинич, к.г.-м.н. В.М. Никифоров, д.г.м.н. А.И. Обжиров, директор ИМГиГ ВАНТ д-р Фунг Ван Фать и заместитель директора ИМГиГ ВАНТ д-р Нгуен Нху Чунг

проведении совместных газогеохимических исследований и изучению окружающей среды на море и суше Вьетнама. На этой основе в апреле 2013 г. в Тонкинском заливе вьетнамской стороной была проведена морская экспедиция. В экспедиции приняли участие сотрудники лаборатории газогеохимии ТОИ. Подобные совместные экспедиции на вьетнамских судах были проведены 25.04–08.05 2014 г, 04–13.10.2015 г., 03–05.04.2016 г. (Тонкинский залив) и 11.06–13.07.2017 г. (южная глубоководная часть Южно-Китайского моря).

Как видно из изложенного, с 2005 года сотрудничество ТОИ ДВО РАН с институтами Вьетнамской академии наук и технологий не только получило новое развитие, но и расширилось за счет вовлечения в совместные исследования Вьетнамского управления по морям и островам. Активизировалось проведение совместных семинаров и совещаний, увеличилось количество совместных публикаций и докладов на международных конференциях и симпозиумах (рис. 52–55). Нашими учеными читались лекции в различных институтах ВАНТ и проводились практические занятия для вьетнамских научных сотрудников (рис. 56).



Рис. 56. Чтение лекций (а) и практические занятия по извлечению газов с вьетнамскими коллегами (б) проводит профессор, д.г.-м.н. А.И. Обжиров в ИМГиГ ВАНТ (2019 г.)





Рис. 57. Награждение медалями ВАНТ: В.Б. Лобанов (слева), д.г.-м.н. Р.Г. Кулинич и к.г.-м.н. В.М. Никифоров (справа)





Рис. 58. Юбилейные конференции, посвященные 90-летию и 95-летию ИО ВАНТ, г. Нячанг, 2012 и 2017 гг.

За многолетнее активное сотрудничество и участие в развитии океанологических и наземных исследований Вьетнама медалями Вьетнамской академии наук и технологий были награждены следующие сотрудники ТОИ ДВО РАН: директор академик В.А. Акуличев, заместитель директора В.Б. Лобанов (ИО ВАНТ, г. Нячанг, 2012 г.), главный научный сотрудник Р.Г. Кулинич и заведующий лабораторией магнитных полей океана В.М. Никифоров (ИМГиГ ВАНТ, г. Ханой, 2013 г.) (рис. 57).



Рис. 59. Начальник экспедиции Р.Б. Шакиров

В 2012 г. и в 2017 г. делегация ТОИ ДВО РАН была приглашена и участвовала в международных конференциях, посвященных 90-летию и 95-летию ИО ВАНТ (рис. 58).

В феврале 2018 г. в рамках соглашений о сотрудничестве между ДВО РАН и ВАНТ была подписана дорожная карта совместных морских экспедиционных исследований на 2018–2025 гг. Это послужило основой для организации и проведения в 2019 г. комплексной экспедиции в водах Вьетнама на НИС «Академик М.А. Лаврентьев», которую возглавил зам. директора ТОИ ДВО РАН *д.г.-м.н. Р.Б. Шакиров* (рис. 59) (рейс № 88, 26.10– 25.11.2019 г.) (рис. 60).

Целью экспедиции было изучение особенностей геологического строения и геофизических полей континентального шельфа и склона Вьетнама; исследование газогеохимических, геомикробиологических, гидрооптических, атмохимических, гидроакустических характеристик толщи вод и осадочных отложений; поиск индикаторов минеральных ресурсов; палеогеографические и экологические исследования.

В экспедиции участвовали 10 вьетнамских ученых: восемь специалистов из научных организаций ВАНТ (ИМГиГ, Институт геологических наук, Институт



Рис. 60. Район работ экспедиции на НИС «Академик Лаврентьев» (рейс № 88, 2019 г.) в прибрежных водах Вьетнама в 2019 г.

морских ресурсов и окружающей среды, ИО), один сотрудник из Центра планирования и исследования морских ресурсов МПР СРВ и один сотрудник Центра мониторинга морской окружающей среды ВМФ СРВ. Руководителем группы был д-р Нгуен Чун Тхань. В пределах района исследований производились отбор проб осадков и воды, литологическое описание осадков, набортный газохроматографический анализ, минералогические и микробиологические исследования, исследование вертикальных профилей гидрохимических и гидрооптических параметров морской воды, регистрация концентрации хлорофилла-а и содержания растворенного органического вещества в водной толще. Далее выполнялись батиметрическая и геофизические съёмки вдоль заранее намеченных профилей. Попутно на ходу судна выполнялись гидрологические, гидрооптические и гидрохимические измерения. В результате пополнены геолого-геофизические и гидрологические данные, обнаружены признаки новых зон углеводородных скоплений, получены доказательства наличия минеральных индикаторов твердых полезных ископаемых в шельфовых отложениях, выявлена зона формирования скоплений, предположительно, железомарганцевых корок.

Рис. 61. Симпозиум, организованный ВАНТ и ДВО РАН (г. Ханой, 26.11.2019 г.) для обсуждения дальнейшего сотрудничества в рамках дорожной карты на 2018–2024 гг. и результатов совместной экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев», рейс № 88





26 ноября 2019 г. в г. Ханое был проведен совместный российско-вьетнамский симпозиум, посвященный обсуждению дальнейшего сотрудничества в рамках дорожной карты на 2018–2025 гг. и результатов выполненных рейсовых работ (рис. 61). Российскую делегацию возглавлял председатель Президиума ДВО РАН академик В.И. Сергиенко, а вьетнамскую – Президент ВАНТ профессор Чау Ван Минь.

Итоги совместных исследований

Итак, за многолетний период сотрудничества Тихоокеанского океанологического института с вьетнамскими учеными Национального центра научных исследований, а затем Вьетнамской академии наук и технологий в области изучения Южно-Китайского моря выполнен огромный объем гидрологических, гидрохимических, гидрофизических, геолого-геофизических, газогеохимических и других исследований. Большинство из них выполнено в пределах шельфа и континентального склона Вьетнама.

На этой основе созданы архивы и базы соответствующих данных, построены карты распределения гидрологических, гидрофизических, геофизических полей и их отдельных характеристик. Результаты выполненных исследований многократно публиковались и докладывались на конференциях, симпозиумах и семинарах разного уровня. На базе полученных данных многие российские и вьетнамские



Рис. 62. Карта расположения гидрологических станций, выполненных в периоды: 1977–1995 гг. (синий цвет), 2010 г. (темно-зеленый – российские данные), 2011 г. (светло-зеленый – вьетнамские данные), 2017 г. (красный), 2019 г. (желтый)



Рис. 63. Карта расположения геофизических профилей, отработанных в 1981–1994, 2019 гг. (синий цвет – 1981–89 гг., красный – 1990– 94 гг., зеленый – 2019 г.)



Рис. 64. Карта газогеохимических исследований, выполненных в 1982–1989 гг.: 1 – изолинии акустического фундамента, км; 2 – изолинии теплового потока, ЕТП; 3– зоны разломов, 4 – изобата 200 м; 5 – граница субокеанической коры; 6 – газогеохимические станции; 7 – скрытые массивы ультраосновных пород, установленные по геофизическим данным





Рис. 65. Схема расположения станций отбора проб донных осадков



ученые защитили кандидатские и докторские диссертации. Наконец, многолетнее российско-вьетнамское сотрудничество способствовало и в дальнейшем должно способствовать обоюдному развитию в области научных знаний и технологий научного поиска.

Суммарный объем исследований западной части Южно-Китайского моря за период сотрудничества ТОИ ДВО РАН с институтами ВАНТ иллюстрируется картами: гидрологической (рис. 62), геофизической (рис. 63), газогеохимической (рис. 64), литологической (рис. 65), минералогической (рис. 66) изученности.

ЛИТЕРАТУРА

Акуличев В.А. Отчет о работах во 2-м этапе 1-го рейса НИС «Академик А. Несмеянов» с 15 сент. по 6 дек. 1982 г. / ТОИ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1983. Т. 1, ч. 1. 195 с.

Акуличев В.А. Отчет о работах во 2-м рейсе (1-й этап) НИС «Академик А. Виноградов» с 22 авг. по 15 нояб. 1983 г. / ТОИ ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1984. Т. 1. 212 с.

Акуличев В.А. Отчет об экспедиционных работах в рейсе № 6 НИС «Академик А. Виноградов» с 26 июля по 22 декабря 1985 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1986. Т. 1. 203 с.

Акуличев В.А. Отчет об экспедиционных работах в рейсе № 12 НИС «Академик А. Виноградов» с 1 июня по 29 августа 1988 г. / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1988. Т. 1. Книга 1. 89 с.

Акуличев В.А. Отчет об экспедиционных работах в рейсе № 16 (первый этап) НИС «Академик А. Виноградов» с 1 апреля по 3 июля 1990 г. / АН СССР, Дальневосточное отделение, Институт проблем морских технологий. Владивосток, 1990. Т. 1. 422 с.

Акуличев В.А. Отчет об экспедиционных работах в рейсе № 20 (второй этап) НИС «Академик А. Виноградов» с 20 ноября по 30 декабря 1991 г. / РАН, Дальневосточное отделение, Институт проблем морских технологий. Владивосток, 1992. Т. 1. 144 с.

Алексеев А.В., Шиман А.А. Отчет о работах в 1-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов» с 12 мая по 15 июля 1983 г. (1 этап) / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1984. Т. 1. 156 с.

Алексеев А.В., Гуляев А.В. Научно-технический отчет о работах в 12 рейсе НИС «Академик А. Несмеянов» 02.06–20.08.87 / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1987. Т. 1, кн. 1. 278 с.

Аникиев В.В., Никифоров В.Н. Научно-технический отчет о работах в 12-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» с 28 сентября 1988 г. по 25 января 1989 г. // Отчет о выполнении плана морских экспедиционных исследований Тихоокеанского океанологического института ДВО АН СССР в 1989 г. / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1989. Т. 1. С. 25–28.

Аникиев В.В., Мурзин О.А. Научно-технический отчет о работах в 32-м рейсе НИС «Профессор Богоров» 18.12.89–20.04.90 / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1990. Т. 1. 213 с.

Аникиев В.В., Мурзин О.А. Научно-технический отчет о работах в 32-м рейсе НИС «Профессор Богоров» 18.12.89–20.04.90 /АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1990. Т. 2. 446 с.

Богданов К.Т., Шиман А.А. Отчет о работах во 2-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов» с 1 декабря 1983 г. по 30 января 1984 г. (2-й этап) / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1984. Т. 1, кн. 1. 310 с. Богданов К.Т., Лаптев Б.Г. Отчет о работах в 3-м рейсе (1-й этап) НИС «Академик М.А. Лаврентьев» 24.07–01.11.1985 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1985. Т. 1. 254 с.

Васильев Б.И., Наделяев В.П. Научно-технический отчет о работах в 4-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» 30.06–21.10.1984 / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1984. Т. 1, кн. 1. 62 с.

Васильев Б.И. Научно-технический отчет о работах в 4-м рейсе НИС «Академик А. Несмеянов» 30.06–21.10.1984 / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1984, Т. 1, кн. 2. 301 с.

Васильев Б.И., Карпов В.И. Научно-технический отчет о работе в 7-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов» 23.01–20.04.86 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1986. Т. 1. 33 с.

Васильев Б.И. Научно-технический отчет о геолого-геофизических исследованиях, выполненных в западной части Тихого океана в 13-м рейсе НИС «Академик А. Несмеянов» (16 марта–14 июня 1988 г.) / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1988. Т. 1. 314 с.

Ильичев В.И., Гуляев А.В. Научно-технический отчет о работах, выполненных в 10-м рейсе НИС «Профессор Богоров» март-май 1981 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1982. 208 с.

Копвиллем У.Х. Научно-технический отчет о работах в 29-м рейс НИС «Профессор Богоров» 17.11.1988–10.02.1989 / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1989. Т. 1. 261 с.

Кулинич Р.Г., Лаптев Б.Г. Отчет о работах, выполненных в 15-м рейсе (этап 2) НИС «Каллисто» в Южно-Китайское море с 26.09.81 г. по 18.12.81 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1983. Т. 1, 2. 153 с.

Кулинич Р.Г., Никифоров В.Н. Научно-технический отчет о работах в 6-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в Южно-Китайском море и Каролинском районе Тихого океана с 11.12.86 г. по 28.02.87 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1987. Т. 1. 142 с.

Кулинич Р.Г., Крячко В.И. Научно-технический отчет о работах в 23-м рейсе НИС «Академик А. Несмеянов» с 22 марта по 20 апреля 1993 г. // Отчет о выполнении плана морских экспедиционных исследований Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН в 1993 г. Владивосток, 1993. С. 2–4.

Лихт Ф.Р., Любушкин А.Ф. Научно-технический отчет о работах в 27-м рейсе НИС «Профессор Богоров» с 19 января по 18 мая 1988 г. / Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1988. Т. 1. С. 18–20.

Меджитов Р.Д., Гуляев А.В. Отчет о работах во 2-м рейсе (2-й этап) НИС «Академик А. Несмеянов» с 12 мая по 9 сентября 1983 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1983. Т. 1, ч. 1. 192 с.

Меджитов Р.Д. Отчет о работах в 5-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов» с 3 марта по 25 мая 1985 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1985. Т. 1, кн. 1. 250 с.

Меджитов Р.Д., Карпов В.И. Научно-технический отчет о работах в 11-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов» 21.01–28.04.88 / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1988. Т. 1. 314 с.

Меджитов Р.Д., Гуляев А.В. Научно-технический отчет НИС «Академик А. Несмеянов» в 1-м этапе 16-го рейса с 12 мая 1989 г по 1 августа 1989 г. / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1989. Т. 1. 355 с.

Николаев С.М., Федоров И.П. Научно-технический отчет о работах в 6-м рейсе НИС «Профессор Гагаринский» со 2 марта по 8 июня 1990 г. // Отчет о выполнении плана морских экспе-

диционных исследований Тихоокеанского океанологического института ДВО АН СССР в 1990 г. Владивосток, 1990. С. 32–34.

Николаев С.М., Якубович О.В. Научно-технический отчет о работах в 11-м рейсе (2-й этап) НИС «Профессор Гагаринский» с 19 ноября 1991 г. по 29 февраля 1992 г. // Отчет о выполнении плана морских экспедиционных исследований Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН в 1992 г., Владивосток, 1992. С. 16а–16б.

Обжиров А.И., Ноздрин Г.Т. Научно-технический отчет о работах в 33-м рейсе НИС «Морской геофизик» с 29 марта по 18 мая 1989 г. / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1989. Т. 1.

Обжиров А.И., Никифоров В.Н. Научно-технический отчет о работах в 35-м рейсе НИС «Профессор Богоров» с 7 декабря 1990 г. по 18 февраля 1991 г. // Отчет о выполнении плана морских экспедиций Тихоокеанского океанологического института ДВО АН СССР в 1991 г. Владивосток, 1991. С. 6–9.

Орлов Е.Ф., Никифоров В.Н. Научно-технический отчет о работах в 20-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов» с 5 сентября по 4 ноября 1991 г. // Отчет о выполнении плана морских экспедиций Тихоокеанского океанологического института ДВО АН СССР в 1991 г. Владивосток, 1991. С. 21–24.

Протасов С.Н., Гуляев А.В. Отчет о работах в 6-м рейсе (2 этап) НИС «Академик А. Несмеянов» с 15 января по 20 апреля 1985 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1985. Т. 1, кн. 1. 325 с.

Протасов С.Н., Лаптев Б.Г. Отчет о работах в 3-м рейсе (2 этап) НИС «Академик М.А. Лаврентьев» с 20 ноября 1985 г. по 13 января 1986 г. / АН СССР, Дальневосточный научный центр, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1986. 178 с.

«Профессор Богоров» идет в тропики // Вокруг света. 1983. № 3. С. 18–20.

Щуров В.А., Любушкин А.Ф. Научно-технический отчет о работах в 14-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов» с 22 февраля по 13 июня 1989 г. / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1989. Т. 1, кн. 1. 202 с.

Щуров В.А., Ноздрин Г.Т. Научно-технический отчет о работах в 19-м рейсе (2-й этап) НИС «Академик М.А. Лаврентьев» с 15 ноября 1991 г. по 19 января 1992 г. // Отчет о выполнении плана морских экспедиционных исследований Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН в 1992 г. Владивосток, 1992. С. 2–5.

Юрасов Г.И., Никифоров В.Н. Научно-технический отчет о работах в 10-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» 16.01–28.04.88 / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1986. Т. 1. 311 с.

Юрасов Г.И., Зубков В.В. Научно-технический отчет о работах в 14 рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев» 12.12.89–12.03.90 / АН СССР, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1990. Т. 1. 188 с.

Юрасов Г.И., Маренин Е.Н. Научно-технический отчет о работах в 38-м рейсе НИС «Профессор Богоров» с 3 декабря 1994 г. по 1 февраля 1995 г. / Российская академия наук, Дальневосточное отделение, Тихоокеанский океанологический институт. Владивосток, 1995. Т. 1. 241 с.

2.1. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Г.А. Власова, Ле Динь Мау, Нгуен Тхи Тхай Зунг

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

Климат

Климат Южно-Китайского моря (рис. 1), как и всей юго-восточной Азии, относится к муссонно-тропическому типу, который характеризуется, с одной стороны, общим фоном высокой температуры и влажности воздуха, с другой – ярко выраженными двумя сезонными аномалиями метеорологических характеристик (Данг, 1974; Океанографическая энциклопедия, 1974; Добрышман, 1980; Ле, 1987; Нгуен, 1990; Кузин, 1999; Ростов и др., 2007 и др.; Власова и др., 2010; и др.).



Помимо этого особенности географического расположения и большие размеры этого бассейна вызывают существенные климатические различия в его северных и южных частях. В связи с этим различные исследователи здесь выделяют несколько климатических районов.

Так, в соответствии с Атласом поверхностных течений Австрало-Азиатских морей (*Атлас..., 1968*) в Южно-Китайском море выделяются следующие основные климатические районы: южная часть моря, располагающаяся южнее 5° с.ш.; средняя и восточная части моря, располагающиеся между 5° с.ш. и 13° с.ш., и северо-западная часть моря, расположенная севернее 13° с.ш. Каждый из этих районов характеризуется своей климатической спецификой.

1. Южная часть моря, располагающаяся южнее 5° с.ш., относится к экваториальной зоне жаркого и влажного климата со слабыми неустойчивыми ветрами. Сезонные колебания температуры и влажности здесь меньше суточных, характерны частые ливневые дожди. Количество осадков превышает испарение.

2. Средняя и восточная (вблизи Филиппинских островов) части моря, расположенные между 5° с.ш. и 13° с.ш., относятся к зоне субэкваториального (менее влажного) климата, или к зоне экваториально-тропических муссонов. В этой части моря наблюдается четко выраженный сезонный ход температуры воздуха — зима заметно холоднее лета, и скорость зимнего ветра больше летнего.

3. Северо-западная часть моря, расположенная севернее 13° с.ш., также относится к зоне субэкваториального климата. Здесь выпадает меньшее количество осадков, зимняя температура воздуха значительно ниже летней, а сезонные изменения температуры воздуха максимальны.

Некоторые исследователи (*Hzyeн, 1990*) для простоты анализа выделяют только два основных района моря: северная и южная зоны с границей по параллели 15° с.ш. По этим данным, в *северной зоне* муссонно-тропический тип климата выражен ярче, чем в южной. В *южсной зоне* климат несколько отличается от чисто муссонно-тропического типа, поскольку здесь еще влияют экваториальные особенности синоптических процессов. По сравнению с северной зоной климатические условия в южной зоне более однородны как в пространстве, так и во времени. В течение всего года здесь сохраняется высокая температура воздуха. С мая по август она составляет в среднем 28°C. В январе контраст с температурой воздуха в северной части моря составляет около 8°C.

По данным исследований, выполненных в ТОИ ДВО РАН (*Ростов и др., 2007*), над большей частью моря (кроме южной) температура воздуха у поверхности моря на протяжении года изменяется существенно. Кроме того, проявляется широтная зональность в ее распределении, что еще более усиливается муссонными явлениями. Величина годовых колебаний среднемесячных температур (разность средних температур воздуха самого теплого и самого холодного месяца) на севере равна 10–12 °С, на юге – лишь 2 °С. Абсолютная влажность воздуха у поверхности на протяжении года изменяется мало, относительная – в течение всего года близка к 80 % (летом несколько выше). Туманы в море редки (около 1 % времени), преобладает хорошая видимость (в 90 % случаев – более 5 миль).

54

По данным вьетнамских ученых (Ле, 1987; Нгуен, 1990) количество атмосферных осадков во всех районах Южно-Китайского моря выпадает достаточно много, в северо-западной части моря годовая сумма осадков составляет около 2000 мм, а в южной части моря – более 3000 мм. По количеству осадков в соответствии с направлением муссонных ветров в климатическом отношении выделяются влажный и сухой сезоны. Так, с мая по сентябрь в виде ливневых дождей выпадает 85-90 % годовой нормы осадков, в связи с чем этот сезон считается влажным. В ноябре-марте ярко выражен сухой период, в течение которого осадки составляют лишь 10-15% годовой нормы. В связи с этим можно сказать, что бюджет пресных вод Южно-Китайского моря в целом положительный, хотя годовой слой испаряющейся воды очень значителен и равен 1.4 м, атмосферные осадки везде превышают испарение (Суховей, 1986). Величина же испарения в среднем по морю составляет около 1000 мм/год. На севере разность осадки-испарение равна 500-1000 мм/год, на юге – около 1500 мм/год (Ростов и др., 2007). Более того, крупные реки, впадающие в море (Сицзян, Хонгха, Меконг, Менам и др.), являются полноводными в течение всего года, однако их сток возрастает в летний период. Так, сток р. Меконг в межень составляет 1500 м³/с, а в летнее половодье – 30000 м³/с. Примерно в такой же пропорции в половодье увеличивается и сток других рек. Такое обстоятельство еще более увеличивает избыток пресной воды в море и приводит к заметному распреснению верхнего слоя моря (Фридланд, 1961).

Ветровой режим

В тропической зоне Азии и Тихого океана создаются условия для развития устойчивого циркуляционного режима воздушных масс. Здесь наблюдаются три крупномасштабные циркуляционные системы: *пассаты, экваториальная ложбина* (внутритропическая зона конвергенции) и *муссоны*, из которых две первые характеризуются исключительным постоянством и устойчивостью, а муссоны – периодичностью.

Пассаты – самая устойчивая на Земле система ветров. В северном полушарии направление пассатов преимущественно северо-восточное, в южном – юго-восточное. Пассаты северного и южного полушарий разделяет экваториальная ложбина, или внутритропическая зона конвергенции.

Экваториальной ложбиной (депрессией) называют приэкваториальный пояс пониженного давления, где наблюдаются конвергенция воздушных потоков и подъем воздуха (*Тараканов, 1980*). Сходимость воздушных потоков в области экваториальной ложбины позволила называть ее внутритропической зоной конвергенции (ВЗК). Нередко ВЗК определяется как переходная зона не только между пассатами северного и южного полушарий, но и между пассатом и муссоном, или между пассатами и западными ветрами (*Рамедж, 1976*). Как правило, с внутритропической зоной конвергенции связаны увеличение интенсивности осадков, их продолжительность и усиление ветра. Вблизи ВЗК зарождаются тропические возмущения, из которых нередко развиваются тропические циклоны (*Кузин, 1999*). В

западной части тропической зоны Тихого океана циркуляция в нижних слоях тропосферы сложнее из-за влияния обширного азиатского тропического муссона. В летний сезон муссонная ложбина вторгается в Южно-Китайское море со стороны Юго-Восточной Азии, соединяясь с экваториальной ложбиной в открытой части Тихого океана. Под влиянием летней муссонной циркуляции ВЗК над Южно-Китайским морем располагается в полосе 12°–20° с.ш. В холодный сезон ВЗК вместе с термическим экватором перемещается в южное полушарие, чему способствует мощное воздействие зимнего муссона с его характерным устойчивым северо-восточным потоком (Добрышман, 1980).

Муссоны – устойчивые сезонные ветры, направление которых резко меняется на противоположное (или близкое к противоположному) два раза в год: от одного сезона к другому (зимний и летний муссоны). Основная особенность муссонного климата – лето, обильное осадками, и сухая зима. Изменение характеристик тропических муссонов обусловлено перемещением экваториальной ложбины и связанной с ней зоны конвергенции от экватора в то полушарие, где в данном полугодии наступает лето.

Южно-Китайское море находится в зоне мощных тропических муссонов Индийского и Тихого океанов (*Кузин, 1999*). Его ветровой режим определяется азиатскими тропическими муссонами (зимним и летним), азиатским зимним антициклоном.

В условиях азиатского тропического муссона в зимний период в Южно-Китайском море преобладают ветры северо-восточного направления, а летом – юго-западного. Поэтому зимний тропический муссон в данном районе принято называть северо-восточным, а летний – юго-западным муссоном. Наступление муссона характеризуется быстрым нарастанием скорости ветра, иногда доходящей до штормовой силы.

Устойчивость воздушных потоков, направленных с северо-востока на юго-запад зимой и наоборот – летом, связана с сезонными изменениями температуры воздушных масс над сушей и морем, что приводит к соответственному изменению атмосферного давления (Ростов и др., 2007). Однако среднегодовой цикл муссонов не симметричен: северо-восточный муссон продолжительнее, чем юго-западный. Северо-восточный муссон преобладает в северной части моря на протяжении 8 месяцев, а в южной – до 5-6 месяцев. Юго-западный муссон преобладает в южной части моря в течение 6 месяцев, в северной – 4 месяца. Среднемесячная скорость ветра северо-восточного муссона больше, чем юго-западного. Высокие горы острова Тайвань и Филиппинских островов блокируют северо-восточный муссон. Скорость ветра здесь может достигать 10 м/с, максимум наблюдается в Тайваньском и Лусон (Баши) проливах. Второй максимум расположен юго-западнее Манильского залива (Wang et al., 2008). Летом максимальные ветры наблюдаются в районе южного Вьетнама на широте 11° с.ш., где горная цепь простирается вдоль побережья с севера на юг и некоторые горные массивы достигают высоты 500 м и более. Юго-западный ветер блокируется этими горными массивами, вследствие чего формируется струя ветра вдоль побережья и наблюдается максимальная скорость течений. В короткие – до нескольких дней – переходные периоды, как правило, наблюдаются слабые разнонаправленные ветры. Например, летний муссон может сменить зимний за несколько дней.

Азиатский антициклон (зимний азиатский антициклон, азиатский максимум, сибирский антициклон) – один из сезонных центров действия атмосферы: область высокого давления над Азией (среднее давление в центре превышает 1030 мб). Азиатский антициклон является статистическим результатом частого формирования, а также усиления и стабилизации антициклонов над охлажденным материком. Этому содействует местная орография. Из области азиатского антициклона отдельные антициклоны, или гребни, периодически смещаются в Тихий океан, пополняя субтропическую зону высокого давления. В летний период азиатский антициклон заменяется Азиатской депрессией.

Азиатская депрессия, или ложбина (Южно-Азиатская депрессия, Азиатская летняя депрессия) – один из сезонных центров действия атмосферы: область низкого давления над Азией. В южной части Азиатскую депрессию можно рассматривать как Экваториальную депрессию, сместившуюся в тропические широты.

На фоне крупномасштабных устойчивых циркуляционных систем наблюдаются циркуляционные системы синоптического и мезомасштабов: тропические возмущения, которые при благоприятных условиях развиваются в *тропические циклоны*.

Тропические циклоны

Тропические циклоны (ТЦ) в разной стадии своего развития трансформируются от облачного кластера с ветром до 5 м/с до супертайфунов с ветрами более 60 м/с. Продолжительность их жизни от момента зарождения до выхода на сушу или поворота в зону умеренных широт в среднем составляет около 6 суток. Некоторые циклоны существуют лишь несколько часов, некоторые до двух недель и более. Максимум повторяемости тайфунов приходится на лето и осень, когда зона тропической конвергенции расположена не слишком близко к экватору (*Риль, 1963*).

Считается общепринятым (*Риль, 1963; Данг, 1974; Рамедж, 1976; Добрышман, 1980; Нгуен., Ле, 1988; и др.*), что для тропического циклоногенеза благоприятны следующие условия: высокая температура поверхности океана – более 27 °C; горизонтальная дивергенция верхнетропосферных потоков и конвергенция потоков в нижних слоях тропосферы; минимальные вертикальные сдвиги ветра (<10 м/с) в слое тропосферы до высоты 200 гПа и значение силы Кориолиса, достаточное для создания «закручивающего эффекта» (>5° с.ш.).

Тропические циклоны, наблюдаемые в Южно-Китайском море, в основном приходят с западной части Тихого океана либо формируются здесь и обычно существуют недолго. К факторам, способствующим возникновению тропических циклонов над Южно-Китайским морем, относятся преобладающая здесь в летний период циркуляция воздушных масс и особенности орографии окружающих его прибрежных районов (*Ростов и др., 2007*). В целом, в регионе юго-восточной



Рис.2. Пути перемещения тайфунов над Южно-Китайским морем (Данг, 1974)

Азии около 60 % ТЦ зарождались в западной части Тихого океана, в основном в Филиппинском море, а остальные 40 % образовывались в Южно-Китайском море. Тропические депрессии, возникающие в Южно-Китайском море, очень часто развиваются в ТЦ, по интенсивности сопоставимые с штормом или тайфуном (Данг, 1974).



Puc.3. Траектории тропических циклонов, вторгшихся со стороны северо-западной Тихого части океана и сформировавшихся в Южно-Китайском море за период 1980-2005 гг. (author: Nilfanion -Created using WikiProject Tropical cyclones/Tracks. The background image is from NASA: https:// en.wikipedia.org/wiki/NASA. The tracking data is from the Joint Typhoon Warning Center's best track database, public domain: https:// commons.wikimedia.org/w/index.

php?curid=1724639)

Основные пути перемещения тайфунов над Южно-Китайским морем в 1974 г. (*Данг, 1974*) показаны на рис. 2, а траектории ТЦ за период 1980–2005 гг. – на рис. 3.

Существуют различные оценки количества приходящих ТЦ извне или зарождаемых над акваторией Южно-Китайского моря и их повторяемости. Так, в работе (*Ле, 1987*) по среднемноголетним данным в период 1911–1965 гг. в Южно-Китайском море среднегодовая повторяемость появления тайфунов была равна 9.6. При этом наибольшее число тайфунов (18) наблюдалось в 1964 г., а наименьшее (3) – в 1925 г. В работе (*Кузин, 1999*) показано, что в среднем за период 1958–1995 гг. ежегодно на акватории Южно-Китайского моря зарождалось около 26 тропических циклонов, из них около 6 (23 % от общего числа) выходили или воздействовали на шельфовую зону моря. Период максимальной повторяемости появления тайфунов совпадает с периодом действия юго-западного муссона.

Из приведенной ниже таблицы (Ле, 1987) видно, что наиболее часто появление ТЦ наблюдается в период с июля по ноябрь. По другим источникам (*Нгуен*, 1990), наибольшее количество тайфунов над Южно-Китайским морем приходится на август–сентябрь, наименьшее – на январь–апрель.

1911–1965 гг. (Ле, 1987)											
Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII
0.1	0	0.1	0.1	0.4	0.7	1.4	1.5	1.9	1.5	1.3	0.6

Средняя многолетняя повторяемость появления тайфунов в Южно-Китайском море

Так, в период 1958–1969 гг. было отмечено 106 тайфунов (36 из них возникло над морем и 70 приходило извне), в среднем по 10–11 в год. На шесть летних и осенних месяцев (с июня по ноябрь) приходилось 85% общего числа тайфунов. С точки зрения К.М. Данга (Данг, 1974), сезоном тайфунов в Южно-Китайском море считается промежуток времени, в течение которого среднемесячное число зародившихся тропических депрессий и тайфунов ≥ 12,8 (по материалам наблюдений за период 1947–1974 гг.). Им установлено, что этот сезон в исследуемом районе начинается в июне и заканчивается в октябре. Например, тропический циклон Лекс, возникший во второй половине октября 1983 г. в северо-западной части Тихого океана и вышедший 21 октября на Южно-Китайское море, находился в стадии тропической депрессии. 22 октября эта тропическая депрессия достигла стадии тропического шторма, который впоследствии вышел на южные районы Вьетнама.

Инструментально измеренная максимальная скорость ветра в ТЦ (60-е годы прошлого столетия) составила 79 м/с, а наибольшая наблюденная скорость ветра в ТЦ на территории Вьетнама составила 48–50 м/с. Так, в тайфуне Klara, проникшем в провинцию Ха Тинь (Вьетнам) 8 октября 1964 г., наибольшая скорость ветра составила 50 м/с, а в тайфуне Rose, вторгшемся в провинцию Нам Динь (Вьетнам) 13 августа 1968 г. – 48 м/с. В тропических циклонах, проникших во Вьетнам, радиус области, где скорость ветра составляла более 17 м/с, изменялся от 50 до 200 км, в отдельных случаях до 300 км.

В 1958–1994 гг. на шельф Вьетнама вышло или воздействовало 217 ТЦ, из них 73 (34 % от общего числа) зародилось непосредственно в Южно-Китайском море (*Hzyeн, 1990*). С точки зрения этого автора, наиболее тайфуноопасен период с июля по ноябрь, на который приходится 91% тайфунов от их общего количества за год. В этот период их среднемесячное количество колеблется от 0,54 в июне до 1,41 в октябре. Зимой и весной вероятность выхода ТЦ на шельф Вьетнама очень мала, в феврале не отмечено ни одного случая. Максимальная скорость ветра в ТЦ на шельфе не превышала 35–37 м/с.

В работе (*Zhao et al., 2008*) приведены результаты исследований тропических циклонов, зародившихся в северо-западной части Тихого океана и Южно-Китайском море в 1997 г. после наступления событий Эль-Ниньо (рис. 4.). Результаты анализа показали, что после наступления событий Эль-Ниньо ТЦ становились более интенсивными с опозданием приблизительно в шесть месяцев, но быстрее заполнялись.

В результате анализа данных, полученных научными сотрудниками ИО ВАНТ из доступных Интернет-ресурсов (https://coast.noaa.gov/hurricanes/ – USA; http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/RSMC_HP.htm – Japan) за





Рис. 4. Траектории тропических циклонов, зародившихся в северозападной части Тихого океана и Южно-Китайском море в 1997 г. (*Zhao, et al., 2008*)

период 1951–2019 гг., установлено, что количество ТЦ, пришедших извне или сформировавшихся над акваторией Южно-Китайского моря за указанный период, составило 851. Максимальное количество ТЦ (21) наблюдалось в 1964 г. и 1996 г., минимальное (3) – в 1958 г. (рис. 5).



Рис. 5. Гистограмма межгодовой изменчивости количества ТЦ над Южно-Китайским морем за период 1951–2019 гг.

В среднем для данной акватории характерно прохождение 12 тропических циклонов в год. Наибольшее количество ТЦ приходилось на летне-осенний сезоны, наименьшее – в зимний период (рис. 6). Максимальное количество ТЦ (146) приходится на сентябрь.

60





Рис. 6. Гистограмма сезонной изменчивости количества ТЦ над Южно-Китайским морем за 1951–2019 гг.

Термохалинный режим

Особенности климата юго-восточной Азии в значительной мере определяет термохалинный режим Южно-Китайского моря, который благоприятствует значительному прогреву поверхностных слоев воды, что ведет к накоплению в толще воды большого количества тепла. В соответствии с Атласом теплового баланса (*Атлас..., 1970*) в целом за год бюджет тепла положительный, в южной части моря составляет 2500 МДж/м², а в северной – 1500 МДж/м². При этом радиационный баланс в пределах Южно-Китайского моря достигает 6500 МДж/м² в год и очень мало изменяется по сезонам, как и другие компоненты теплового бюджета. Потери тепла на контактный теплообмен с атмосферой составляют 500 МДж/м² в год, а потери в результате испарения – 3500 МДж/м² в год.

Температура воды

Распределение поверхностной температуры воды Южно-Китайского моря неоднородно по районам и сезонам в зависимости от воздействия летнего или зимнего муссона, причем зимой наблюдается наибольшая изменчивость температуры поверхностных вод (Океанографическая энциклопедия, 1974; Данг, 1974; Сирипонг, 1985; Ле, 1987; Ростов и др., 2007; Sun et al., 2008; Власова и др., 2010; и др.).

Распределение температуры воды в зимний период отражает изменение направления ветров от юго-западных до северо-восточных. Их смена происходит весной и осенью. Зимой северо-восточные ветры гонят поверхностные воды к восточному берегу Индокитая и отклоняют их поток в южном направлении, вдоль береговой линии Вьетнама. Верхний квазиоднородный слой вблизи берега становится глубже и достигает глубины 150 м. Сток северных рек в течение зимы идет на юг вдоль берега. Наиболее низкие значения температуры воды поверхности моря отмечаются в феврале–январе. В этот период в восточной части моря на па-

раллели 20 ° с.ш. среднегодовая температура воды понижается до 26.5 °C и до 18.6 °C – в его западной части.

Весной начинается перестройка гидрологического режима вод. К началу лета вода с более низкой температурой направляется к берегам северной части п-ова Индокитай и сохраняется в виде полосы вдоль берега с температурой ниже 27 °C.

В летний сезон муссонные ветры усиливают южные течения, которые проходят вдоль берега и через все Южно-Китайское море. Термоклин поднимается, и вблизи берега происходит заметный подъем глубинных вод, при этом температура поверхностного слоя составляет менее 26 °C. Перемещение поверхностных вод и уменьшение глубины термоклина прослеживается в северо-восточном направлении на протяжении нескольких сотен миль. Максимальный подъем глубинных вод происходит в середине лета мористее южной части п-ова Индокитай. В этот сезон наблюдаются стратифицированные воды над шельфом моря Банда и ярко выраженный термоклин в мористых частях температурных разрезов. В июле–августе средняя годовая температура воды от экватора до 20 ° с.ш. колеблется около 29 °C и лишь немного понижается до 27 °C у южного входа в Тайваньский пролив. Восточная часть моря теплее западной части. Годовые колебания температуры увеличиваются в северном направлении. У юго-восточного берега Вьетнама размах годового хода температуры поверхностных вод не превышает 4 °C, возле Гонконга – 10 °C, а у Тайванского пролива составляет 14 °C.

Температурный режим поверхностных вод Южно-Китайского моря в большой степени определяется напряжением трения ветра. Так, в работе (*Huang et al.,* 2008) установлено, что за период 1950–1999 гг. здесь происходит запаздывание изменения поля температуры поверхностных вод от поля ветрового напряжения на один месяц. Авторы считают, что вероятным объяснением этому является связь между восточной частью Индийского океана и теплым бассейном Тихого океана за счет океанского муссона, а также событий Эль-Ниньо.

Заметные изменения температуры морских поверхностных вод связаны и с прохождением тропических циклонов и влиянием муссонов. В северной части Южно-Китайского моря были проведены исследования состояния температуры и солености поверхностной воды в зависимости от направления ТЦ, имевшего место в сентябре 2006 г. (*Sun et al., 2008*). В результате анализа выявлено, что распространение выхоложенных вод около эстуария реки Чжуцзян (Южный Китай) изменялось после конверсии ТЦ. В случае ТЦ, движущегося в юго-западном направлении, выхоложенные воды распространялись на юго-восток на большее расстояние. В условиях ТЦ, движущегося в северо-восточном направлении, они граничили с площадью речного эстуария. В прибрежной зоне южной части провинции Фуцзянь и Тайваньской банки наблюдались холодные, высокосоленые воды. Было доказано, что апвеллинг был активен в южной части Тайваньской банки. Рассматривая северо-восточный муссон, можно утверждать, что апвеллинг явился результатом двойного эффекта: течений и топографии.

В глубинных слоях моря изменчивость температуры воды небольшая (Нгуен, 1990).

62

Соленость воды

Распределение солености воды *на поверхности* Южно-Китайского моря также неоднородно по районам и сезонам в зависимости от действия сезонных муссонов (*Атлас*..., 1968; Океанографическая энциклопедия, 1974; Данг, 1974; Сирипонг, 1985; Ле, 1987; Нгуен, 1990; Ростов и др., 2007; Власова и др., 2010; и др.). Так, в северной части Южно-Китайского моря воды отличаются высокой солёностью (более 34.0 ‰) с небольшими годовыми колебаниями.

В период зимнего муссона на солёность поверхностного слоя оказывает влияние приток воды с высокой соленостью (34.5 ‰) из Тихого океана через проливы Лусон (Баши) и Тайваньский. Вследствие сократившегося стока рек воды с высокой соленостью распространяются до берегов. По мере удаления от северной границы моря величина солёности понижается до 32.0 ‰ С ноября по март в результате интенсивного испарения в поверхностном слое (до 70 м) солёность воды увеличивается на 0.3 ‰.

В период летнего муссона в северной части моря в слое между 100 и 200 м фиксируются заметный максимум солёности (34.7 ‰) и обширный слой минимума солености на глубине 500 м. Эти слои, также как и термоклин, претерпевают сезонные вертикальные колебания вследствие изменений притока вод из Тихого океана.

В центральной части моря, благодаря противотечениям, которые в период зимнего муссона несут воду меньшей солености с юга на север, а в период летнего муссона – воду большей солености с севера на юг, в течение всего года соленость сохраняет значения 33.2–33.6 ‰. В восточной части моря летом соленость остается высокой из-за слабого южного течения.

Южная часть моря подвержена влиянию двух дождливых сезонов: одного – с октября по январь и другого — с апреля по май. Осадки, достигающие в год 1250 мм, сильно опресняют морскую воду, и соленость колеблется от 32.0 до 32.5 ‰.

Практически по всему Южно-Китайскому морю летом соленость ниже, чем зимой, из-за притока воды реки Меконг и воды, переносимой к северу сильным береговым течением в западной части моря.

Сезонный ход водообмена поверхностного слоя воды относительно слабый.

В *глубинных слоях* моря изменчивость солености воды незначительна (*Нгуен*, 1990).

Циркуляция вод

Циркуляция вод в Южно-Китайском море сложна и играет важную роль в изменении климата всего окружающего региона. Из-за взаимодействия муссона и горного рельефа сезонная пространственная структура ветрового завихрения является очень специфичной. Такая индивидуальная сезонная изменчивость поля ветра вызывает значимые различия в картинах зимней и летней крупномасштабной циркуляции. Муссонный характер поверхностной циркуляции вод был отме-



Рис. 7. Поверхностные течения в Южно-Китайском море в феврале (*a*) и в августе (б) (*The surface currents of the South China, 1945*). По горизонтальной оси – восточная долгота, по вертикальной – северная широта



чен еще при составлении первой карты поверхностных течений Южно-Китайского моря в 1945 г., сразу после окончания второй мировой войны, Британским гидрографическим управлением (*The surface currents of the South China..., 1945*) (рис. 7). В 1961 г. были представлены ежемесячные карты поверхностных течений в Южно-Китайском море (рис. 8) (*Wyrtki, 1961*).

Интенсивные западные пограничные течения, ассоциирующиеся с циклоническими и антициклоническими круговоротами в Южно-Китайском море, играют важную роль в изменчивости гидрологии вод в указанном бассейне. Так, в 1961 г. было установлено существование сильной прибрежной струи вдоль Вьетнама (впоследствии Западное пограничное, или Вьетнамское течение), которая меняет направление под воздействием Восточного Азиатского муссона. Зимой течение направлено на юг и юго-запад, являясь продолжением другой прибрежной ветви, двигающейся вдоль континентального склона к югу от Китая и несущей тихоокеанские воды, а летом – в обратную сторону (*Wyrtki, 1961*) (рис. 9).



Рис. 9. Циркуляция вод в Южно-Китайском море в зимний и летний периоды. Большая темная стрелка – Западное пограничное (Вьетнамское) течение, маленькие светлые стрелки – течение по Виртки (*Wyrtki*, 1961)

Немаловажную роль в этом процессе играют и мезомасштабные вихри (20– 100 км), поскольку в Южно-Китайском море они очень активны (*Wu, Chiang,* 2007; Liu et al., 2008; u dp.).

Сезонная изменчивость циркуляции вод Южно-Китайского моря имеет достаточно сложную картину течений. На основании ранее проведенных исследований (The surface currents of the South China..., 1945; Атлас..., 1968; Uda, Nakao, 1973; Guan, 1978; Xu et al., 1982; Сирипонг, 1985; Исследования..., 1985; Pohlman, 1987; Нгуен, Ле, 1988; Нгуен, 1990; Shaw, Chao, 1994; Wang, Chern, 1996; Li et al., 1996; Fang et al., 1998; Su, 1998; Morimoto et al., 2000; Qu, 2000; Shuqun et al., 2002; Li et al., 2003; Liao et al., 2007; Pocmoв и др., 2007; Yuan et al., 2007; Liu et

al., 2008; Власова и др., 2010; Shu, Wang, 2018; и др.) была воссоздана следующая детальная картина течений по сезонам.

В зимний сезон (декабрь-март) над Южно-Китайским морем развит зимний, северо-восточный муссон (рис. 10, 11). В северной и центральной частях моря наблюдается широкий поток поверхностных водных масс на запад и юго-запад. Под воздействием северо-восточного муссона воды Северо-Экваториального течения Тихого океана поступают из Филиппинского моря в Южно-Китайское море через пролив Лусон (Баши) и распространяются в западном направлении со средней скоростью 30-40 см/с. Эти воды сливаются с потоком, поступающим из Восточно-Китайского моря через Тайваньский пролив. Объединенный мощный поток вод со скоростью 20-30 см/с идет вдоль о-ва Хайнань к берегам Вьетнама. В центральном районе северной части (≈19° с.ш., 117° в.д.) поток достигает максимального развития и имеет ширину ≈ 200 м. миль. К западу от о-ва Хайнань часть водных масс, изменив прежнее направление, движется на север и северо-восток в Тонкинский (Бакбо) залив. Основной же поток южнее о-ва Хайнань переносится дальше на юго-запад, к берегам центрального Вьетнама со скоростью в пределах 30-40 см/с. Этот поток весьма устойчив и в декабре у берегов Вьетнама достигает максимальной скорости до 100 см/с. Здесь это сильное течение при совместном действии нагона вод, порожденного муссонным ветром, прижимает пресные воды р. Меконг к берегу. Нагонный ветер, способствуя движению поверхностных вод к берегу, создает поперечную циркуляцию вдоль побережья, опускание вод вдоль берегового склона и подъем в области свала глубин. На южном конце центрального вьетнамского побережья в районе ≈11° с.ш., 109° в.д. вместе с другими водными массами из центральных областей широким фронтом поток втекает на Зондский шельф. На южном шельфе Вьетнама (северная часть Зондского шельфа) течение имеет западное – юго-западное направление. Перенос вод в этом районе отличается повышенной интенсивностью, средняя его скорость находится в пределах 40-50 см/с, а ширина ≈150 миль. Поток на поверхности со скоростью 30-40 см/с направляется далее на юго-запад в южную часть моря к островам Борнео и Суматра. У входа в Таиландский (Сиамский) залив происходит «размывание» потока. Одна из его частей со скоростью в пределах 20-25 см/с направляется в залив и создает в его центральной части циклонический круговорот со скоростью ≈ 10 см/с, другая следует дальше на юг со скоростью немного больше 10 см/с и через южные проливы выходит из Южно-Китайского моря. В центральной части Зондского шельфа (5° с.ш., 108° в.д.) наблюдается циклоническое образование со скоростью около 10 см/с. Течение юго-западного направления со средней скоростью 45 см/с подходит к о-ву Калимантан. К западу от о-ва Балабак, в районе коралловых рифов и подводных гор, формируется антициклонический круговорот с центром 5° с.ш. и 114° в.д. В центральной части моря (≈15° с.ш., 117° в.д.) формируется циклоническое образование со скоростью в пределах 10-15 см/с. Ее звеньями служат, с одной стороны, течение юго-западного направления вдоль центральных берегов Вьетнама, с другой – у Филиппинских берегов — течение северного направления.

Вдоль побережья Китая (112–116° в.д.) рядом с мощным юго-западным переносом, несмотря на устойчивое действие зимнего муссона, появляется обратный поток северо-восточного направления. Это является следствием влияния теплого течения Южно-Китайского моря (*Bingxian, 1978; Zhungxian et al., 1985*).

В восточной части моря течения менее устойчивы, иногда преобладают направления переноса водных масс на север и северо-запад. Подобная схема циркуляции сохраняется до глубины 1000 м.

По своему характеру зимнюю поверхностную циркуляцию можно разделить на две части. Границей такого условного разделения может служить линия, протягивающаяся с юго-запада на северо-восток до северной оконечности о-ва Лусон. В первой части, куда входят северная и западная зоны, перенос воды в западном и юго-западном направлении более интенсивен и носит явно ветровой характер. Во второй части, менее значительной по площади, куда входят восточная и южная зоны, наблюдаются как циклонические, так и антициклонические структуры с незначительными скоростями течений.



1,6-циклоническая циркуляция вод в северной части моря, 2-циклоническая циркуляция вод в южной части моря, 3-интрузия Куросио, 4-течение вдоль о-ва Бориео, 5-антициклоническая циркуляция вод в южной части моря, 7-Вьетнамское течение, 8-Южно-Китайское течение, 9-Ияньшанское противотечение, 10-антициклоническая циркуляция вод в центральной части моря, 11-циклоническая циркуляция вод в центральной части моря

Рис. 10. Общая схема циркуляции поверхностных вод Южно-Китайского моря в зимний (осенний) и летний (весенний) периоды (*Qu, 2000*)

В мелководных районах на горизонте 20 м формируются противотечения. Исключением являются районы, прилегающие к берегам Южного Вьетнама и о-ва Калимантан, где течения сохраняют свое вдольбереговое направление. Однако их скорость заметно уменьшается (около 15 см/с у берегов Вьетнама, немного больше – 20 см/с – у о-ва Калимантан). Циклонические образования более четко выражены в Таиландском заливе и на Зондском шельфе. Однако на глубине 50 м указанных циклонических образований не обнаружено.

В зимний период значительная перестройка поля течений с глубиной происходит в основном в 100-метровом слое, при этом в центральной части моря



Рис. 11. Схема поверхностных течений в Южно-Китайском море (составлена автором на основании данных всех предшествующих исследований)

сохраняется циклонический круговорот. Вдоль свала глубин, отделяющего мелководную южную часть моря от более глубоководной северной части по 11° с.ш., наблюдается поток восточного направления, скорость которого колеблется в пределах 20–25 см/с. Этот поток служит границей между циклоническим круговоротом на севере и антициклоническим на юге. Это течение формируется на глубине 50 м и прослеживается до глубин 1000 м. Поле течений в слое 200–500 м не претерпевает существенных изменений. На глубине 2000 м циркуляция вод представляет собой циклонический круговорот, основная часть которого находится в глубоководной котловине моря.

Весной (март-май) с ослаблением северо-восточного муссона и усилением юго-западных ветров начинается перестройка зимней циклонической циркуляции поверхностных вод. В апреле в северной части моря течения характерны для зимнего муссона, а в южной носят характер уже летнего типа. В результате этого в западной части моря, вблизи берегов Вьетнама, образуются две зоны циклонической циркуляции вод. Ослабевает мощность поступающего с севера потока вод на западной периферии акватории (скорость потока вод на поверхности здесь составляет 20–30 см/с). У южного побережья Вьетнама с ослаблением северного вдольберегового потока вод более широкое распространение получают распресненные воды р. Меконг. В центральной части моря наблюдается появление разнонаправленных потоков на поверхности и образование множества небольших вихрей. В районе с координатами около 13° с.ш., 111° в.д. формируется обширный антициклонический вихрь, который прослеживается до глубины более 500 м. Скорости потоков на поверхности в центральной части вихря составляют около 10 см/с, увеличиваясь к глубине 150-200 м до 30 см/с. На периферии вихря, у южного побережья Вьетнама, скорость движения вод на поверхности достигает 50 см/с. Здесь часть вод, направляясь на север узким потоком вдоль побережья, распространяется далее навстречу доминирующей в северной части моря циклонической циркуляции. Часть потока направляется на юг со скоростью до 30 см/с и образует ряд небольших вихрей разного знака. С усилением юго-восточных ветров в юго-восточной части моря появляется поток северо-восточного направления, движущийся со стороны проливов Каримата и Геласа из Яванского моря со скоростью на поверхности 10 см/с. Течение направляется далее на север вдоль восточной окраины моря со скоростью около 30 см/с, вовлекаясь в остаточную зимнюю циклоническую циркуляцию в северной части акватории.

Лето (июнь-август) – период наибольшего развития юго-западного муссона, когда происходит полная перестройка поля поверхностных течений (см. рис. 10, 11). Водные массы, входящие через южные проливы, растекаются по южной части Зондского шельфа со средней скоростью в пределах 10–15 см/с. Вдоль берегов о-ва Калимантан течение имеет северо-восточное направление со средней скоростью, не превышающей 20 см/с. В Таиландском заливе образуется антициклонический круговорот. Скорость течения в этом районе не превышает 15 см/с. На южном шельфе Вьетнама перенос вод осуществляется в восточном и северо-восточном направлениях со средней скоростью, не превышающей 25 см/с. У берегов южного Вьетнама вдольбереговой поток движется в направлении, обратном зимнему, и уступает ему по интенсивности и масштабности. Ширина потока составляет ≈100 миль. В районе с координатами ≈11° с.ш.–109° в.д. поток отрывается от берега и вместе с соседними массами образует крупномасштабный зональный перенос. Поток направляется с запада на восток по 11° с.ш. со средней скоростью до 35 см/с. Вдоль центрального и северного Вьетнама юго-западный муссон формирует течения вдоль берега Вьетнама в северном направлении, водные массы в которых движутся со скоростью до 50 см/с. К востоку от о-ва Хайнань скорость течения достигает максимального значения (70 см/с). Здесь потоки выходят из Южно-Китайского моря через Тайваньский пролив в Восточно-Китайское море и в Тихий океан через пролив Лусон. В восточной части моря течения неустойчивы и зависят от местных ветров. В результате здесь наблюдаются течения различных направлений. На юге Филиппинских берегов формируется циклонический круговорот, который имеет зональную направленность. К северо-западу от о-ва Калимантан наблюдается антициклоническая структура с центром в районе 7° с.ш. – 113° в.л.

В отличие от зимнего, летний поток не имеет возможности следовать дальше на юг, встречаясь с встречным переносом вод в районе с координатами около 13° с.ш., 110° в.д. Поэтому он поворачивает на восток, а затем на северо-восток и движется обратно в северный район моря. Причиной является наличие антициклонического вихря в районе с координатами ≈15° с.ш. – 117° в.д.

В мелководных районах как в зимний, так и в летний период на глубине формируются противотечения. В Таиландском заливе на горизонте 20 м наблюдается антициклонический круговорот, в Тонкинском — циклонический. Начиная с горизонта 200 м циркуляция вод представляет собой крупномасштабный циклонический круговорот, охватывающий одновременно северный и центральный

круговороты. Между ними к западу от центральных Филиппинских островов находится антициклонический круговорот. Вдоль берегов центрального Вьетнама вплоть до глубины 500 м усиливается течение южного направления, его протяженность составляет \approx 350 миль. На глубине 2000 м циркуляция вод становится циклонической.

В целом летняя циркуляция поверхностных вод по интенсивности уступает зимней. В мелководных районах течение имеет направление, обратное зимнему, особенно в юго-западной зоне Южно-Китайского моря.

Осенью начинается очередная смена направления муссонных ветров, во время которой течения малоустойчивы. В сентябре в южной и восточной частях моря сохраняется еще летний тип течений, но в северной и западной частях моря развивается ветер северо-восточного направления и преобладающими становятся относительно устойчивые течения, характерные для зимнего муссона. На западной периферии моря появляется поток южного, юго-восточного направления, имеющий скорости до 30 см/с. Наблюдается усиление вихреобразования в центральной части моря. Скорости движения вод здесь довольно высокие – до 50 см/с. На этом фоне формируется общая циклоническая система циркуляции вод по зимней схеме. Общая система циркуляции может нарушаться местными сильными ветрами. Сильные местные ветры в восточной части моря зачастую являются причиной полного нарушения муссонной схемы поверхностных течений. При прохождении тайфунов могут наблюдаться более значительные дрейфовые течения, чем в обычных условиях. Ветвь течения, направленная на север, сворачивает от побережья Вьетнама в районе $\approx 11^\circ - 13^\circ$ с.ш.

Анализ поля поверхностных течений показывает, что в мелководных районах моря, таких как Зондский шельф, Таиландский и Тонкинский заливы направление течений совпадает с направлением ветра, а в глубоководной части течения отклоняются вправо от направления ветра. Противотечения на шельфе формируются уже на 20-метровой глубине. В переходной от шельфа к глубоководной части наблюдается усиление течений, направленных вдоль свала глубин. Начиная с 200 м течения мало изменяются и по величине, и по направлению. Эффект прямого действия ветра ощутим только в верхнем 50-метровом слое.

Течения

Западное прибрежное пограничное (Вьетнамское) течение обеспечивает перенос морских вод вдоль восточного берега Вьетнама (см. рис. 11). Летом они переносятся на север, а зимой – на юг. Указанное течение является асимметричным: зимой оно следует вдоль материкового берега, а летом на траверзе центральной части Вьетнама ($\approx 11^{\circ}$ с.ш.) отрывается от побережья и преобразуется в так называемое Северное Наньшанское течение. Зачастую оно не выделяется как самостоятельная структура, а рассматривается как продолжение Вьетнамского течения.

В летний сезон *Северное Наньшанское течение* становится одним из наиболее сильных течений рассматриваемого района, скорость транспортировки вод

70

здесь превышает 10 см/с. Течение распространяется до глубины 400 м. В районе рифов оно разделяется на две ветви: одна направляется в центральную часть моря, а вторая поворачивает на юго-запад и вовлекается в Наньшанское противотечение.

Наньшанское (Дуншанское) противотечение является одним из наиболее сильных течений в зимний сезон (*Fang, et al., 1998*). Летом оно направлено на юг, зимой на север.

Южно-Китайское теплое течение переносит водные массы вдоль материкового склона Южного Китая от юго-восточного берега о-ва Хайнань и распространяется до Тайваньского пролива (600–700 км). В течение летнего муссона оно распространяется практически по всей ширине шельфа (за исключением зоны прибрежного течения Вьетнама) и свое направление не меняет от сезона к сезону (*Report, 1964; Guan, 1978; Bingxian, 1978; Zhungxian et al., 1985*).

Восточное прибрежное течение переносит водные массы вдоль о-ва Калимантан и имеет постоянное южное направление.

2.2. СЕЗОННАЯ ЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

К.Т. Богданов, В.В. Мороз

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

Гидрологические условия Южно-Китайского моря связаны со своеобразием климатических и синоптических процессов в этом регионе. В связи с особенностями расположения и величиной давления в крупномасштабных центрах действия атмосферы над северной частью Тихого океана и прилегающим азиатским континентом (Гавайский синоптический максимум и переменный центр действия над Центральной Азией) здесь преобладает муссонный характер циркуляции атмосферы и соответствующая смена ветров над поверхностью моря. Над Южно-Китайским морем господствуют два потока муссонных ветров. Зимой преобладают устойчивые ветры северо-восточного направления, а летом – юго-западного. Резко выраженный сезонный ход направления и скорости муссонных ветров обусловливает изменчивость циркуляции и термохалинной структуры вод.

В период с 1981 по 1985 г. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВНЦ АН СССР было осуществлено планомерное исследование гидрологических условий Южно-Китайского моря. Океанологические съемки проведены в каждом сезоне года: НИС «Профессор Богоров» (март – апрель 1981 г., рейс № 10), НИС «Академик А. Несмеянов» (июнь 1983 г., рейс № 2, 2-й этап), НИС «Академик Лаврентьев» (октябрь 1985 г., рейс № 3, 1-й этап) и НИС «Академик А. Виноградов» (декабрь 1983 – январь 1984 г., рейс № 2, 2-й этап). Исследованиями была охвачена большая часть акватории от 107° в. д. до 118° в. д. и от 7° с. ш. до 19° с. ш. Измерения проводились с помощью зондирующей аппаратуры «Исток» до глубины 1200 м. Полученный большой объем данных позволил провести комплексное исследование межсезонной изменчивости термохалинной структуры под влиянием изменчивости циркуляции вод моря и атмосферных процессов.



Рис. 1. Примеры Т, S-кривых для выделенных типов структуры вод моря в зимний сезон: 1 – тропическая, 2 – трансформированная тропическая, 3 – экваториально-тропическая

Изучение изменчивости структуры вод было проведено с применением метода анализа Т, S-кривых. Выделено три типа структуры водных масс моря (рис.1). Типизация проведена в соответствии с общепринятой в литературе (Гидрология Тихого океана, 1968). Кроме того, для каждого годового сезона на картах и разрезах проанализировано пространственное распределение термохалинных характеристик вод.

Была рассчитана геострофическая циркуляция вод относительно отсчетной поверхности 1000 м, что позволило определить основные направления течений по всем сезонам года (Богданов, Мороз, 1994).

В зимний сезон определяющее влияние на гидрологический режим моря оказывает устойчивый северо-восточный муссон. Так, в период работы экспедиции в рейсе №2 (2-й этап) на НИС «Академик А. Виноградов» (декабрь 1983 г. – январь 1984 г.) над большей частью моря преобладали северо-восточные ветры со скоростями 6–10 м/с. Под их воздействием на акваторию северной части моря через Тайваньский пролив (глубина около 50 м) попадают воды Восточно-Китайского моря. Взаимодействуя с водами, поступающими из Филиппинского моря через глубоководный пролив Лусон (глубина около 2000 м), эти воды устойчивым потоком переносятся со скоростью 20–30 см/с к побережью п-ова Индокитай. Существует также поток более соленых вод, фиксируемых вплоть до глубины 800 м. Это воды течения Куросио, формирующегося у восточного побережья о-ва Тайвань и имеющие характеристики вод *тропической структуры*. Данные воды определяют характеристики и структуру вод в северной части Южно-Китайского моря вплоть до 14–15 °с.ш. (таблица, рис. 2, 3).

Тропическая структура вод имеет следующее вертикальное распределение водных масс. Поверхностная водная масса (0–70 м) представляет собой однородный слой с температурой 24–25 °С и соленостью 34.20 ‰, формирующийся благодаря интенсивному ветровому перемешиванию вод в зимний сезон. Нижняя граница поверхностной водной массы соответствует слою повышенных градиентов тем-
пературы (0.2 °С/м) и солености (0.02 ‰) на глубине 70–100 м. Далее, на глубине 100–300 м располагается подповерхностная водная масса повышенной солености с соленостью в ядре 34.80 ‰ на глубине 150 м и температурой около 17 °С. На глубине 450 м наблюдается понижение солености до 34.55 ‰. Промежуточная водная масса пониженной солености имеет толщину около 400 м. Соответствующая минимуму солености температура воды составляет около 9 °С. На глубинах более 800 м располагается глубинная водная масса с температурой около 3 °С и соленостью 34.65 ‰.

Водная масса	Зима			Пер	эеходны	й сезон	Лето		
	T, ℃	S, ‰	глубина, м	T, ℃	S, ‰	глубина, м	T, ℃	S, ‰	глубина, м
Тропическая									
Поверхностная	24–25	34.20	0–70	26–27	33.80	0–50	29	34.00	0-30
Подповерхностная повышенной солености	17	max 34.80	100–300, ядро 150	18	max 34.70	75–200, ядро 100	25	max 34.70	50–250, ядро 75
Промежуточная пониженной солености	9	min 34.55	300–800, ядро 450	10	min 34.40	200–800, ядро 450	8	min 34.40	300-800, ядро 500
Глубинная	2,5–3	34.65	более 800	3	34.65	более 800	3	34.65	более 800

Термохалинная структура вод Южно-Китайского моря

Поверхностная	25–26	33.50	0–30	28	33.60	0–30	30	33.50	
Подповерхностная повышенной солености	17	max 34.65	100–200, ядро 140	18	max 34.60	50–200, ядро 100	Практически исчез экстремумы водн масс		исчезают і водных
Промежуточная пониженной солености	9	min 34.50	200–800, ядро 500	10	min 34.40	200–800, ядро 500			c
Глубинная	2,5–3	34.65	более 800	3	34.65	более 800	3	34.65	более 800

Трансформированная тропическая

Экваториально-тропическая

Поверхностная	26–27	34.00	0–65	27–28	33.60	0-30	30	34.00	0-30
Подповерхностная		max	100–300,		max	75–250,	25	max	75–200,
повышенной	17			18			25-		
солености		34.75	ядро 150		34.65	ядро 150	20	34.80	ядро 100
Промежуточная		min	300-800,		min	250-800,		min	250-800,
пониженной	9		, í	10			8		
солености		34.50	ядро 500		34.40	ядро 450		34.60	ядро 500
Глубинная	3	34.65	более 800	3	34.65	более 800	3	34.70	более 800





Рис. 2. Пространственное распределение температуры и солености по экспедиционным данным в зимний период 1983/1984 гг.





Рис. 3. Динамическая топография на поверхности (в дин. см) относительно отсчетной поверхности 1000 м по сезонам: зима 1983/1984 гг., весна 1981 г., лето 1983 г. осень 1985 г.

У побережья п-ова Индокитай поступающий с севера хорошо выраженный поток вод далее распространяется на юг со скоростью на поверхности 20–30 см/с, достигая максимума у побережья центрального Вьетнама (80 см/с). Распространяясь далее к Зондскому шельфу со скоростью на поверхности около 40 см/с, водный поток образует звено циклонической циркуляции, которая устанавливается в это время в Южно-Китайском море (рис. 3). Эта схема циркуляции сохраняется до глубины измерений.

У побережья Вьетнама при совместном действии нагона вод, порожденного муссонным ветром, поток прижимает пресные воды р. Меконг к берегу. Нагонный ветер, видимо, создает поперечную циркуляцию вдоль побережья – движение поверхностных вод к берегу, опускание их вдоль берегового склона и подъем в

области свала глубин (глубже 200 м). Здесь происходит трансформация вод тропической структуры, с одной стороны за счет более интенсивного ветрового перемешивания, с другой – за счет взаимодействия с пресными водами р. Меконг.

Воды *трансформированной тропической* структуры распространяются на всю центральную часть моря южнее 14–15 ° с. ш. (рис. 2, 3) и имеют следующие характеристики водных масс (см. табл.): *поверхностная* (0–30 м) – температура 25 °С и соленость 33.00–33.70 ‰; *подповерхностная* (50–200 м) – повышенная соленость 34.65 ‰ в ядре на глубине 130–150 м, температура 17 °С; *промежуточная* (250–900 м) – пониженная соленость 34.50 ‰ в ядре на глубине 500 м, температура 9 °С; *глубинная* – (более 900 м) – соленость 34.65 ‰, температура около 3 °С. Следует отметить, что в водах *трансформированной тропической* структуры толщина верхнего однородного слоя заметно уменьшается и не превышает 30 м. По направлению к центральной части моря наблюдается практически полное исчезновение этого слоя (рис. 4, а).



Рис. 4. Разрез трансформированной тропической структуры вод *a* – разрез по 12°30' с. ш. (*зима 1983/1984 г.*); *б* – разрез по 12°50' в. д. (*лето 1983 г.*)

Слой повышенных градиентов температуры и солености, соответствующий нижней границе поверхностной водной массы, здесь выходит на поверхность. В центральной части моря, в слое от поверхности до глубины 200–300 м. наблюдается куполообразный подъем изотерм и изохалин. Для прибрежных станций в западной части моря наблюдается опускание изолиний температуры и солености.

Под влиянием северо-восточных муссонных ветров у побережья Вьетнама происходят нагон и опускание поверхностных теплых и менее соленых вод. При их опускании в слое до 200–300 м воды трансформируются, и подповерхностный максимум солености почти полностью исчезает. В центральной глубоководной части моря влияние этих распресненных трансформированных вод заметно в слое пониженной солености. Значение минимальной солености здесь понижается до 34.50 ‰, а толщина слоя увеличивается до 800 м по сравнению со значениями характеристик вод этого слоя тропической структуры.

Воды *тропической* структуры в Южно-Китайском море взаимодействуют с водами экваториальной структуры, поступающими из моря Сулу при северо-восточном муссоне через мелководный пролив Миндоро (глубина 450 м) и в меньшей степени – через пролив Балабак (глубина 100 м). В результате в восточной части Южно-Китайского моря между 10° и 15° с. ш. формируется смешанная экваториально-тропическая структура вод (рис. 1). Поверхностная водная масса экваториально-тропической структуры, поступающая через эти проливы, отличается повышенными значениями температуры (около 27 °C) и высокой соленостью – (до 34.00 ‰). Характеристики подповерхностной водной массы повышенной солености (100–300 м) близки к характеристикам соответствующего слоя тропической структуры вод. Максимум солености, наблюдаемый на глубине 150 м, имеет значения 34.70–34.75 ‰, а температура вод составляет 17 °C. Промежуточная и глубинная водные массы здесь практически идентичны водным массам тропической структуры (см. таблицу).

В переходный весенний период начинается формирование летнего типа атмосферной циркуляции, установление юго-западных муссонных ветров, скорость которых в апреле (время работы экспедиции в 10-м рейсе НИС «Профессор Богоров») составляет 4–5 м/с. С переменой муссонных ветров наступает перестройка зимней схемы циркуляции вод. Ослабевает мощность поступающего с севера потока вод на западной периферии акватории моря. Скорость потока вод на поверхности здесь составляет около 20 см/с. Уменьшается площадь распространения вод *тропической* структуры.

В результате усиленного прогрева суши заметно увеличивается температура поверхностной водной массы – на 1–2 °С для *тропической и трансформированной тропической* структур, на 2–3 °С – экваториально-тропической (см. таблицу, рис. 5).

Со сменой муссонных ветров у побережья Вьетнама ослабевает нагон вод. Возникает обратное зимнему явление – местный подъем вод, увеличивающийся при дальнейшем усилении юго-западных ветров. Этот процесс отражается на пространственном распределении характеристик в прибрежной полосе вод.

В западной и центральной частях моря увеличивается распространение *трансформированной тропической* структуры. Воды *трансформированной тропической* структуры в переходный весенний период подвергаются наибольшим изменениям. Наблюдается уменьшение величины максимума солености подповерхностного слоя и уменьшение минимума солености промежуточного слоя при-





Рис. 5. Пространственное распределение температуры и солености по экспедиционным данным в весенний период 1985 г.

мерно на 0.1 ‰ по сравнению с зимним сезоном. Это, видимо, связано с тем, что с ослаблением северного прибрежного потока вод на юге Вьетнама более широкое распространение получают распресненные воды р. Меконг (см. рис. 5).

В центральной части моря наблюдается появление разнонаправленных потоков на поверхности и образование множества небольших вихрей, распространяющихся на различную глубину (см. рис. 3, 5). В районе около 13° с. ш., 111° в. д. формируется обширный антициклонический вихрь, который прослеживается до глубины более 500 м. В центральной части вихря на поверхности скорость потоков составляют около 10 см/с, увеличиваясь с глубиной до 30 см/с на глубине 150–200 м. На периферии вихря у южного побережья Вьетнама скорость движения вод на поверхности достигает 50 см/с. Здесь узким потоком вдоль побережья воды движутся на север навстречу доминирующей в северной части моря циклонической циркуляции. Часть потока направляется на юг со скоростью до 30 см/с, образуя ряд небольших разнонаправленных вихрей.

Под влиянием южных и юго-западных ветров происходит увеличение роли водообмена через мелководные южные проливы моря (Каримата и Геласа) с экваториальными водами Яванского моря. Экваториально-тропическая структура вод получает большее распространение.

С переходом к **летнему периоду** (период работ во 2-м рейсе 2-го этапа НИС «Академик Александр Несмеянов») происходит усиление юго-западных муссонных ветров (до 6 м/с и более). Эти ветры активируют течения, которые направлены вдоль берега Вьетнама и корректируют распространение вод различной структуры (см. рис. 3, 6).

Скорости течений на поверхности достигают 50 см/с. Севернее 15° с. ш. течения поворачивают на юго-восток, восток. Далее воды движутся на север вдоль восточной окраины моря со скоростью около 30 см/с, вовлекаясь в циклоническую циркуляцию. В этот период циклоническая циркуляция имеет место лишь в северной части моря.

В летний период площадь распространения *тропической* структуры вод значительно уменьшается. Причиной, очевидно, является уменьшение водообмена через северо-восточные проливы.

Под воздействием летних муссонных ветров усиливается подъем вод вблизи побережья Вьетнама. Температура поверхностного слоя здесь не достигает выше 26 °C, в то время как на остальной акватории ее значения составляют 30–31 °C. С прекращением зимнего ветрового перемешивания уменьшается толщина верхнего однородного слоя на всей акватории моря (рис. 4, δ , 6).

В западной части моря происходит значительное распреснение поверхностных вод из-за увеличения стока рек, связанного с сезоном летних дождей. Эти распресненные воды формируют воды летней *трансформированной тропической* структуры, которые распространяются на значительной акватории в западной и центральной частях моря. Формирование данной структуры вод происходит также при участии шельфовых однородных вод, которые образуются на Зондском шельфе в зимний сезон. С развитием юго-восточного муссона эти воды прони-





Рис. 6. Пространственное распределение температуры и солености по экспедиционным данным в летний период 1984 г.

кают в юго-западную и центральную части моря. В водах летней *трансформированной тропической* структуры наблюдается практически полное исчезновение экстремумов водных масс. Вертикальное распределение солености приобретает монотонный характер, увеличиваясь от 33.30–34.00 ‰ на поверхности до 34.40– 34.70 ‰ на глубине 100 м (см. таблицу, рис. 4, *б*).

При усилении юго-западных муссонных ветров максимальное развитие получает формирующий экваториально-тропическую структуру водообмен через южные мелководные проливы. Для поверхностной водной массы этой структуры характерны высокие значения температуры (выше 30 °C) и довольно низкая соленость (32.00–33.50 ‰). Значения экстремумов нижележащих слоев в юго-восточной части моря менее контрастны по сравнению с весенним периодом.

Следует отметить, что характеристики глубинных и придонных вод практически неизменны (см. таблицу).

Для определения термохалинных индексов глубинных вод Южно-Китайского моря и источника их происхождения выполнены две глубоководные станции до глубин 4000 м в точках с координатами 15°16'с. ш., 116°10' в. д. и 13°17' с. ш., 116°24' в. д. соответственно. Результаты измерений показали почти полную однородность вод по температуре и солености с глубин от 2000 до 4000 м (до дна). Согласно анализу полученных измерений (значения составляют около 2,3-2,5 °С, 34,60-34,70 ‰) был сделан вывод, что полностью исключается возможность их образования на акватории моря, единственным источником взаимодействия глубинных вод между Южно-Китайским морем и Тихим океаном (Филиппинским морем) является пролив Лусон (Богданов, 1985). В проливе имеются три глубоководных желоба, через которые может осуществляться питание глубоководной котловины Южно-Китайского моря глубинными водами Филиппинского моря. Это проход Баши с глубинами около 1800 м, проход Балинтанг с глубинами более 1600 м и узкий извилистый проход между островами Тайвань и Ланьюй с глубинами до 2000 м. Термохалинные индексы глубинных вод Филиппинского моря на глубинах 1600-2000 м полностью соответствуют термохалинным индексам глубинных вод Южно-Китайского моря на глубинах от 2000 до 4000 м. То есть было установлено, что воды, заполняющие глубоководную котловину Южно-Китайского моря на глубинах от 2000 до 4000 м и глубже, являются глубинными водами Филиппинского моря.

К осеннему периоду происходит смена направления муссонных ветров.

В октябре (время работы экспедиции во 3-м рейсе 1-го этапа НИС «Академик Лаврентьев») наблюдается усиление северо-восточных ветров начиная с северной половины моря. Здесь их средняя скорость доходит до 8 м/с, а на юге – до 5 м/с.

Со сменой муссона в юго-восточной половине моря сохраняется еще северное направление течений, но на северо-западной его периферии появляется поток южного, юго-восточного направления (см. рис. 3), имеющий скорости до 30 см/с.

С ослаблением юго-западных ветров уменьшается водообмен через южные проливы и возрастает через северные. В связи с этим увеличивается область распространения *тропической* структуры вод. Происходит перестройка структуры водных масс всего моря по зимнему типу (рис. 7).



Рис. 7. Пространственное распределение температуры и солености по экспедиционным данным в осенний период 1985 г.

Как и в весенний переходный период, в осенний сезон наблюдается усиленное вихреобразование в центральной части моря. Скорости движения вод в вихревых образованиях довольно высокие – до 50 см/с. На этом фоне начинает формироваться общая циклоническая система циркуляции вод моря по зимней схеме.

Таким образом, проанализированный большой объем имеющихся материалов экспедиционных исследований ТОИ ДВО РАН за период 1981–1985 гг. позволил представить основные черты изменчивости термохалинной структуры вод Южно-Китайского моря в различные сезоны года.

Выделено три типа структуры вод моря – *тропическая, трансформирован*ная тропическая и экваториально-тропическая. Исследования показали, что эти структуры формируются в результате водообмена через проливы и трансформации вод.

Установлено, что в соответствии с сезонной сменой муссонов (направлением и интенсивностью муссонных ветров), с изменением сезонной схемы течений происходит усиление либо уменьшение водообмена через северные, восточные или южные проливы. Изменчивость сезонной циркуляции вод моря определяет сезонную изменчивость характеристик водных масс и особенности формирования и распределения по акватории определенного типа структуры вод моря.

Результаты проведенных исследований вошли в созданный в ТОИ ДВО РАН электронный атлас на CD-ROM (Ростов и др., 2009). Данный электронный Атлас разработан как один из вариантов представления материалов по океанографии Южно-Китайского моря. Атлас включает в себя совокупность обобщенных данных и результатов многолетних наблюдений, представленных в виде табличных, графических и текстовых материалов. Он состоит из информационного блока, архива данных наблюдений за 1817–2001 гг., иллюстраций, пользовательских программных средств для работы в среде Интернет или автономно (CD-ROM). Программные средства Атласа обеспечивают возможность доступа к данным архива и визуализации информации на картах и вертикальных разрезах переменного масштаба в динамическом режиме по запросу пользователя. Информационный блок содержит обобщенное описание основных результатов исследований и моделирования полей гидрофизических характеристик, которое является полезным дополнением к обширному иллюстративному материалу. Данный CD-ROM является девятым томом серии информационных продуктов ТОИ ДВО РАН под общим названием: «Информационные ресурсы ТОИ. Океанография» (Ростов и др., 2007).

2.3. ДИНАМИКА ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ВЬЕТНАМА: РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Г.А. Власова¹, Нгуен Ба Суан², М.Н. Деменок¹, Буй Хонг Лонг², Ле Динь Мау²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, ²Институт океанографии ВАНТ, г. Нячанг

Вьетнам занимает относительно узкую восточную и юго-восточную прибрежную полосу полуострова Индокитай, омываемую Южно-Китайским морем. В связи с этим гидродинамический режим этого бассейна имеет решающее значение в формировании погодных и климатических условий Вьетнама.

Как известно, климат Южно-Китайского моря относится к муссонно-тропическому типу, при котором атмосферная циркуляция имеет муссонный характер. Особенности континентального горного рельефа, окружающего Южно-Китайское море, наличие большого количества островов в сочетании с постоянно действующими муссонами (зимний и летний) создают специфическую сезонность в пространственной структуре ветрового завихрения, а это, в свою очередь, вызывает значительные различия в структуре зимней и летней крупномасштабной циркуляции вод (рис. 1) (*Wyrtki, 1961*).

Из рисунка видно, что течение вдоль берегов Вьетнама (Западное прибрежное пограничное, или Вьетнамское, течение) обладает сезонной изменчивостью в зависимости от зимнего (северо-восточного) или летнего (юго-западного) мус-



Рис. 1. Циркуляция поверхностных вод в Южно-Китайском море в зимний (а) и летний (б) периоды по Виртки (*Wyrtki, 1961*)

сонов: летом крупномасштабный поток поверхностных вод направлен с юга и юго-запада, а также с запада на восток и северо-восток. Зимой наблюдается движение в обратном направлении.

Помимо муссонных процессов в формировании гидродинамического режима Южно-Китайского моря существенную роль играют тропические циклоны (ТЦ), которые зарождаются над акваторией этого моря или вторгаются со стороны Тихого океана (Добрышман, 1980; Кузин, 1999; Zhao et al., 2008; Hzyeн, 2014; и *др.*). Поскольку акватория Южно-Китайского моря располагается в тропическом (≈6 °С.ш.) и субтропическом (≈23 °С.ш.) поясах, синоптические условия здесь благоприятны для зарождения очень глубоких тропических циклонов. Их траектории захватывают всю прибрежную полосу Вьетнама (Данг, 1974; Ле, 1987; Hzyен, 2014). Скорость ветра в пределах ТЦ составляет в среднем 20–30 м/с, наибольшая отмеченная скорость ветра достигала 48–50 м/с (https://meteoinfo.ru/).

Необходимость дальнейшего изучения всех указанных выше процессов определила цель совместных российско-вьетнамских исследований: изучить зависимость вертикальной структуры Вьетнамского течения от влияния муссонов и тропических циклонов в течение межсезонного периода зима–лето на базе численного моделирования. В частности, для численного эксперимента был выбран период апрель–июнь 1999 г., обеспеченный натурными измерениями, выполненными в экспедиции Рыболовной ассоциации стран Юго-Восточной Азии и Японии (SEAFDEC, Cruise № 57-3/99).

Численный эксперимент выполнялся для различных режимов (типов) атмосферных процессов, заимствованных из работы А.М. Поляковой (Полякова, 2011). К настоящему времени авторами проведены расчеты гидродинамического режима прибрежных вод Вьетнама для условий только муссонного воздействия при отсутствии тропических циклонов в исследуемом регионе. Результаты этих исследований опубликованы в работах (Власова и др., 2011; Vlasova et al., 2012; Власова и др., 2013; Власова и др., 2018). Кроме того, выполнено численное моделирование перестройки гидродинамического режима под воздействием тропических циклонов, формирующихся в южной части Южно-Китайского моря или вторгающихся со стороны Тихого океана (Vlasova et al., 2013; Власова и др., 2016а). Результаты сравнительного анализа влияния указанных контрастных синоптических ситуаций на формирование гидродинамической обстановки в исследуемом районе изложены в работе (Власова и др., 2016б).

В результате моделирования выявлено, что в этот период Вьетнамское течение как единый и неразрывный поток водных масс не существует. Вместо этого здесь развиваются несколько гидродинамических круговоротов разного знака. Различие синоптической ситуации влияет лишь на эволюцию интенсивности, формы и пространственной ориентировки возникающих круговоротов.

Данная статья является продолжением указанных авторских публикаций, посвященных исследованию влияния региональной атмосферной циркуляции на гидродинамические процессы Вьетнамского течения в Южно-Китайском море. В связи с этим район исследований оставлен прежним: 11°–15° с.ш. и 108°–111° в.д. (рис. 2).





Рис. 2. Положение района исследований (показан пунктиром)

По согласованию с вьетнамской стороной для сохранения возможности сопоставления результатов моделирования в условиях различных синоптических процессов использовалась одна и та же квазигеострофическая модель интегральной циркуляции вод, подробно описанная в монографиях и статьях (Шапиро, 1965; Фельзенбаум, 1970; Васильев, 2001, Полякова и др., 2002; Власова и др., 2008; и др.). Ниже приводится лишь её краткое описание.

Исходные данные и методика моделирования

В перечень исходных данных, необходимых для моделирования, вошли:

- упрощенный контур бере-

говой линии, приближенный к конфигурации реального берегового обрамления Вьетнама;

– значения глубин морского дна из массива топографических данных ЕТО-PO-5 (*National Geophysical Data Center, 1993*);

– значения температуры и солености на поверхности моря за период 21.04– 5.06.1999 г., полученные в экспедиции Рыболовной ассоциации стран Юго-Восточной Азии и Японии (SEAFDEC, Cruise № 57-3/99);

– значения атмосферного давления, соответствующие выбранному типу синоптических процессов над Южно-Китайским морем (Полякова, 2011) по данным ежедневных синоптических карт приземных полей атмосферного давления Японского метеорологического агентства за период 2000–2008 гг.

Для дна были приняты условия прилипания (скорость течения на дне равна нулю). Задача решалась в односвязной области. Для расчетов использовалась равномерная сетка 30'х30', в соответствии с данными, предоставленными вьетнамскими коллегами.

Как и в прежних наших работах, моделирование включило расчет интегральной циркуляции вод в виде поля полных потоков ($S^x = -\frac{\partial \psi}{\partial y} S^y = \frac{\partial \psi}{\partial x}$) по заданному на поверхности тангенциальному напряжению ветра (T) и плотности морской воды (ρ°). Расчет структуры течений и плотности водных масс по заданным параметрам T и ρ° выполнен путем решения уравнения для интегральной функции тока ψ (x, y) методом минимальных невязок. На твердых границах бассейна (бе-

реговая линия) задавалась функция ψ , на жидкой границе – ее нормальная производная.

В результате были рассчитаны интегральные функции тока на поверхности, в слое 0–200 м и от поверхности до дна. По результатам расчетов для исследуемой акватории построены карты циркуляции вод на поверхности, в слое 0–200 м (слой, в котором происходят наиболее активные термодинамические процессы) и от поверхности до дна с учетом влияния выбранного типа синоптических процессов.

Поскольку для расчетов использовались обобщенные за многолетний период, *типичные* для данного региона (квазистационарные) параметры атмосферных процессов (Полякова, 2011), то результаты моделирования также должны рассматриваться в качестве квазистационарных.

Анализ результатов

Для сравнительного анализа в данной работе использовались результаты всех выполненных к настоящему времени расчетов. Сюда вошли расчеты циркуляции вод в условиях *только муссонного влияния* (рис. 3), а также *в условиях воздействия тропических циклонов*, формирующихся в Южно-Китайском море или вторгающихся со стороны Тихого океана как *в южную*, так и *в северную части моря* (рис. 4).

Как отмечено выше, предшествующими исследованиями была выявлена сезонная изменчивость Вьетнамского течения: зимой водный поток направлен с севера на юг, летом – в обратном направлении. Результаты выполненного моделирования позволяют оценить характер межсезонной перестройки структуры этого течения с новой позиции. Из приведенных карт видно (см. рис. 3–4), что в условиях различных типов атмосферных процессов Вьетнамское течение как единый и неразрывный поток водных масс действительно не существует. Вместо этого формируются гидродинамические круговороты разного знака, которые практически сохраняются во всей водной толще от поверхностного слоя до дна. Различие синоптической ситуации влияет лишь на эволюцию интенсивности, формы и пространственной ориентировки возникающих круговоротов. Рассмотрим это подробнее.

В условиях муссонного воздействия (малоградиентное барическое поле – МГП, при котором наблюдается самая благоприятная синоптическая ситуация, и малоградиентное барическое поле с зоной сильного ветра в северной части моря – МГПс) формируются три гидродинамических круговорота: два антициклонических и разделяющий их циклонический. Система указанных круговоротов показывает, что на участках антициклонических структур перенос водных масс вдоль вьетнамского побережья в рассматриваемый период происходит с юга на север (летнее направление). На участке циклонического круговорота движение водных масс происходит в обратную сторону – с севера на юг (зимнее направление). Последний фактор, возможно, связан с существованием здесь апвеллинга в зимний период (*DanLing et al., 2004*). Вероятно, это стало причи-



88





89

ной неполного перехода Вьетнамского течения на летний режим переноса вод вплоть до первой декады июня. При этом летние и зимние признаки циркуляции вод проявлялись по-разному: при МГП зимний режим проявлялся более активнее, чем при МГПс.

Имеются и различия: при благоприятной обстановке МГП все гидродинамические структуры вытянуты в широтном направлении и являются устоявшимися, при МГПс появившийся сильный ветер в северной половине моря разворачивает структуры в диагональном направлении с юго-запада на северо-восток и делает их неустойчивыми.

В условиях действия тропических циклонов в южной (ТЦю) и северной (ТЦс) частях Южно-Китайского моря выявилась подобная картина, как и при муссонном воздействии: наличие крупных гидродинамических круговоротов разного знака. Под влиянием тропического циклона, располагающегося на юге рассматриваемого региона, формируются три гидродинамических круговорота: два антициклонических и разделяющий их циклонический. Под влиянием тропического циклона, располагающегося на севере Южно-Китайского моря, – два круговорота: антициклонический и циклонический. При этом выявлена пространственная зависимость интенсификации гидродинамической перестройки от расстояния до действующего тропического циклона. Так, при тропическом циклоне, расположенном на юге Южно-Китайского моря, активизировалась гидродинамика в южной половине исследуемого района, ближайшей к атмосферному циклону. Именно в южной части акватории сформировались мощные антициклонические круговороты, охватывающие всю водную толщу от поверхности до дна и создающие летний режим вод. Вблизи тропического циклона, расположенного на севере Южно-Китайского моря, активизировалась гидродинамика именно в северной половине изучаемого района и также сформировались мощные антициклонические структуры, захватывающие всю водную толщу и отвечающие за летнее направление движения вод.

Имеются и отличия: при ТЦю в поверхностном слое формируется мощный антициклонический круговорот на севере исследуемого района, чего не наблюдается при ТЦс. На глубине 200 м указанный круговорот превращается в вихрь, а глубже совсем исчезает. Вероятно, это связано с тем, что максимальная непрерывная продолжительность действия ТЦю в Южно-Китайском море составляет 29 суток против 20 при ТЦс (Полякова, 2011), в связи с чем успевают прогреваться водные массы на поверхности не только в южной части рассматриваемого региона вблизи тропического циклона, но и в его северной части. Центральная часть остается под влиянием циклонической деятельности благодаря влиянию мощного апвеллинга.

В целом указанное сопоставление показало, что различное пространственное положение атмосферных тропических циклонов вызывает формирование различной гидродинамической обстановки в исследуемом районе. При этом уровень активности гидродинамических перестроек в его разных частях определяется удаленностью от действующего тропического циклона.

Выводы

Расчеты, выполненные для различных атмосферных условий, позволяют прогнозировать следующие основные характеристики гидродинамического режима в зоне Вьетнамского прибрежного течения:

1. При различных синоптических ситуациях, смоделированных нами, Вьетнамское течение как единый и неразрывный поток водных масс не существует. Вместо этого в прибрежной зоне Вьетнама моделируются разнонаправленные круговороты и вихри.

2. В самых благоприятных условиях действия муссонного климата при малоградиентном барическом поле все гидродинамические структуры являются устоявшимися, а при малоградиентном барическом поле с зоной сильного ветра в северной части моря они становятся неустойчивыми.

3. Обнаружена пространственная зависимость интенсификации гидродинамической перестройки в пределах изучаемой акватории от расстояния до действующего тропического циклона. Так, на *севере или юге* рассматриваемого района, вблизи указанных тропических циклонов гидродинамические процессы максимально активизируются и формируются мощные антициклонические структуры, захватывающие всю водную толщу и отвечающие за летний режим вод (транспортировка вод с юга на север).

4. Во всех рассмотренных атмосферных условиях на большей части прибрежной зоны Вьетнама в рассмотренный период сохраняется еще зимний режим транспортировки вод (с севера на юг). Летний режим можно ожидать только на небольших акваториях исследованного района. Это может быть связано с несколькими факторами: наличием мощного апвеллинга в зимний период и событием Эль-Ниньо в 1997 г., вслед за которым в 1–2 года изменяется гидродинамика региона.

2.4. ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ

М.С. Пермяков¹, П.В. Журавлев¹, С.С. Капач¹, З.Ю. Лешневский²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток ²Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток

Грозы относятся к опасным погодным явлениям. Они связаны с развитием мощных кучево-дождевых облаков и сопровождаются ливневыми осадками, шквалистыми ветрами и многократными электрическими разрядами (молниями) (*Ammocферa*, 1991). Частые ливни и грозы являются характерными для влажного муссонного климата Юго-Восточной Азии, включая и акваторию Южно-Китайского моря (ЮКМ) (*Pamedж*, 1976; *Puль*, 1984). В летнее-осенний период на ЮКМ выходят тропические циклоны (ТЦ) в широком диапазоне их интенсивно-

сти – от бесформенных облачных кластеров до супертайфунов (*Рамедж, 1976; Риль, 1984*), которые, как правило, сопровождаются проливными дождями с грозами.

В данной работе термин «грозовая активность» определяется плотностью или частотой молниевых разрядов, происходящих в определенный период времени (час, месяц, год) (*Атмосфера*, 1991).

Во многих странах для мониторинга гроз в последние десятилетия используются автоматические системы обнаружения и определения координат молний (местные, региональные и глобальные системы локализации молний), которые позволяют определять более объективные показатели грозовой активности, чем субъективные данные наблюдений на метеостанциях. Так, данные глобальной сети локализации молний World Wide Lightning Location Network (WWLLN, http:// wwlln.net/) (*Hutchins et al., 2012; Rodger et al., 2006; Zhang et al., 2018*) позволяют анализировать поля распределения молний с достаточно высоким пространственным разрешением и выделять мезомасштабные конвективные структуры в погодных системах (тайфунах) в открытом океане и морях, не освещенных стандартными наблюдениями (*Пермяков и др., 2015, 2017; Permyakov et al., 2019*).

Данные WWLLN были использованы в работе (*Zhang et al., 2018*) для анализа «климатологии молний» в северо-западной части Тихого океана за период 2005– 2015 гг., где приводятся и некоторые результаты для центральной части ЮКМ (8°–18°N, 110°–120°E). В этой работе поля плотности молний показывают их чрезвычайно большую пространственную изменчивость над акваторией ЮКМ. Это делает актуальной задачу анализа климатологии гроз в масштабах всей акватории ЮКМ и его отдельных районов.

В настоящей работе по данным глобальной сети локализации гроз WWLLN анализируются основные статистические характеристики грозовой активности за десятилетний период 2009–2018 гг. и даны оценки вклада в них тропических циклонов для всего ЮКМ (0–25° с.ш., 105–120° в.д.) и для акваторий в 5 градусных широтных поясах.

Исходные данные и методы

Для расчета статистических характеристик грозовой активности над ЮКМ использовались данные глобальной сети локализации молний WWLLN за период 2009–2018 гг., выбранные над морем в области (0–25 ° с. ш., 105–120 ° в. д.). Данные сети WWLLN, круглосуточно регистрирующей молниевые электрические разряды в системе «облако – земля», включают в себя время (UTC) отдельного разряда с точностью до микросекунды и его координаты. Среднее и медианное значения погрешности координат положения молний WWLLN составляют 4.3 км и 3 км, а диапазон ошибок на уровне 0.5 от максимума распределения составляет от 1 до 6 км (*Hutchins et al., 2012*). Эффективность обнаружения молний (отношение молний, регистрируемых сетью WWLLN, к количеству наблюдаемых молний) составляет ~11 % для всех разрядов облако – земля (*Hutchins et al., 2012*). В работе (*Zhang et al., 2018*) приводятся оценки эффективности сети WWLLN для

северо-западной части Тихого океана (0°–55°N, 100°–180°E) для периода 2005–2015 гг., которая по мере развития сети (от 24 станций до ~70) и совершенствования технологии выросла с 5,7% в 2005 г. до 18,4% в 2014 г. Для периода с 2009 по 2015 год она изменялась в пределах от 12,8% до 18,4 %. Неопределенность и изменчивость эффективности WWLLN следует учитывать при интерпретации результатов статистических оценок. По этой же причине в нашей работе используются преимущественно относительные величины для демонстрации изменчивости грозовой активности.

Для всей акватории ЮКМ на географической сетке с шагом 0,1° рассчитывались месячные поля плотности молний n, т.е. число молний, попадающих в круг площадью 100 км² с центром в узле сетки за месяц. Из-за широкого диапазона изменчивости полей плотности n при визуализации использовалось их логарифмическое преобразование lg(1+n). Сезонный ход грозовой активности демонстрируют гистограммы распределения молний по месяцам. Для представления суточного хода грозовой активности и его изменчивости в течение года строились суточно-сезонные диаграммы, представляющие собой сглаженные (и нормированные на максимум) двумерные гистограммы распределения молний по времени суток (по получасовым интервалам, время местное, равное UTC +7 часов) и по 10-дневным интервалам в годовом ходе. Такие же характеристики рассчитывались и для 5 широтных поясов.

Как и в (*Zhang et al., 2018*) по данным WWLLN, в нашей работе проанализирован вклад ТЦ в грозовую активность. Для этого по данным 6 часовых координат ТЦ (бесттреков) Японского метеорологического агентства Japan Meteorological Agency (http://www.jma.go.jp) с помощью сплайновой интерполяции широты и долготы центра ТЦ по времени (*Пермяков и др., 2017; Permyakov et al., 2019*) рассчитывались координаты центра ТЦ с часовыми интервалами. В каждой точке траектории центра ТЦ за период в 1 час рассчитывалось число молний, попадающих в область влияния ТЦ радиусом 500 км. Полное количество молний, связанных с ТЦ, определялось суммой количества молний по всем «часовым» точкам на отрезке траектории ТЦ, лежащем в акватории ЮКМ или отдельного его района.

Результаты и обсуждение

Основные особенности пространственной и сезонной изменчивости грозовой активности над ЮКМ, полученные по данным WWLLN за десятилетний период, демонстрируют поля плотности молний в феврале, мае и сентябре, представленные на рис. 1. В феврале (рис. 1, *a*) значимая плотность молний отмечается только в южной части ЮКМ, что типично для всех зимних месяцев. В течение весны (рис. 1, δ) плотность молний в мае возрастает на порядки по всей акватории моря и остается довольно высокой в сентябре (рис. 1, *в*), характерной для всего летнеосеннего периода. Во все сезоны поля плотности имеют значительную пространственную изменчивость, в частности, на масштабах ~ 100 км указанная плотность может изменяться в 10 раз и более. Повышенные плотности отмечаются вблизи побережья материка и больших островов. Это может быть связано с эффектами



Рис. 1. Поля плотности молний над ЮКМ в феврале (a), мае (б) и сентябре (в)

бризовой циркуляции и с выносом с материка грозовых систем фоновыми атмосферными потоками регионального и местного масштабов.

В сезонном ходе количества молний за месяц на рис. 2, *а* отметим высокую грозовую активность и сравнительно малую ее изменчивость в период с мая по октябрь. В Юго-Восточной Азии это время летнего муссона (*Рамедж, 1976*). Суточная изменчивость на рис. 2, *б* показывает типичную для районов открытого океана и моря повышенную грозовую активность в ночные и утренние часы. Основные элементы такого суточного хода сохраняются на протяжении всего периода летнего муссона.

Отмеченная высокая пространственная изменчивость полей плотности молний над ЮКМ требует проведения более детального анализа грозовой активности по отдельным географическим районам. Для этого вся акватория ЮКМ была разделена на пять районов (рис. 2, *в*), лежащих между параллелями 0, 5, 10, 15, 20 и 25° с. ш. Для каждого из этих районов были рассчитаны сезонные гистограммы числа молний по месяцам и суточно-сезонные диаграммы.

Значительные различия в общем количестве молний за 10 лет и в сезонной изменчивости грозовой активности в выделенных районах показывают гистограммы на рис. 3. Наибольшее среднее количество молний за год наблюдается в 2-м и 3-м районах, а в 1-м и 5-м оно снижается почти в ~2,5 раза. В сезонных гистограммах общим является наличие двух максимумов (кроме района 2, где имеется и третий максимум). Первый максимум в 1-м, 2-м и 5-м районах приходится на май,



Рис. 2. Годовой ход относительного числа молний (в %) по месяцам над ЮКМ (*a*), суточно-сезонная диаграмма (*δ*), выделенные для анализа районы ЮКМ в 5 градусных широтных поясах (*в*)





95

а в 3-м и 4-м – на июнь. В 1-м районе второй максимум приходится на октябрь и почти в два раза превышает первый максимум в мае. В районе 2 второй максимум отмечается в июле, а третий широкий максимум – в октябре. В 3-м районе второй максимум наблюдается в сентябре, а в 3-м и 4-м районах – в августе.

Суточно-сезонные диаграммы (рис. 3, δ) показывают общие черты суточного хода грозовой активности – большая активность в предутренние часы, а ее максимум в ~10 часов. При этом можно видеть значительную изменчивость в деталях суточного хода от района к району, которые в основном определяются географической широтой района, сезоном и влиянием прилегающих прибрежных территорий или островов.

Ливневые осадки и грозы в северо-западной части Тихого океана и над ЮКМ в основном связаны с областями низкого атмосферного давления в тропических возмущениях и циклонах синоптического масштаба (*Рамедж, 1976; Риль, 1984*). В летне-осенний период над ЮКМ проходит большое число ТЦ, достигающих здесь своей максимальной интенсивности на стадии тайфуна. Поэтому важно оценить вклад ТЦ в оценки грозовой активности над ЮКМ.

Всего за период с 2009 по 2018 г. над ЮКМ прошли 135 ТЦ. Оценки их относительного вклада в грозовую активность в разные годы приведены в табл. 1. Жирным шрифтом отмечены месяцы с наибольшим вкладом ТЦ. Цифры в таблице демонстрируют большой диапазон оценок вклада ТЦ, что связано с известной высокой пространственной и временной изменчивостью числа зарождающихся над ЮКМ ТЦ и траекторий проходящих над ним ТЦ (*Риль, 1984*). Основной вклад

Месяц	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	Среднее за 10 лет
Январь	0,0	0,0	0,0	0,0	40,8	0,0	1,8	0,0	0,0	8,0	5,1
Февраль	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	0,2	0,0	0,0	0,0	21,3	2,4
Март	0,0	0,0	0,0	15,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6
Апрель	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,3
Май	3,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,3
Июнь	9,7	0,0	7,4	8,2	9,5	0,8	5,2	0,0	4,7	9,1	5,5
Июль	7,6	21,8	1,9	14,8	8,1	7,2	1,6	10,6	24,8	4,4	10,3
Август	14,8	11,6	7,9	8,1	17,3	0,0	1,4	8,3	16,5	11,7	9,8
Сентябрь	8,1	15,5	3,3	5,8	1,6	7,4	0,3	2,8	12,4	5,9	6,3
Октябрь	1,7	2,0	1,6	13,3	0,9	0,0	5,3	5,3	0,5	0,8	3,1
Ноябрь	0,9	0,0	0,0	0,0	9,7	4,4	0,0	2,0	8,5	8,8	3,4
Декабрь	0,0	0,0	2,5	11,0	0,0	2,9	0,3	3,5	14,0	0,0	3,4
Среднее за год	3,8	4,2	2,1	6,5	7,5	1,9	1,5	2,7	6,8	5,8	4,3

Вклад тропических циклонов в молниевую активность над ЮКМ в 2009–2018 гг., %

Таблина 1

Таблина 2

ТЦ дают в летне-осенний период, что отражает максимальную частоту числа ТЦ в этот период в северо-западной части Тихого океана. Однако в зимние месяцы на фоне общей низкой частоты молний выход даже одного тайфуна может дать высокое значение относительного вклада ТЦ, что можно видеть в значениях для января 2013 г. или февраля 2018 г.

Выше отмечалась большая изменчивость характеристик грозовой активности в различных районах ЮКМ. Это же можно сказать и о вкладе ТЦ в грозовую активность в пяти выделенных районах ЮКМ. Полученные нами данные представлены в табл. 2. В приэкваториальных районах 1–3 наибольший вклад ТЦ приходится на зимние месяцы. В северных районах ЮКМ (4-й и 5-й районы) основной вклад ТЦ приурочен к летним и осенним месяцам, что отражает здесь максимальную плотность траекторий ТЦ в этот период (*Zhang et al., 2018*).

M	Район										
месяц	1	2	3	4	5						
Январь	0,2	8,7	6,5	0,0	0,0						
Февраль	0,1	1,1	9,2	0,0	0,0						
Март	0,0	3,4	2,7	0,0	0,0						
Апрель	0,0	0,4	0,0	0,4	0,5						
Май	0,0	0,5	1,0	0,2	0,0						
Июнь	0,0	0,0	3,1	11,2	13,1						
Июль	0,0	0,0	5,6	18,7	37,8						
Август	0,0	0,0	2,2	18,2	25,9						
Сентябрь	0,0	0,0	5,6	13,2	16,8						
Октябрь	0,0	0,0	8,3	18,5	29,6						
Ноябрь	0,0	0,4	10,5	16,1	21,9						
Декабрь	0,5	1,9	11,6	14,2	0,4						
Среднее за год	0,1	1,4	5,5	9,2	12,2						

Вклад ТЦ в молниевую активность по отдельным районам ЮКМ, %

Приведенные результаты показывают, что грозовая активность, как и другие метеорологические характеристики (прежде всего связанные с ней ливневые осадки), над всей акваторией ЮКМ характеризуются очень большой пространственно-временной изменчивостью. В этой изменчивости проявляется действие планетарных, региональных и местных механизмов, определяющих развитие погодных систем, включающих мезомасштабные области с мощными кучево-дождевыми облаками. В сезонной и межгодовой изменчивости гроз сложным образом накладываются факторы, связанные со смещением основных крупномасштабных элементов атмосферной циркуляции в северо-западной части Тихого океана (экваториальной ложбины, зоны внутритропической конвергенции, циркуляции Уолке-

ра (*Рамедж, 1976*) и их взаимодействием с местными циркуляциями, связанными с контрастами суша-море и с орографией прилегающих территорий материка и крупных островов.

Заключение

Представленные в работе результаты анализа грозовой активности над ЮКМ по данным глобальной сети WWLLN за 10-летний период носят предварительный характер. Осредненные по всему ЮКМ и по его отдельным большим районам характеристики грозовой активности не отражают всех деталей ее высокой пространственно-временной изменчивости и ее связи с глобальными, региональными и местными особенностями атмосферной циркуляции, морфологией прилегающих территорий суши, крупных и мелких островов. Предполагается, что эти важные детали изменчивости грозовой активности станут предметом будущих исследований в регионе Южно-Китайского моря и в прилегающих к нему районах Юго-Восточной Азии.

2.5. СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ВОД НА ШЕЛЬФЕ ЮЖНОГО ВЬЕТНАМА ЛЕТОМ 2010 И ВЕСНОЙ 2011 г.

В.Б. Лобанов¹, Нгуен Ба Суан², А.Ф.Сергеев¹, Нгуен Ким Винь², А.А.Воронин¹, И.И.Горин¹, Фам Сон Зуон², Нгуен Ван Тонь², То Зуй Тхай², Фам Сы Хоан², Нгуен Чуон Тхань Хой², П.Е.Щербинин¹, Буй Хон Лонг²

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, г. Владивосток, Россия ² Институт океанографии Вьетнамской академии наук и технологий, г. Нячанг, Вьетнам

Введение

Циркуляция вод Южно-Китайского моря в значительной степени определяется муссонным климатом региона, особенно в его западной части, вблизи побережья Вьетнама, где в период смены муссона течение меняется на противоположное. Летом здесь наблюдается северо-восточный поток вод, а зимой юго-западный (*Wyrtki*, 1961; Hu et al., 2000). В летний сезон к юго-востоку от Вьетнама формируется антициклонический круговорот, который усиливает северо-восточный поток и отклоняет его на восток, от побережья в море, тем самым формируя область интенсивного апвеллинга у юго-восточной оконечности Вьетнама (*Qu*, 2001; Dan et al., 2004; Pohlman et al., 2008; Vinh, 2008). Интенсивность этого круговорота и соответственно интенсивность апвеллинга может изменяться от года к году (*Dippner et al., 2008; Hu et al., 2016*). Присутствие вихрей синоптического масштаба, перемещающихся на юг вдоль побережья Вьетнама, усложняет динамику вод на шельфе (*Hwang, Chen, 2000; Wang et al., 2003; Zhuang et al., 2010; Zhang et al., 2019; Chu et al, 2020*).

В рамках проекта № 47 программы № 19 «Вьетнамско-российское сотрудничество в области морских метеорологических, гидрологических и динамических исследований» подпрограммы № 2 Вьетнамской академии наук и технологий (ВАНТ) летом 2010 и весной 2011 г. были выполнены две океанографических съемки шельфовой зоны Южного Вьетнама в районе провинции Кханьхоа вьетнамско-российской группой исследователей для характеристики структуры и динамики вод во время пика летнего сезона (2010 г.) и в период смены муссона (2011 г.) (*Lobanov et al., 2011; Xuan et al., 2011*). Результаты этих исследований представлены ниже.

Район исследований располагается на участке наиболее узкого шельфа Вьетнама шириной 50–60 км с крутым континентальным склоном, простирающимся в меридиональном направлении, с перепадом глубин от 200 до более 2000 м (рис. 1). Южнее и севернее шельф расширяется и склон также становится более пологим. Важными особенностями района являются близость устьевой зоны реки Меконг, что определяет возможность переноса распресненных вод с юга, а также область мощного апвеллинга, формирующегося здесь в прибрежной зоне летом (*DanLing et al., 2004*).



Рис. 1. Район исследований у побережья Вьетнама (*a*) и схемы съемок в июле–августе 2010 г. (*б*) и апреле–мае 2011 г. (*в*). Цифрами 1–4 обозначены номера разрезов. Показаны изобаты в метрах

В центральной части исследуемого района располагается залив Нячанг, где находятся г. Нячанг с населением около 390 тыс. человек и Институт океанографии ВАНТ. В заливе находится несколько островов, наиболее крупный из которых о-в Че имеет протяженность около 10 км. Топография шельфа представлена двумя террасами с более крутым перепадом глубин между 50 и 100 м и относительно

пологой частью между изобатами 100–150м. На динамику вод залива оказывает влияние суточный прилив с амплитудой от 40 см в период квадратуры и до более 2 м в сизигию (*Ye, Robinson, 1983*). В залив впадают две реки – Кай в северной части Нячанга и Бе в южной части города. В долинах и на территории водосбора рек интенсивно развиваются сельское хозяйство и аквакультура. Еще несколько небольших рек впадает в море в исследуемом районе севернее и южнее залива Нячанг. Также аквакультура и рыболовство развиты и в прибрежных морских водах.

Наблюдения

Наблюдения проводились в период с 24 июля по 4 августа 2010 г. и с 25 апреля по 6 мая 2011 г. с использованием научно-исследовательского судна НЦБ-95 (NCB-95) ИО ВАНТ водоизмещением 200 тонн с пластиковым корпусом. Основная СТД-съемка проводилась на 4 разрезах, расположенных в шельфовой зоне Южного Вьетнама в районе провинции Кханьхоа между 11°45' и 12°30' с.ш. и 109°13' и 109°42'в.д. в диапазоне глубин от 15 до 172 м (см. рис. 1).

На каждом из разрезов было запланировано по 10 станций с расстоянием между ними 3 минуты долготы (около 5,5 км), разрезы уходили в море на расстояние около 50 км от берега. В 2010 г. измерения проводились с помощью СТД-зондов SBE-19 plus с дополнительными датчиками растворенного кислорода, флуоресценции, мутности и фотосинтетически активной радиации (ФАР). На некоторых станциях проводились измерения течений с помощью электромагнитного датчика Сотрасt-AEM 16H ИО ВАНТ. В 2011 г. для съемки использовался зонд RBR-XR-620.

В 2010 г. съемка на основных разрезах проводилась в сложных погодных условиях. Из-за сильного ветра не все станции основной съемки (4 разреза) были выполнены полностью. Кроме того, из-за задержки с таможенным оформлением оборудования ТОИ в период с 25 по 30 июля первые 3 разреза основной съемки были выполнены с помощью зонда SBE-19 ИО ВАНТ, не имевшего датчиков растворенного кислорода, флуоресценции и ФАР. В дальнейшем, с 31 июля по 4 августа, работы на южном разрезе и суточных станциях выполнялись зондом ТОИ ДВО РАН с полным комплектом датчиков. Кроме того, были выполнены дополнительные станции в заливе Нячанг, повторена большая часть разреза 2 и сделан дополнительный разрез 2а вдоль 12°19' с.ш. (в 6,5 км севернее разреза 2), каждый из 7 станций (см. врезку рис. 1, б). В 2011 г. съемка на основных 4 разрезах была выполнена полностью. Однако из-за неисправности датчика мутности этот параметр не было измерен.

Для изучения короткопериодной изменчивости в заливе Нячанг в 2010 г. было выполнено две суточных станции с повторяющимися зондированиями с интервалом 1–2 часа продолжительностью 24 и 28 часов на глубинах соответственно 20 и 40 м, а в 2011 г. – двухсуточная станция с 49 ежечасными зондированиями на глубине 31 м. Всего в 2010 г. на 27 станциях вдоль основных разрезов, на дополнительных съемках и 2 суточных станциях было выполнено 111 СТД-зондирований, а в 2011 г. – 90.

В 2010 г. в трех точках в заливе Нячанг были выполнены измерения течений с помощью установленного на дне доплеровского профилографа RDCP 600, оснащенного дополнительными датчиками температуры, растворенного кислорода и мутности продолжительностью от 5 до 26 часов на глубинах от 19 до 39 м. Во время съемки залива Нячанг также были выполнены измерения течений на ходу судна с помощью доплеровского профилографа ADP-250. В 2011 г. долговременные измерения течений (49 часов) были выполнены на двухсуточной станции на глубине 30 м.

Научно-исследовательское судно и используемые приборы показаны на рис. 2 и 3. Обработка и анализ данных проводились и использованием программы Ocean Data View (*Schlitzer, 2020*).



Рис. 2. Научно-исследовательское судно Института океанографии НЦБ-95



Рис. 3. Работа на станции с СТД-зондом SBE-19 plus (*a*), схема долговременной донной станции с профилографом течений RCDP 600 (*б*) и ее постановка (*в*)

Полученные результаты

Вертикальная структура вод

Вертикальные профили океанографических характеристик по результатам СТД-зондирований 2010 и 2011 гг. представлены на рис. 4. Температура воды изменялась от 26–31 °C на поверхности до 16–20 °C ниже глубины 100 м. При этом в период съемки 2010 г. поверхностные воды были заметно теплее, а придонные холоднее. Соленость воды на поверхности изменялась от 31,5 у побережья до 33,7 епс в мористой части на поверхности и увеличивалась с глубиной до 34,5-34,6 епс. В целом заметно, что в 2011 г. воды шельфа были менее стратифицированы, более перемешаны, что объясняется выполнением съемки в межмуссонный период, тогда как в 2010 г. съемка была выполнена в пик летнего муссона (июль-август). Это проявилось в более прогретых поверхностных водах и более выраженной вертикальной стратификации. Такие различия определили и характер вертикального распределения растворенного кислорода. Высокие значения летом (2010 г.) наблюдались лишь в 25-30-метровом поверхностном слое и резко уменьшались с глубиной, достигая минимума в слое 50-70 м (рис. 4, в). В весенний период (2011 г.) воды были более насыщены кислородом. Концентрации 200–212 мкм/л прослеживались до глубин 60–80 м (рис. 4, *e*).



Рис. 4. Вертикальные профили океанографических параметров по всем станциям съемок 2010 г. (верхний ряд) и 2011 г. (нижний ряд); *а*, *г* − температура воды; *б*, *д* − соленость; *в*, *е* − содержание растворенного кислорода

102

Интересной особенностью является немонотонное распределение кислорода с глубиной. На профилях 2010 г. заметен глубинный максимум в слое 70–90 м. В 2011 г. максимум содержания отмечался не на поверхности, а на глубинах около 50 м, промежуточный минимум – около 75–85 м и глубинный максимум ниже 100 м. Различия в глубине термоклина определили и положение максимума хлорофилла-а, который летом 2010 г. залегал в слое 20–30 м, а весной 2011 г. – значительно глубже, на 60–80 м (рис. 5). В обоих случаях содержание хлорофилла-а в поверхностном слое составляло 0,1–0,4 мкм/кг, резко возрастало в слое максимума в районе термоклина до 1,0–1,5 мкм/кг и понижалось до менее 0,1 на глубинах более 100 м.



Рис. 5. Вертикальное распределение содержания хлорофилла-а по всем станциям съемок 2010 (а) и 2011 (б) годов

Распределение океанографических характеристик на разрезах

Отмеченные выше особенности вертикального распределения океанографических параметров хорошо видны на выполненных разрезах (рис. 6–10). Для характеристики ситуации лета 2010 г. на рис. 6 приведено распределение температуры воды, солености, условной плотности и мутности вдоль разреза 2, начинающегося от залива Нячанг, по измерениям 25 июля, а на рис. 7 – по результатам повторной съемки с датчиками растворенного кислорода и мутности 4 августа.

В поверхностном слое наиболее теплые воды с наиболее низкой соленостью (более 30° С и менее 33,2 епс) находились в мористой части. Воды у берега – чуть менее теплые и более соленые. Наиболее холодные воды (менее 18° С) с максимальной соленостью (более 34,4 епс) и низким содержанием кислорода отмечались на глубинах более 100 м. Обращает на себя внимание довольно мощный верхний перемешанный слой с нижней границей на глубинах 40–45 м в мористой части и до 20 м у побережья. Подъем сезонного пикнолина в сторону берега, особенно заметный на разрезе 25 июля можно интерпретировать как процесс апвеллинга. Он менее выражен на разрезе за 4 августа, но обнаруживается на всех разрезах съемки.



Рис. 6. Распределение температуры воды (*a*), солености (б), условной плотности (*в*) и мутности (*г*) на разрезе 2 по результатам СТД-зондирований 25 июля 2010 г. Положение разреза показано на рис. 1, б

В вертикальном распределении кислорода (рис. 7, *д*) максимальные значения отмечаются на поверхности. Следует отметить локальный максимум кислорода на горизонтах 70–90 м в мористой части шельфа. Максимум хлорофилла-а расположен над сезонным пикноклином в слое 20–40 м (рис. 7, *е*). Интересной особенностью является придонный слой повышенной мутности, хорошо заметный на рис. 6, *е* и 7, *е*. Его толщина составляет 15–30 м. Однако он наблюдался не на всех станциях съемки.

В апреле 2011 г. все разрезы основной съемки были выполнены полностью, что позволяет проследить различия структуры вод на полигоне. Прежде всего заметен иной характер вертикального распределения, чем летом 2010 г. (рис. 8). Воды более стратифицированы. Неглубокий верхний однородный слой наблюдается только в мористой части, не превышает 25 м, сформирован водами с низкой соленостью (32,8-33,2 епс и менее), вероятно распространяющимися с юга из области р. Меконг. На всех разрезах стратификация ослабляется в направлении к берегу. Особенно это заметно в зал. Нячанг (разрезы 2 и 3, рис. 8, *в–е*) что, по-видимому, является следствием приливного перемешивания. Максимум содержания кислорода заглублен на горизонты 40–50 м и расположен над слоем максимума хлорофилла-а (рис. 9), что можно объяснить фотосинтезом фитопланктона.



Рис. 7. Распределение температуры воды (а), солености (б), условной плотности (в), мутности (г), содержания растворенного кислорода (д) и хлорофилла-а (е) на разрезе 2 по результатам СТД-зондирований 3 августа 2010 г. Положение разреза показано на рис. 1, б

105



Рис. 8. Распределение температуры воды (слева) и солености (справа) на разрезах 1 (*a*, *б*), 2 (*в*, *г*), 3 (*д*, *e*) и 4 (*ж*, *з*) в период съемки 25–28 апреля 2011 г. Положение разрезов показано на рис. 1, *в*.



Рис. 9. Распределение содержания растворенного кислорода (слева) и хлорофилла-*a* (справа) на разрезах 1 (*a*, *δ*), 2 (*b*, *c*), 3 (д, е) и 4 (*ж*, *s*) в период съемки 25–28 апреля 2011 г. Положение разрезов показано на рис. 1, *b*

Горизонтальная структура вод

Горизонтальное распределение океанографических параметров в верхнем слое (3 м) и у дна по результатам съемки 2010 г. показано на рис. 10, *a*, 2011 г. –



108
на рис 11. В 2010 г. в поверхностном распределении характеристик в прибрежной зоне залива Нячанг на поверхности наблюдались воды с минимальной соленостью (рис. 10, δ). Они также отличались высокой температурой и повышенной мутностью (рис. 10, *a*, *в*) и не наблюдались в северном и южном разрезах, что указывает на их возможную связь с речным стоком. В южной части района у побережья отмечались наиболее холодные и высокосоленые воды (<27,4 °C и >33,5 °C), что указывает на проявление апвеллинга. В придонном слое особенностью распределения характеристик является вытянутая в меридиональном направлении область повышенной мутности в заливе Нячанг и севернее (рис. 10, *ж*). Максимальные значения отмечаются в диапазоне глубин 40–60 м. Между тем придонные воды повышенной мутности отсутствуют в южной части района. Это явление уже отмечалась нами ранее при анализе распределения вдоль разрезов (см. выше). Положение этой придонной области совпадает с водами пониженной солености и повышенной мутности, наблюдаемыми на поверхности (рис. 10, *б*, *в*).

В 2011 г. в поверхностном распределении прибрежная область залива Нячанг, наоборот, отличалась наиболее низкой температурой воды (<27,4 °C) и повышенной соленостью (>33,4 епс). Мористее располагались более прогретые воды (>27,8 °C) пониженной солености (<32,8 епс), вероятно, проникающие в район



Рис. 11. Распределение океанографических параметров на поверхности (вверху) и в придонном слое (внизу) по результатам СТД-съемки 25–28 апреля 2011 г.: *а, с* – температура воды; *б, д* – соленость; *в, е* – содержание растворенного кислорода

с юга из области р. Меконг. Прибрежные и морские воды разделял отчетливый фронт, наиболее выраженный в поле солености. В распределении кислорода отмечается минимум на внешней границе залива Нячанг и повышенные значения в мористой и южной частях района.

Короткопериодная изменчивость океанографических параметров в заливе Нячанг

Для исследования короткопериодной изменчивости океанографических характеристики в заливе Нячанг были выполнены две суточные станции с сериями повторяющихся СТД-зондирований в 2010 г. и одна двухсуточная в 2011 г. Положение этих станций показано на рис. 12, информация приведена в табл. 1. Две из них (М2 и М4) сопровождались постановками измерителей течений (С2 и С4), результаты которых будут рассмотрены в следующем разделе.

Измерения на станции М1 с глубиной около 20 м выполнялись в течение суток с интервалом 2 часа. Близкое к берегу и устью р. Кай расположение станции проявилось в низкой солености на поверхности (рис. 13). Изменение температуры воды в верхнем слое с амплитудой около 1 °C, с максимумами в послеполуденный период можно интерпретировать как результат радиационного прогрева. Однако суточный ход солености и согласованное изменение характеристик в поверхностном и придонном слоях указывают на вклад приливной динамики вод.

Суточная станция M2 была выполнена ближе к островам Дун на склоне верхней террасы шельфа на участке более наклонного дна с перепадом глубин от 30



Рис. 12. Схема расположения станций повторяющихся СТД-зондирований (ромбик) и донных станций регистрации течений (треугольник) в заливе Нячанг в 2010 г. (М1, М2, С1, С2, С3) и 2011 г. (М4 и С4). Изобаты – в метрах, широта северная, долгота восточная





Рис. 13. Изменение температуры воды (*a*), солености (*б*) и мутности (*в*) на суточной станции М1 в заливе Нячанг в период с 16:00 26 июля по 16:00 27 июля 2010 г. По оси абсцисс – время с начала измерений в часах

Таблица 1

Станция	Координаты, градусы с.ш. и в.д.	Глубина места, м	Период измерений (время Вьетнама = UTC+6)	Продолжи- тельность измерений, ч.	Дискретность измерений, мин.
M1	12,248 109,224	20	16:00 26.07– 16:00 27.07. 2010 г.	24	120
M2	12,261 109,234	40	10:08 01.08 – 12:00 02.08. 2010	26	60
M4	12,253 109,318	31	11:59 04.05–12:00 06.05 2011	48	60

Суточные станции повторяющихся СТД-зондирований

Примечание. Положение станций показано на рис. 12

до 100 м (рис. 14). Это проявилось в значительной изменчивости характеристик вод в нижнем слое.

Станция располагалась в области пояса придонных вод повышенной мутности, отмеченного выше (рис. 10, *ж*).

В утренние часы в нижнем слое отмечен подъем более холодных, высокосоленых вод из мористой части шельфа. Эти воды были менее насыщены кислородом и имели повышенную мутность. Толщина придонного слоя мутных вод составляла около 15 м. Вертикальные колебания термоклина составляли 16–17 м. Такие же колебания совершал и слой максимума хлорофилла-а. При этом максимальные значения наблюдались в вечернее время (рис. 14, *d*). Изменчивость ФАР соответствовала освещенности, опускаясь до нуля ночью (рис. 14, *e*). При этом максимальные значения ФАР отмечались в поверхностном слое около 10–12 часов 2 августа. В это же время здесь наблюдалась вода пониженной солености.

В мае 2011 г. была выполнена двухсуточная станция М4 примерно в том же месте между островами Че и Дун, но чуть на меньшей глубине (31 м). Здесь также отмечались периодические колебания термоклина со значительной амплитудой, достигавшей 17–19 м (рис. 15). Подъемы термоклина соответствовали адвекции более холодных и соленых вод с повышенным содержанием хлорофилла-а и пониженным содержанием кислорода в придонном слое из внешней области шель-



Рис. 14. Изменение температуры воды (*a*), солености (б), мутности (в), содержания кислорода (г), хлорофилла-а (д) и ФАР (е) на суточной станции М2 в заливе Нячанг по данным СТД-зондирований с 10:08 1 августа по 12:00 2 августа 2010 г. По оси абсцисс – время с начала измерений в часах



Рис. 15. Изменение температуры воды (*a*), солености (*б*), содержания кислорода (в) и хлорофилла-а (*г*) на двухсуточной станции М4 в заливе Нячанг в период с 11:59 4 мая по 12:00 6 мая 2011 г.

фа. Периодичность этих колебаний составляла около полусуток. На рисунок 15, *а* наложена кривая изменения уровня в период измерений, полученная по данным автономной донной станции. Прилив имел неправильный суточный характер с выраженной полусуточной составляющей. Это будет рассмотрено ниже при анализе измерений течений.

Динамика вод

Для изучения динамики вод были выполнены донные постановки доплеровского профилографа RDCP-600 в трех точках залива Нячанг в 2010 г. и одной в 2011 г. (см. рис. 12). Информация о донных постановках приведена в табл. 2, а характеристики течений даны в табл. 3.

Таблица 2

Станция	Координаты, градусы с.ш. и в.д.	Глубина места, м	Период измерений (время Вьетнама = UTC+6)	Продолжи- тельность измерений, ч.	Дискрет- ность изме- рений, мин.
C1	12,219 109,218	21	11:51-17:07 31.07.2010	5,3	2
C2	12,263 109,231	39	09:59 01.08-12:11 02.08 2010	26,2	2
C3	12,289 109,271	19	07:22-17:48 04.08.2010	10,4	2
C4	12,254 109,317	30	11:25 04.05–13:05 06.05 2011	49,5	2

Станции измерения течений с помощью донных ADCP.

Примечание. Положение станций показано на рис. 12

На рис. 16 показаны векторы течений и изменение уровня моря на станции С2, расположенной рядом с суточной станцией М2, рассмотренной выше (см. рис. 12 и 14). Заметно, что динамика вод определяется суточным приливом. В верхнем слое в период прилива вода движется в северно-западном направлении, а в период отлива – в юго-восточном. Смена направления происходит в момент максимума уровня моря, около 1-2 часов 2 августа. По вертикали поток имеет выраженный бароклинный характер. Интенсивные течения (более 30 см/с) наблюдались в слое 10-15 м от дна. При этом наибольшие течения наблюдались в периоды наступления максимумов отлива и прилива и были направлены соответственно на юго-восток и северо-запад. Другим фактором изменения уровня и течений может быть бризовая циркуляция атмосферы, при которой усиление ветра во второй половине дня нагоняет поверхностную воду в залив, и при этом происходит компенсационный отток вод в придонном слое. Усиление придонных течений, направленных из залива около 16:00–21:00, хорошо объясняет адвекцию в точку станции более теплых, менее соленых прибрежных вод, в то время как обратный поток вод в залив, усилившийся ночью (23:00-5:00), приносит более холодные, повышенной солености и мутности воды из мористой части шельфа (см. рис. 14 и 16).

Похожая картина наблюдалась на станции C4 в мае 2011 г. (рис. 17), расположенной рядом с двухсуточной станцией СТД-зондирований М4 (см. рис. 12). Изменение уровня (рис. 17, б) указывает на приливной режим с хорошо выраженной

Глава 2



Рис. 16. Изменение векторов течений (*a*), уровня моря (*б*) и температуры воды в придонном слое (*в*) на донной станции С2 в центральной части залива Нячанг с 09:59 1 августа по 12:11 2 августа 2010 г.

суточной составляющей и менее выраженной полусуточной. Полусуточная ритмика заметна в изменчивости течений верхнего слоя и менее заметна у дна. Хотя по изменчивости температуры воды и других параметров, как по результатам измерений в точке постановки автономного измерителя (рис. 17, *в*), так и повторяющихся СТД-зондирований (см. рис. 15), хорошо выделяется полусуточный прилив. Также как и в точке C2/M2 с усилением отливных течений связана адвекция более теплых вод пониженной солености, а приливные течения обусловливают адвекцию более холодных повышенной солености вод из мористой части шельфа.

Глава 2



Рис. 17. Изменение векторов течений (а), уровня моря (б) и температуры воды в придонном слое (в) на донной станции С4 в центральной части залива Нячанг с 11:25 4 мая по 13:05 6 мая 2011 г. по данным акустического доплеровского профилографа



Рис. 18. Изменение скорости течения (*a*) и мутности воды в придонном слое (б) на станции С1 в южной части зал. Нячанг с 11:51 до 17:07 31 июля 2010 по данным акустического профилографа. Эллипсом обозначен момент увеличения скорости более чем в два раза, вероятно, связанный с динамикой внутренних волн

Сложный характер течений по вертикали может быть связан как с ветровым воздействием, так и распространением внутренних волн, которые часто наблюдаются в Южно-Китайском море и имеют довольно большую амплитуду (Wang et al., 2007). Примером резкого изменения течений, по-видимому, связанным с выходом уединенной внутренней волны в прибрежную зону, может быть эпизод, зарегистрированный нами на станции C1 (рис. 18). Внезапное увеличение скорости течений более чем в два раза (с 10 до 24 см/с) продолжительностью около 5 минут наблюдалось около 18:42–18:47. Этому соответствовало резкое повышение мутности.

Информация о течениях по данным всех донных станций приведена в табл. 3. Отмечались довольно высокие скорости течений, превышавшие 50 см/с на поверхности и 30 см/с в придонном слое. При этом непериодические течения также имели довольно высокие скорости. Например, на суточной станции C2 в поверхностном слое скорость непериодического течения составила 12,9 см/с. Этот направленный на северо-запад поток искажал картину приливных течений в заливе Нячанг.

Таблица 3

Стан- ция	Горизонт, м	Максимальная	Средняя скорость течения, см/с	Результирующее течение	
				Скорость,	Направление,
		ekopoetib te tennis, em/e		см/с	град
C1	2,6	28,8	11,9	10,6	314,8
	13,6	33,6	15,0	14,4	321,2
C2	2,4	50,5	25,9	12,9	28,4
	15,4	35,6	7,7	0,8	24,0
	34,4	30,3	13,8	3,3	86,8
C3	3,1	32,4	17,9	17,5	222,8
	15,1	22,0	11,0	9,4	194,8
C4	3,4	26,9	11,0	1,1	32
	15,4	24,3	9,2	1,1	32
	26,4	31,2	9,2	1,1	32

Характеристики течений в заливе Нячанг по результатам измерений заякоренным профилографом на станциях С1, С2, С3 и С4 в 2010 и 2011 гг.

Примечание: Положение станций показано на рис. 12.

Для пространственной характеристики поля течений нами были выполнены измерения на ходу судна с помощью доплеровского профилографа ADP 250, укрепленного на штанге на глубине 1–2 м. Пластиковый корпус судна не создавал помех измерениям. Движение осуществлялось на малых скоростях не более 3 узлов. Результаты измерений вдоль разреза по 109° 19' с.ш. в северной части залива Нячанг приведены на рис. 19. На большей части разреза наблюдался практически



Рис. 19. Векторы течений в заливе Нячанг на разрезе 2а (вдоль 12° 19') по данным установленного на судне доплеровского профилографа ADP250 4.08.2010 г. Слева – глубина, справа – горизонты расчета течений, в метрах

баротропный поток южного направления со скоростями до 20–40 см/с. В мористой части разреза зарегистрировано противоположное течение, направленное на север – северо-восток с довольно высокими скоростями, превышавшими 50 см/с. Течение наблюдалось в слое от поверхности до горизонта 40 м. Ниже также наблюдались слабые течения южного направления.

Обсуждение результатов

Водные массы

Структура верхнего слоя вод западной части Южно-Китайского моря характеризуется следующим набором водных масс (*Dippner, Loick-Wilde, 2011*): поверхностная вода открытого моря (Open sea water, OSW) в диапазоне 26–31° С и 33.7–34.1 епс и более распресненная вода юго-западного шельфа (Mekong/Gulf of Thailand water, MKGTW) 27–31° С и <32.9 епс. Последнюю иногда называют водой Зондского шельфа (Sunda shelf water) (*Pohlman, 2008*). Она имеет меньшую соленость за счет влияния р. Меконг и может приходить в исследуемый район с юго-запада прибрежной зоны. Ниже располагается промежуточная вода наибольшей солености (Maximum salinity water, MSW) с T, S характеристиками 17–19 °С и >34.3 епс. Этот набор водных масс хорошо виден на T, S диаграммах выполненных нами съемок (рис. 20).

Летом 2010 г. поверхностные воды были хорошо прогреты (28–31 °C) и представлены водной массой открытого моря (OSW) с относительно высокой соленостью (33.1–33.6) и более распресненными под влиянием речного стока водами залива Нячанг (NBW< 33.0). На внешней кромке шельфа, на глубинах более 80 м отмечались промежуточные воды наибольшей солености (MSW). В заливе Нячанг отмечались изгибы Т, S кривых, связанные с отрицательной аномалией солености под пикноклином в слое 30–40 м (WM3) и положительной аномалией солености



Рис. 20. Т, S- диаграммы водных масс по съемкам 2010 (а) и 2011 (б) годов

в слое 70–100 м (WM2). Их можно интерпретировать как результат смешения водных масс (*Dippner, Loick-Wilde, 2011*).

Весной 2011 г. поверхностная вода открытого моря была чуть менее прогретой, что объясняется сезоном, и значительно менее соленой, чем в летний период 2010 г. (рис. 20, б). Прибрежная вода в заливе Нячанг была, наоборот, более соленой. Низкую соленость вод открытого моря весной 2011 г., вероятно, можно объяснить переносом вод Зондского шельфа, подверженным влиянию стока р. Меконг, в то время как более высокая соленость прибрежных вод, вероятно, объясняется сокращением локального речного стока в сухой сезон и приливным перемешиванием, которое будет рассмотрено ниже. Локальные максимумы солености наблюдаются в мористой части шельфа под термоклином (25-50 м) и на глубинах 60-100 м, обозначенные как водные массы WM2 и WM3. С последним связан максимум хлорофилла-а и локальный максимум кислорода, что можно объяснить деятельностью фитопланктона. Промежуточные воды имеют такие же характеристики, как и в 2010 г. Таким образом, в характеристиках водных масс проявляются заметные сезонные отличия. В летний сезон формируется толстый слой поверхностных хорошо прогретых вод, в то время как весной поступление вод с Зондского шельфа обеспечивает более низкую температуру и соленость на поверхности.

Вьетнамский апвеллинг

Другой сезонной особенностью является интенсивный апвеллинг, регулярно проявляющийся в летний сезон у юго-восточного побережья Вьетнама (*Qu, 2001; Dan et al., 2004; Pohlman et al., 2008; Vinh, 2008*). Исследуемый район располагается как раз вблизи этой области. Действительно, распределение характеристик съемки 2010 г. указывает на подъем изолиний в прибрежной части, особенно за-

метный в заливе Нячанг и на самом южном разрезе (см. рис. 6 и 10). Тем не менее апвеллинг был выражен слабее, чем в другие годы наблюдений (*Pohlman et al., 2008*). Анализ полей течений и поверхностной температуры воды за 1 августа 2008, 2009 и 2010 гг. (рис. 21) показывает заметные межгодовые различия в проявлении апвеллинга. Он был хорошо выражен в 2009 г., менее заметен в 2008 г. и практически отсутствовал в 2010 г. В некоторых публикациях интенсивность Вьетнамского апвеллинга связывают с циклами Эль-Ниньо – в годы интенсивного Эль-Ниньо апвеллинг не проявляется, но наиболее выражен в годы слабого или нейтрального состояния (*Long, 2006*). Действительно, в 2010 г. индекс ENSO был максимальным, в то время как в 2009 г. он был близок нейтральному (NOAA, 2020).



Рис. 21. Межгодовая изменчивость Вьетнамского апвеллинга. Поля течений (вверху) и температуры поверхности моря (внизу) для 1 августа 2008 (*a*, *e*), 2009 (*б*, *d*) и 2010 (*в*, *e*) гг. по данным оперативной модели NLOM (www.nrl.navymil/output.cdrf). Красными стрелками показаны крупные антициклонические вихри и область апвеллинга

Фронтальные зоны, приливной фронт

Измерения течений подтвердили сильное воздействие суточного прилива на динамику шельфовых вод Южного Вьетнама. Максимальные зарегистрированные скорости течений превышали 50 см/с в поверхностном слое и 30 см/с у дна. В период смены фазы прилива поток имел бароклинный характер с противоположно направленными течениями в верхнем и нижнем слоях. Приливные течения на шельфе должны формировать шельфовый фронт. Действительно, такая структура наблюдается на разрезах съемки 2011 г. (см. рис. 8, 11). В то время как над мористой частью шельфа наблюдается стратифицированная двухслойная структура вод, в прибрежной части воды хорошо перемешаны, в результате чего на поверхности более холодные и высокосоленые воды наблюдаются у побережья, а менее соленые и более теплые – в мористой части. Положение шельфового фронта можно оценить по критерию Симпсона-Хантера (Simpson, Hunter, 1974). При средней скорости приливного течения 15-20 см/с и глубине моря 50-100 м фронт будет располагаться на расстоянии 20-30 км от берега, что и наблюдается по результатам съемки 2011 г. Эффект приливного перемешивания менее заметен летом 2010 г. Это можно объяснить более слабым приливным воздействием именно в период наших наблюдений. Они проходили в период квадратурного прилива (луна в первой четверти наблюдалась 2 августа), поэтому по результатам измерений 1-2 августа 2010 г. (станция С2) амплитуда колебания уровня составила всего около 75 см. Весной 2011 г. измерения проводились 4-6 мая, почти в сизигийный прилив (новолуние 3 мая), поэтому на станции С4 амплитуда приливного возвышения уровня была в два раза больше (1,5 м).

Соответственно, это и обусловило более интенсивное приливное перемешивание с формированием отчетливого приливного фронта в период съемки 2011 г.

Придонный слой повышенной мутности

Интересным результатом было обнаружение придонного слоя вод повышенной мутности толщиной 20–30 м на внешней кромке шельфа с глубинами 50–75 м. Его формирование, вероятно, связано с адвекцией прибрежных вод с высоким содержанием взвеси либо с интенсивным приливным перемешиванием, взмучивающим донные осадки и формирующим зону повышенной первичной продукции и нефелоидный слой. Измерения течений подтвердили сильное воздействие суточного прилива на динамику шельфовых вод Южного Вьетнама. Максимальные зарегистрированные скорости течений превышали 50 см/с в поверхностном слое и 30 см/с у дна. В период смены фазы прилива поток имел бароклинный характер с противоположно направленными течениями в верхнем и нижнем слоях. Сильные течения на кромке верхней террасы, вероятно, ответственны за формирование нефелоидного слоя.

Заключение

В рамках проекта «Вьетнамско-российское сотрудничество в области морских метеорологических, гидрологических и динамических исследований», поддержанного Вьетнамской академией наук и технологий (ВАНТ), были выполнены океанографические съемки в шельфовой зоне Южного Вьетнама летом 2010 и весной 2011 г. для характеристики состояния и динамики вод провинции Кханьхоа. На основании измерений физических и экологических параметров проанализированы вертикальная структура водных масс, пространственное распределение и короткопериодная изменчивость основных океанографических параметров, положение фронтальных зон и характер течений.

Заметные сезонные различия проявляются в характеристиках водных масс. В летний сезон 2010 г. в водах открытого моря отмечался толстый хорошо прогретый поверхностный слой (до 31°С) со сравнительно высокой соленостью (33.1– 33.6), в то время как весной 2011 г. поступление вод с Зондского шельфа определяло более низкую температуру и соленость вод на поверхности. Противоположная картина наблюдалась в прибрежной зоне, особенно в заливе Нячанг, где летом воды имели более низкую соленость в результате интенсивного речного стока в сезон дождей и повышенную соленость весной, что можно объяснить приливным перемешиванием. Весной 2011 г. верхний однородный слой моря имел большую глубину и более высокое содержание кислорода как результат зимнего конвективного перемешивания.

Вьетнамский апвеллинг, обычно хорошо выраженный в летний сезон, в период нашей съемки летом 2010 г. отсутствовал. Это можно объяснить отмеченными ранее закономерностями его межгодовой изменчивости (отсутствие в период максимального Эль-Ниньо, каким был 2010 г.). В результате в южной части моря отмечалась обширная область прогретых вод. Присутствие крупного антициклонического вихря мористее исследуемого района обусловило их конвергенцию в прибрежной зоне Вьетнама.

Измерения течений подтвердили сильное воздействие суточного прилива на динамику шельфовых вод Южного Вьетнама. Максимальные зарегистрированные скорости течений превышали 50 см/с в поверхностном слое и 30 см/с у дна. В период смены фазы прилива поток имел бароклинный характер с противоположно направленными течениями в верхнем и нижнем слоях. Наиболее сильные приливы наблюдались в период съемки весной 2011 г. В это время отмечался хорошо выраженный шельфовый фронт на расстоянии 20–30 км от берега, разделявший перемешанные прибрежные воды и стратифицированную двухслойную структуру в мористой части шельфа.

В заливе Нячанг было зарегистрировано прохождение солитона, вероятно, вызванного выходом на шельф внутренних волн. При этом скорости течений увеличилась в два раза, что определяет резкое усиление вертикального перемешивания и может иметь значительные экологические последствия.

Интересным результатом было обнаружение придонного слоя вод повышенной мутности толщиной 20–30 м в центральной части залива Нячанг на внешней кромке первой террасы шельфа с глубинами 50–75 м. Его формирование, вероятно, связано с адвекцией прибрежных вод с высоким содержанием взвеси либо с интенсивным приливным перемешиванием, взмучивающим донные осадки и формирующим устойчивый нефелоидный слой.

Благодарности: работа выполнена в рамках проекта № 47 программы № 19 «Вьетнамско-российское сотрудничество в области морских метеорологических, гидрологических и динамических исследований» подпрограммы № 2 ВАНТ, а также проекта российско-вьетнамского сотрудничества Приоритетной программы ДВО РАН «Дальний Восток» № 19-01-010. Авторы благодарны капитану Нгу-ен Хунг Куонгу и экипажу судна НЦБ-95 за безупречную работу и помощь в проведении океанографических исследований.

2.6. ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ, ИНДУЦИРУЕМОЕ ПОВЕРХНОСТНЫМИ И ВНУТРЕННИМИ ВОЛНАМИ В ЗАЛИВЕ НЯЧАНГ

А.Н. Рутенко

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

Актуальность исследований электрического поля, индуцируемого орбитальным движением в магнитном поле Земли частиц морской воды, вызываемого поверхностными и внутренними волнами, обусловлена возможностью его применения в геофизике при решении обратной задачи – оценки характеристик самого гидродинамического источника (Фонарев, Семенов, 1975; Семенов, 1976; Коняев и др. 1983; Filloux, 1973). Проводить электрические измерения в море в настоящее время несложно (Filloux, 1973; Ильичев и др. 1983). Особенно перспективными являются измерения с помощью буксируемых на заданной глубине электродных линий (Ильичев и др. 1983) или 3-компонентного электрополемера (Меджитов, 1983). Они позволяют исследовать пространственно-временные характеристики электрического поля гидродинамических источников с борта судна в любой точке океана.

В данной работе приводятся результаты натурных измерений, проведенных в 1981 г. с берега и с борта НИС «Профессор Богоров» (10-й рейс) в заливе Нячанг. Результаты измерений сравниваются с результатами аналитических вычислений.

Электрическое поле поверхностных волн

Известно, что в мелком море на индуцируемое волнами электромагнитное поле оказывает влияние электропроводность слагающих дно пород, поэтому в основу гидродинамической модели для аналитических расчетов на мелководье положим периодическое вихревое движение водных частиц в распространяющихся волнах (*Семенов, 1976*), поскольку в потенциальных поверхностных волнах электрическое поле на дне равно нулю (Фонарев, Семенов, 1975). В работах (Буров и др., 1985; Рутенко, 1983; Коняев и др., 1983; Filloux, 1973) представлены резуль-

таты натурных измерений компонент электромагнитного поля, индуцируемого поверхностными волнами, распространяющимися с юга на север над наклонным песчаным дном на шельфе Японского моря. Результаты аналитических вычислений, проведенных для периодического вихревого поля скорости трехмерного поверхностного волнения, согласуются с результатами измерений как вариаций разности потенциалов в электрическом поле, так и в 3 ортогональных компонентах магнитного поля (Рутенко, 1983). В Японском море в точке натурных измерений величина геомагнитного вектора магнитной индукции $B_{\uparrow} = 0.52 \cdot 10^{-4}$ Тл, а его вертикальная компонента $B_{\alpha z} = 0.46 \cdot 10^{-4}$ Тл, поэтому индуцируемое электромагнитное поле в основном определялось взаимодействием движущихся частиц воды с этой компонентой геомагнитного поля. В заливе Нячанг горизонтальная компонента В_{оу} = 0.4 · 10⁻⁴ Тл, и поэтому горизонтальная компонента, примерно параллельная меридиану геомагнитного поля, оказывает определяющее влияние на волновое движение частиц воды и соответственно индуцируемое электромагнитное поле. Это потребовало вывести соответствующие алгоритмы для вычисления функции потенциала в электрического поля, генерируемого периодическим вихревым движением водных частиц в геомагнитном поле $B_{ov} = 0.4 \cdot 10^{-4} \text{ Tr}$ (1). Данные уравнения соответствуют направлению распространения поверхностных волн перпендикулярно магнитному меридиану (Казаков и др., 1983) и позволяют оценивать результаты натурных измерений, проводимых с помощью электродной линии, аналитически.

$$\phi = \frac{a\omega B_{0y}m^2}{4n^2 sh nh} \left\{ \left[\frac{1 - \gamma nh - (1 - \gamma)e^{-nh}ch(nh) - sh(2nh)}{sh(nh) + \gamma ch(nh)} - \frac{\gamma + \gamma ch(2nh)}{sh(nh) + \gamma ch(nh)} \right] e^{nz} + \left[\frac{1 - \gamma nh - (1 - \gamma)e^{-nh}ch(nh)}{sh(nh) + \gamma ch(nh)} \right] e^{-nz} + 2nzchn(z+h) \right\} cos(my)cos(kx - \omega t), (1)$$

где $\omega^2 = gnth$ (*nh*), $n^2 = k^2 + m^2$, h = 3 m – толщина водного слоя (глубина моря), y = 0.1 – отношение средней электропроводности слагающих дно пород к электропроводности морской воды, m – волновое число вдоль оси y, $B_{oy} = 4 \cdot 10^{-5}$ Tл, $\lambda_x / \lambda_y = 1/3$, $\lambda_x = 17$ м, а амплитуда поверхностных волн = 0.3 м.

Представленные выше параметры поверхностного волнения и геофизические характеристики в районе проведения натурных измерений соответствуют эксперименту, проведенному в заливе Нячанг в 1981 году (*Казаков и др., 1983*). На рис. 1 представлен пример синхронной записи на дне в море глубиной 3 м давления от поверхностных волн, распространяющихся с востока на запад, т.е. их гребни были параллельны B_{0y} , что соответствует формуле (1). Расчеты, проведенные по представленным формулам и соответствующим физическим параметрам, дают теоретическую амплитуду вариаций разности потенциалов на данной электродной линии, равную 10 мкВ, а эксперимент (рис. 1) – примерно 25 мкВ. Электрический контакт с морской водой осуществлялся с помощью специальных хлорсеребряных слабо поляризующихся электродов.

В аналитической модели, основанной на двухмерных потенциальных поверхностных волнах электрический потенциал на дне равен нулю. Таким образом, эмпирическая модель, предложенная в работе (*Семенов, 1976*), дает результат, согласующийся с натурными измерениями как в средних (*Рутенко, 1983*), так и в экваториальных широтах.

Рис. 1. Пример синхронной записи на дне давления от поверхностных волн (график 1) и разности потенциалов (график 2), измеренных донной электродной линией длиной 50 м на глубине 3 м

Электрическое поле внутренних волн

Построим аналитическую модель для оценочных расчетов электрического поля, индуцируемого внутренними волнами в тропической зоне. Рассмотрим колебания поверхности раздела двух расположенных друг над другом жидкостей, которые в остальных направлениях безграничны. Возьмем нулевую точку оси на среднем уровне поверхности раздела и, считая поверхность верхней жидкости свободной, а поверхность раздела описываемой выражением $\mu = acos(kx - \omega t)$, запишем соответствующие формулы для потенциала скорости движения частиц воды в такой внутренней волне (*Longuett-Higgins et al., 1954*):

$$\Psi^* = (Achkz + Bshkz) \sin(kx - \omega t),$$

$$\Psi = Dch(z + h) \sin(kx - \omega t),$$

$$A = -\frac{\rho}{\rho^*} ca cthkh + \frac{ga(\rho - \rho^*)}{\omega \rho^*},$$

$$B = -ca, D = -\frac{ca}{sinkh}, \ \omega^2 = c^2 k^2 = \frac{gk(\rho - \rho^*)}{\rho cthkh + \rho^*}$$

где звездочки относятся к верхнему слою жидкости, h^* , h – глубина слоев, ρ^* , ρ – плотность жидкости.

Согласно работе (Longuett-Higgins et al., 1954), найдем формулы, описывающие потенциал электрического поля, индуцируемого рассматриваемой волной:

$$\emptyset = \int B_{_{0y}} \frac{\partial \Psi}{\partial x} dz,$$

На рис. 2 приведены результаты расчетов по формулам (2) величины амплитуды потенциала электрического поля, индуцируемого внутренними волнами с $\lambda = 300$ (1), 600 (2) и 900 (3) метров для физических параметров: $\rho^* = 1022$ кг/м³, a = 1 м, $h^* = 60$ м, h = 900 м, $B_{cu} = 4 \cdot 10^{-5}$ Тл.

Методика обнаружения электрического поля, индуцируемого внутренними волнами в тропической зоне, основывалась на его пространственной неоднородности, т.е. ориентационной зависимости сигнала, регистрируемого электродной линией (*Казаков и др. 1983*). Судно-буксировщик описывало циркуляции со средним периодом 20 мин и скоростью 2.5 узла. На рис. 3 представлены результаты измерений вариаций разности потенциалов при циркуляциях судна. Кривые *a*, *б*, *в*, *с*, *д* (рис. 3) соответствуют непрерывным измерениям, а кривая *e* – измерениям в этой же «точке» через 3 часа. На всех графиках хорошо выражен гармонический тренд, обусловленный местным течением.



Рис. 2. Зависимость величины амплитуды потенциала электрического поля, индуцированного внутренними волнами, от глубины. Кривая 1 соответствует внутренней волне с $\lambda = 300$ м и T = 6.5 мин, кривая 2 – с $\lambda = 600$ и T = 10.7 мин; кривая 3 – с $\lambda = 900$ м и T = 14 мин

Рис. 3. Вариации разности потенциалов, измеренные электродной линией длиной 65 м на глубине 70 м при циркуляциях судна



По виду вариаций разности потенциалов на разных курсах и во времени можно предположить прохождение цуга внутренних волн с периодом 40 мин.

2.7. АКУСТИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ И ДИАГНОСТИКА МЕЛКОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ВЕРХНЕГО СЛОЯ МОРСКИХ ВОД

В.А. Акуличев, В.А. Буланов, И.В. Корсков, А.В. Стороженко

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

Методы акустического зондирования являются мощными методами диагностики структурно-неоднородных жидкостей. Морская вода является средой, содержащей различные фазовые включения, – пузырьки и твердые взвеси, включения биологического происхождения: зоо- и фитопланктон, продукты распада биологических систем, а также рыбу и другие морские организмы различного размера. Кроме того, существуют гомогенные неоднородности, имеющие то же фазовое состояние, но отличающиеся по плотности, скорости звука, температуре и прочим физическим параметрам. Ярким его представителем является мелкомасштабная турбулентность, всегда присутствующая в том или ином масштабе в приповерхностных слоях морской воды.

Перечисленные микронеоднородности морской среды приводят к рассеянию звука, дополнительному затуханию, дисперсии скорости звука, появлению дополнительной нелинейности среды, а также к изменению целого ряда других акустических характеристик морской среды, важных для проведения исследований и измерений в акустике океана (*Клей, Медвин, 1980; Исимару, 1981; Наугольных, Островский, 1990*). Все указанные неоднородности отличаются друг от друга по характерным размерам, пространственному распределению в деятельном слое океана, частоте появления в выделенном объеме морской среды.

Между различными типами неоднородностей в океане существует определенная иерархия по интенсивности или «силе рассеяния» звука. Большой вклад в рассеяние звука вносят резонансные включения – газовые пузырьки, рыбы, содержащие плавательный пузырь, некоторые виды планктона (сифонофоры), обитающие в Южно-Китайском море. Сечение рассеяния звука на таких неоднородностях в океане намного превышает сечения рассеяния на других типах неоднородностей (*Клей, Медвин, 1980; Бреховских, Лысанов, 1982; Андреева, 1974, 1999*). Даже сравнительно небольшая концентрация резонансных включений в морской воде может привести к значительной интенсивности объемной реверберации. Пузырьки, находящиеся в приповерхностных слоях воды, могут существенным образом влиять на коэффициент отражения звука от поверхности океана (*Бреховских, Лысанов, 1982*), причем на величину коэффициента отражения влияет как абсолют-

ное значение концентрации пузырьков, так и их распределение по размерам на различных глубинах. Пузырьки влияют также на величину нелинейного параметра морской воды (*Акуличев, Буланов, 1999*), что в ряде случаев может приводить к практическому эффекту – увеличению эффективности параметрических гидроакустических излучателей (*Наугольных, Островский, 1990; Буланов, 2001*).

На практике часто возникает необходимость получения информации не только о типах включений (Бреховских, Лысанов, 1982; Андреева и др., 2000). Задачи такого типа решаются с применением методов акустической спектроскопии. Разработка методов акустической спектроскопии морской среды имеет важное значение для изучения пространственно-временной изменчивости мелкомасштабной структуры морской среды, связанной с турбулентными образованиями, проявлением внутренних волн, наличием пузырьков, планктона, твердых взвесей (Наугольных, Островский, 1990; Буланов, 2001; Андреева, Самоволькин, 1986).

Акустические методы зачастую являются наиболее информативными методами исследования структуры микронеоднородных жидкостей. К началу 1980-х годов стало ясно, что традиционные линейные методы акустической диагностики микронеоднородных сред оказываются зачастую противоречивыми, и в связи с этим возникла необходимость разработки других, более совершенных методов (*Наугольных, Островский, 1990*). Таковыми оказались прежде всего нелинейные методы, а также методы, использующие анализ более тонких, нестационарных эффектов рассеяния и распространения звука в микронеоднородных средах (*Руденко, Солуян, 1975; Новиков и др., 1981; Наугольных, Островский, 1990*).

В настоящей работе представлены примеры использования дистанционного метода акустического зондирования для изучения распределения пузырьков в приповерхностных слоях морской воды, структуры и динамики планктонных сообществ в верхнем слое Южно-Китайского моря и сравнения их особенностей с аналогичными объектами в различных районах океана.

Особенности рассеяния звука различными неоднородностями

Общие замечания. Для описания рассеяния звука вводят понятие сечения обратного рассеяния единицы объема среды σ_{bs} (Рытов и др., 1978; Исимару, 1981) (или коэффициента рассеяния m_v (Андреева, 1974; Бреховских, Лысанов, 1982), которые в приближении однократного рассеяния (борновском приближении) определяются согласно выражению:

$$I_{bs} = I_i V \sigma_{bs} / r^2 , \qquad (1)$$

где $I_{bs} \sim P_{bs}^{2}$, $I_{i} \sim P_{i}^{2}$ – интенсивности падающего на неоднородность и рассеянного звука соответственно, при этом P_{i} и P_{bs} – соответственно, амплитуды падающей на объем V волны и рассеянной в обратном направлении, r – расстояние до неоднородности, V – импульсный рассеивающий объем среды. Рассеивающий объем среды V можно определить исходя из условий проведения эксперимента. Как правило, для исследования характеристик обратного рассеяния звука в мор-

ской среде применяют излучатели с узкой диаграммой направленности, причем излучатели работают в импульсном режиме, тогда объем *V* можно записать в виде $V = \pi r^2 \theta^2 c \tau / 2$, где θ – ширина диаграммы направленности излучателя, *c* – скорость звука, τ – длина импульса звука. В итоге можно получить экспериментальное значение сечения обратного рассеяния звука в виде

$$\sigma_{bs} = \frac{2}{\pi \theta^2 c \tau} \left(\frac{P_{bs}}{P_i}\right)^2 \tag{2}$$

С помощью формулы (2) можно экспериментально определить частотную зависимость $\sigma_{bs}(\omega)$, которая при наличии микронеоднородностей одного типа позволяет определить тип рассеивателей, а также некоторые их характеристики, например, функцию распределения по размерам g(R) или объемную концентрацию x, определяемую в виде

$$x = (4\pi/3) \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} R^3 g(R) dR$$
 (3)

Функция распределения по размерам g(R) связана с количеством фазовых включений в единице объема жидкости n(R) от минимального размера R_{\min} до текущего размера R формулой $n(R) = \int_{R_{\min}}^{R} g(R)dR$, так что $g(R) = \partial n(R)dR$ (Исимару, 1981; Наугольных, Островский, 1990). Размерность g(R) обычно берут в виде [см⁻⁴]. На практике в качестве реперной характеристики n(R) берут значения при наиболее типичных для применяемых частот звука размерах R, которую определяют как dn(R)=g(R)dR в интервале размеров dR, причем в качестве последнего берут обычно величину dR=1 мкм (Medwin, 1977; Наугольных, Островский, 1990; Vagle, Farmer, 1992). Поэтому вместо функции распределения g(R), с типичной размерностью [см⁻⁴] часто пользуются величиной dn(R)/dR, с размерностью [м⁻³мкм⁻¹]. Последняя связана с g(R) соотношением $dn(R)/dR=10^2$, [см⁻⁴] (Акуличев и dp., 1986; Vagle, Farmer, 1992). Общее количество включений всех размеров в единице объема равно N=n (R_{\max}), где R_{\max} – максимальный размер включений в жидкости.

Резонансное рассеяние. Приведем выражения для сечения рассеяния в случае микронеоднородностей различных типов. Укажем наиболее типичное сечение рассеяния звука на резонансных пузырьках, которое равно (*Акуличев и др., 1986; Akulichev, Bulanov, 1987, 2011; Farmer et al, 1989, 2001; Vagle, Farmer, 1992*):

$$\sigma_{bs} = \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \sigma_1(R) g(R) dR = \frac{\pi R_0^3 g(R_0)}{2\delta_0} , \qquad (4)$$

где $\sigma_1(R)$ – сечение рассеяния на одиночном пузырьке, δ_0 – постоянная затухания колебаний резонансных пузырьков.

Нерезонансное рассеяние. Сечение монопольного рассеяния звука на малых нерезонансных включениях с размерами меньше длины волны звука (твердые ча-

стицы, зоопланктон, фитопланктон, нерезонансные пузырьки) равно (Акуличев, Буланов, 2017)

$$\sigma_{bs}^{(s)} = Dk^4, \ D \approx \frac{1}{9} \left(\frac{\rho c^2}{\rho' c'^2} \right)^2 \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} R^6 g(R) dR \,, \tag{5}$$

где $k = \omega / c$ – волновое число, а штрихи относятся к включению. Здесь рассеяние звука носит типичный рэлеевский характер $\sigma_{bs}^{(s)} \sim \omega^4$ и имеет аналогию с рассеянием света на малых микронеоднородностях в атмосфере (*Рытов и др., 1978; Исимару, 1981*). Величина *D* зависит от функции распределения g(R) и для гауссовской и степенной функций распределения приведена в работах (*Буланов, 2001; Акуличев и др., 2011; Акуличев, Буланов, 2017*).

Рассеяние на турбулентности. Сечение рассеяния звука на локально-изотропной турбулентности в инерционном интервале часто записывают в виде (*Рытов и др, 1978; Исимару, 1981*):

$$\sigma_{bs}^{(tb)} = A_{tb} E(z) k^{1/3}, \ E(z) \approx 0.033 C^2(z), \tag{6}$$

где функция C(z) изменчива, зависит от степени турбулизации морской воды. При умеренных значениях можно ориентироваться на такие значения: вблизи от поверхности воды $C(0) \approx 6.6 \cdot 10^{-5} \text{ м}^{-1/3}, A_{tb} \approx 3.9 \cdot 10^{-2}$. В этом случае сечение рассеяния звука $\sigma_{bc}^{(tb)} \sim \omega^{1/3}$.

Используя приведенные выше соотношения, можно по частотной зависимости коэффициента объемного рассеяния определить функцию g(R) или концентрацию x.

Звукорассеивающие слои деятельного слоя океана

Общие характеристики. Кратко рассмотрим основные акустические характеристики звукорассеивающих слоев (ЗРС), которые могут быть положены в основу акустического мониторинга. Выше частоты 1 кГц основное рассеяние звука имеет биологическое происхождение (Клей, Медвин, 1980; Андреева, 1974, 1999; Андреева, Самоволькин, 1986; Андреева и др., 2000; Chapman et al., 1974; Orlowsky, 1990) и значительная часть этого рассеяния связана с зоопланктоном. Ниже 10 кГц основной вклад в рассеяние звука дают рыбы. На частотах от 10 до сотен кГц рассеяние связано с зоопланктоном и частично с фитопланктоном. На частотах ~1 мГц и выше основную роль начинают играть фитопланктон и различные микровзвеси.

Зоопланктон обычно располагается в областях с максимальными градиентами температуры (или плотности), при этом он имеет толщину слоев от нескольких метров до нескольких десятков метров. Характерной чертой поведения зоопланктона является его способность к суточным миграциям по глубине – ночью ближе к поверхности до 20–100 м, а днем – опускание до глубин 300–500 м.

Способность фитопланктона к суточным миграциям по глубине является дискуссионной, и не существует достаточно достоверной информации о характерных

глубинах его суточной миграции. Существуют представления о возможной роли газовых пузырьков как своеобразных движителей фитопланктона под действием архимедовой силы (*Сандлер и др., 1992, Селивановский и др., 2001*). Однако единого мнения об универсальности такого сосуществования газовых пузырьков с фитопланктоном, а также о механизмах и деталях суточных вариаций фитопланктона до сих пор не существует.

Среди различных видов зоопланктона преобладают мелкие ракообразные с размерами от 10^{-2} см до 1-10 см. Наиболее популярной моделью таких организмов является модель короткого цилиндра длины l и радиуса R с упругой, жесткой оболочкой и жидким заполнением (*Андреева, 1974; Андреева, Самоволькин, 1986*), а также модель слабоизогнутого цилиндра (*Stanton, 1989; Weibe et al, 1990*). При этом считается, что толщина оболочки h < R. Характерные физические характеристики зоопланктона таковы: $l/2R \sim 5$, $h/R \sim 0,01-0,02$, отношение сжимаемостей оболочки и воды $b_1/b \sim 0,05$, коэффициент Пуассона оболочки $v_1 \sim 0,3-0,35$, отношение плотностей (r_1 -r)/ $r \sim 0,06$; (r_2 -r)/ $r \sim 0,05$; (c_2 -c)/ $c \sim 0,01-0,03$, где индекс 1 относится к оболочке, а индекс 2 – к жидкому заполнению (*Андреева, Самоволькин, 1986; Андреева, Тарасов, 2000*).

Распределение по размерам. Количественно связь размеров и концентрации зоопланктона при l < 1 см была получена В.Б. Цейтлиным (Цейтлин, 1981) для организмов, обитающих в тропических биологически бедных и биологически богатых районах океана, которые выражаются формулой $dN / dW = AW^2$, где N – количество экземпляров в 1 m^3 , W – вес, выражаемый, как правило, в миллиграммах, A – константа, характеризующая обилие жизни в районе. В верхнем слое воды (~100 м) в биологически богатых районах $A \sim 30 \text{ мz/m}^3$, а в биологически бедных A в 50-100 раз меньше. При увеличении глубины на несколько сотен метров A уменьшается в 1,5-2 раза. Зависимость веса W от размера l имеет вид степенной функции $W = Bl^m$, $B \approx 17,5$; $m \approx 2.7$, где l выражается в сантиметрах. Таким образом, справедлива степенная функция распределения планктона по размерам вида $dN / dl = A_l^{1-n}$, где $A_l \approx 4,7$, $n \approx 3,7$, при этом размерности таковы: $[A_l] = \text{см}^m\text{m}^3$, $[dN / dl] = \text{см}^{-1}\text{m}^3$.

Теоретические основы рассеяния звука на ЗРС деятельного слоя океана

Коэффициент рассеяния звука. Коэффициент объемного нерезонансного рассеяния звука m_v скоплением рыбы или планктона определяется обычным выражением, учитывающим функцию распределения по размерам в виде (*Aнdpeesa*, 1999; *Aнdpeesa u dp., 2000; Orlowsky, 1990; Gorska, Chu, 2001*) $m_v = \int_{l_{min}}^{l_{max}} \sigma(l) dN(l)$, где размерность сечения рассеяния *s* одиночным организмом задают в m^2 , и тогда размерность m_v определяется как $[m_v] = m^{-l}$. Для мелкой рыбы и планктона с размером меньше длины волны звука kl < 1, зависимость сечения рассеяния $\sigma(\omega, l)$ имеет вид $\sigma(l, \omega) = \sigma_1(\omega)(l/l_1)^6$. Обычно выбирают $l_1 = 1$ см, и тогда в нерезонансной (рэлеевской) области рассеяния для коэффициента m_v можно получить следующее

выражение: $m_V(\omega) \approx (A_l / v) \sigma_1(\omega) l_{\max}^v$, $v \approx 3.3$, где l_{\max} – максимальный размер зоопланктона. Вычисления $m_V(\omega)$ следует проводить с применением различных моделей рассеяния звука на одиночном включении.

Применим формулу (5) для сечения монопольного рассеяния звука на малых нерезонансных включениях, тогда получаем $m_V(\omega) \approx Df^4 l_{max}^{\nu}$, где $D \approx 10^{-25} \ \Gamma \mu^{-4} \ M^{-(\nu+1)}$, размерность $[l_{max}]=M$, $[m_{\nu}]=M^{-1}$ (*Акуличев, Буланов, 2007*). Так, для частоты 30 кГ µ и размера $l_{max} \sim 1$ см получаем $m_{\nu} \approx 10^{-7} \ M^{-1}$. Часто коэффициент рассеяния звука m_{ν} записывают в логарифмической форме – в децибелах согласно формуле $S_V(\omega) = 10 \ g m_V(\omega)$, при этом размерность m_{ν} берут в м⁻¹. Так, в приведенном примере коэффициент рассеяния $m_{\nu} \approx 10^{-7} \ M^{-1}$ имел бы в децибелах значение $S_{\nu}(\omega) \approx -70 \ \text{дБ}$.

Модели рассеяния звука. Одной из популярных моделей является модель Стентона (*Stanton, 1989; Weibe et al., 1990*). Основные формулы имеют следующий вид:

$$\sigma_{1}(\omega,R) = \frac{1}{4} \frac{L_{a}^{2} R^{2} (kR)^{4} H^{2} G \varsigma^{2}}{1 + \frac{L_{a}^{2} R^{2} (kR)^{4} H^{2} \varsigma^{2}}{3L_{a} R^{2} V^{2} F}}, \quad H = \frac{1}{2} \left(1 + 3L_{a}^{2} R^{2} \sin(1/L_{a}^{2} R^{2})\right)$$
(7)

$$V = \left(\frac{\rho'c'}{\rho c} - 1\right) \left/ \left(\frac{\rho'c'}{\rho c} + 1\right), \quad \varsigma = \left(1 - \frac{\rho'c'^2}{\rho c^2}\right) \left/ \frac{2\rho'c'^2}{\rho c^2} + \left(1 - \frac{\rho'}{\rho}\right) \right/ \left(1 + \frac{\rho'}{\rho}\right) \tag{8}$$

$$F \approx 5(kR)^{0.4}, \quad G \approx 1 - 0.87 \exp(-2.5(kR - 2)^2), \quad L_a \approx 10.5,$$
 (9)

где ρ – плотность, *с* – скорость звука, $k = \omega / c$ волновое число, ω – циклическая частота звука, *R* – радиус цилиндрического объекта. Из формулы (7) видно, что в области малых размеров к <1 имеем типичное рэлеевское рассеяние, а в области больших размеров kR < 1 имеем квазигеометрическое приближение сечения рассеяния, слабо зависящее от *R*.

В работе (*Андреева и др., 2000*) было предложено оценивать рассеяние звука по простым приближенным формулам. Вводится сечение обратного рассеяния σ_{max} планктонного организма при его перпендикулярной ориентации. Рассчитывается сечение обратного рассеяния бесконечно длинного цилиндрического объекта с параметрами планктонного организма (твердая оболочка, заполненная внутри упругой жидкой мускульной тканью) σ_{max}^{∞} и затем определяется сечение обратного рассеяния σ_{max} планктонным организмом длины *l* по формуле

$$\sigma_{\max} = \sigma_{\max}^{\infty} \left(l / r_F \right)^2 \tag{10}$$

где r_F – радиус зоны Френеля, который при обычных измерениях всегда достигает размера планктона. Вводится нормализованное сечение рассеяния $\tilde{\sigma} = \sigma / l^2$ и нормализованный размер планктона $\tilde{l} = l / \lambda$, где λ – длина волны звука. Тогда функцию σ_{max} от размера l можно определить по зависимостям нормализованных параметров $\tilde{\sigma}_{\text{max}}(\tilde{l})$. Для высоких частот $\tilde{l} > 1$ эта функция осциллирует, а на низ-

ких частотах при $\tilde{l} \ll 1$ она спадает пропорционально \tilde{l}^4 . Для лучшего сравнения с экспериментом были введены следующие параметры планктонного организма: отношение длины l к диаметру 2a равно l/2a = 5, толщина твердой оболочки d = 0.06a, модуль упругости оболочки $K_1 = 4.3 \cdot 10^{10}$ H/м², отношение Пуассона равно 0.32, плотность 1.06 г/см³, для мягкой ткани скорость звука 1530 м/с, плотность 1.05 г/см³. В итоге были предложены полуэмпирические функции $\tilde{\sigma}_{av}(\tilde{l})$ вида

$$\tilde{\sigma}_{av}\left(\tilde{l}\right) \approx \begin{cases} \tilde{\sigma}_{\max} \approx 10^{-4} \tilde{l}^4, & \tilde{l} \leq 1.1\\ 7 \cdot 10^{-5} \cdot 10^{0.13\tilde{l}}, & \tilde{l} \approx 1.1 \div 15, \end{cases}$$
(11)

которые согласуются одновременно с экспериментальными результатами ряда авторов (*Kristansen et al., 1986; Stanton, 1989; Macaulay, 1994; Peiper, 1979*).

В работе (Gorska et al., 2001) наряду с учетом поглощения звука было проведено сравнение различных моделей рассеяния звука зоопланктоном (включая модель Стентона). Соответствующий подбор параметров планктона $(r_{1e}-r)/r=0,04$ и $(c_{1e}-c)/c=0,03-0,04$ позволяет близко приблизить расчеты по моделям Стентона, Горской–Чу и Андреевой–Тарасова друг к другу. Таким образом, выше представлены простые формулы, позволяющие с достаточной точностью аппроксимировать сечение рассеяния звука в широкой полосе частот на одиночных особях зоопланктона.

Динамика пузырьков и рассеяние звука

Особенности динамики пузырьков. Исследование динамики пузырьков имеет давнюю историю, начиная с классических работ Рэлея (Акуличев, 1968). Особый интерес к пузырькам возник в связи с установлением резонансного характера их динамики – так называемого резонанса Миннерта (Minnaert, 1933; Акуличев, 1968; Акуличев и др., 1986). Обычно предполагают, что пузырек является сферическим с радиусом R меньше длины звуковой волны λ в жидкости, $kR \ll 1$. Динамика одиночного пузырька в несжимаемой жидкости описывается известным уравнением Рэлея (Ландау, Лифшиц, 1986; Акуличев, 1968; Акуличев и др., 1986). Большое количество задач акустической диагностики можно решить в приближении слабо нелинейных пульсаций пузырьков в звуковой волне под действием давления $P_a(t)$, связанного с величиной давления вдали от пузырька $P_a(t)$ соотношением $P_{\infty}(t) = P(\infty, t) = P_0 + P_a(t)$, где P_0 – гидростатическое давление в жидкости. Тогда можно положить $R(t) = R_0 [1 + z(t)], z << 1$. Используя малый параметр z << 1, уравнение динамики одиночного пузырька можно записать в линейном приближении в виде стандартного уравнения линейного осциллятора с внешней силой $f(t) = -P_{a}(t) / (\rho R_{0}^{2})$, коэффициентом затухания $2\mu = 4\eta / \rho R_{0}^{2} (\eta - \kappa o)$ циент сдвиговой вязкости) и собственной циклической частотой радиально-симметричных пульсаций пузырьков ω_0 (частота Миннерта). Частота Миннерта ω_0 зависит от радиуса R и типа газа, содержащегося в пузырьках (Акуличев и др., 1986) согласно формуле.

$$\omega_0 = \frac{1}{R} \sqrt{\frac{3\gamma P_0}{\rho}} \left[1 + \frac{3\gamma - 1}{3\gamma} \frac{2\sigma}{RP_0} \right]_{2\sigma/RP_0 \ll 1} \frac{1}{R} \sqrt{\frac{3\gamma P_0}{\rho}} , \qquad (12)$$

где γ – постоянная адиабаты газа, σ – коэффициент поверхностного натяжения. Собственную частоту $f_0 = \omega_0 / 2\pi$ воздушных пузырьков, находящихся при атмосферном давлении $P_0 = 10^5 \,\text{Па}$, можно найти по формуле $f_0 \approx 320 / \text{R}$, при этом f_0 представляется в герцах, а R – в сантиметрах. В море с увеличением глубины частота f_0 увеличивается и на больших глубинах растет примерно как $f_0(h) \approx f_0 \sqrt{1+0.1h}$, где h – глубина в метрах.

Рассеяние звука на пузырьках. На практике при облучении звуком на пузырек действует импульсное давление и тогда следует решать задачу с начальными условиями по раскачке колебаний с момента действия силы (Буланов, 1995, 1996). Иными словами, динамику газового пузырька следует рассматривать с учетом переходных процессов установления колебаний после включения вынуждающей силы. Пусть на пузырек падает импульсная акустическая волна длительности τ , так что акустическое давление $P_{\infty}(t)$ равно $P_{\infty}(t) = P_m \operatorname{Re}\left[e^{-i\pi/2}e^{-i\omega t}\right] [\theta(t) - \theta(t-\tau)]$, где $\theta(t)$ – ступенчатая функция Хевисайда. Решая уравнение (12) с нулевыми начальными условиями, получаем решение с переходными процессами (Буланов, 2001; Акуличев и dp., 2017). Наряду с колебаниями на частоте внешней силы ω имеются затухающие собственные колебания пузырьков на частоте ω_0 .

В линейном приближении можно получить выражение для давления в рассеянной волне в дальнем поле ($r >> \lambda$) в виде

$$P_{s}(r,t) = \frac{\rho R^{3}}{r} \ddot{z} \left[t - (r-R) / c \right], r \gg \lambda.$$
(13)

Тогда сечение нестационарного рассеяния звука на совокупности пузырьков имеет вид:

$$\sigma_s^{(b)}(\tau) = \sigma_s^{(b)}(\infty) F(\tau / \tau_0) , \ \sigma_s^{(b)}(\infty) = \frac{\pi R^3 g^{(b)}(R)}{2\delta(R)} , \tag{14}$$

$$F(\tau / \tau_0) = 1 - \frac{1 - \exp(\tau / \tau_0)}{(\tau / \tau_0)}, \ \tau_0 = 1 / \omega \delta = Q / \omega.$$
⁽¹⁵⁾

Нестационарная спектроскопия. Вводя функцию $W(\tau) = (P_s(\tau) / P_i) / \sqrt{\tau}$ и учитывая дополнительное рассеяние на нерезонансных включениях, характеризуемого сечением рассеяния $\sigma_s^{(s)}$, можно определить функцию распределения пузырьков в виде

$$g^{(b)}(R) = \frac{4\delta(R)}{\pi^2 c \theta^2 R^3} \Big[W^2(\infty) - W^2(0) \Big].$$
(16)

Обозначения $W(\infty)$ и W(0) отвечают условиям $\tau >> \tau_0$ и $\tau << \tau_0$ соответственно. Таким образом, функция распределения пузырьков по размерам может быть определена по данным обратного рассеяния акустических импульсов большой и малой длительности. Сечение рассеяния на остальных включениях можно определить по формуле:

$$\sigma_s^{(s)} = \left(2 / \pi^2 c \theta^2 R^3\right) W^2(0).$$
⁽¹⁷⁾

Следует подчеркнуть, что именно функция $F(\tau / \tau_0)$ из формулы (15) позволяет отделять резонансное рассеяние от нерезонансного фона, а также определять добротность пузырьков на различных частотах.

Особенности акустического зондирования с движущегося судна, аппаратура и методика

Аппаратура и методика. Для проведения исследований рассеяния звука в океане в ТОИ ДВО РАН была разработана аппаратура, методика эксперимента и программный комплекс для управления и обработки экспериментальных данных (Акуличев и др., 2007; Акуличев и др., 2006). На борту судна располагается задающий генератор и усилитель высокочастотных сигналов. Задающий сигнал с различной частотой и длительностью поступает на пьезокерамический излучатель и излучается в воду. Сигналы обратного рассеяния звука принимаются тем же излучателем, усиливаются и регистрируются в цифровом виде, а иногда дополнительно еще в аналоговом виде с помощью широкополосного измерительного магнитофона типа 7005 фирмы «Брюль и Къер». После фильтра сигнал детектируется и дополнительно усиливается, затем подается на вход интерфейсной платы аналого-цифрового преобразования АЦП. Синхросигнал, вырабатываемый во время запуска излучения, подается на разъем и внешний запуск генератора типа Г5-56 для получения на выходе сигнала, необходимого для запуска работы АЦП. Разработанная система ввода и обработки акустической информации позволяла проводить исследования по обратному рассеянию звука на высоких частотах на ходу судна практически в реальном масштабе времени. Впервые она была испытана в 16-м рейсе (1-й этап) НИС «Академик А. Виноградов» в 1990 г.

Системы измерения рассеяния звука на различных частотах весьма схожи. Однако в современных системах отсутствует аналоговый канал записи сигналов на измерительный магнитофон. В работах (Акуличев и др., 2007; Буланов и др. 2016, 2017) описаны различные варианты используемой в океанических экспедициях высокочастотной системы для измерения и цифровой записи сигналов рассеяния звука, которая включает в себя тракт излучения, пьезокерамический преобразователь, тракт приема и систему ввода и первичной обработки акустической информации. Система ввода и первичной обработки акустической информации ранее включала в себя интерфейсную 12-разрядную плату ADS-1B фирмы «Advanced Digital Systems» (Китай) с максимальной частотой квантования 200 кГц, а в последующем – 14-разрядную плату La2 USB фирмы «L-Card» (РФ). Обработка и визуализация акустических сигналов базируется на программе SCATTER (Coседко, 2001, 2019). Типичная амплитуда импульса напряжения, подаваемого на излучатель после усилителя мощности, составляла 450-500 В. При чувствительности в режиме излучения 240 Па×В/м приведенное расчетное звуковое давление на оси излучателя составляло 115 кПа×м. Чувствительность пьезокерамического преобразователя в режиме приема составляет ~400-500 мкВ/Па. Ширина характеристики направленности излучателя равна 6°-10°. Описания типичных схем экспериментальных исследований представлены в работах (Буланов и др., 2009; Буланов и др., 2016, 2017).

Электронный коммутатор на время отсутствия импульса посылки подключал к своему выходу селективный нановольтметр SN-233, выполняющий две функции: малошумящего усилителя и селективного узкополосного фильтра. Полоса пропускания SN-233 составляет 18, 36 и 54 дБ/октаву, коэффициент усиления изменялся в зависимости от мощности рассеивающего слоя – от 3×10^3 до 3×10^5 . Была предусмотрена возможность записи как высокочастотных фильтрованных сигналов, так и детектированных сигналов, которые существенно уменьшали объем цифровой записи на твердый диск (*Акуличев и др., 2007; Akulichev et al., 2004*). После детектирования сигналов рассеяния их максимальная амплитуда нормировалась усилителем напряжения до уровня, необходимого для оптимальной работы интерфейсной платы ввода.

Основные маршруты экспедиционных исследований. В экспериментах, проводимых на НИС «Академик А. Виноградов» по изучению рассеяния звука, было использовано акустическое зондирование на частотах 145 и 12 кГц. Для Южно-Китайского моря в настоящее время сохранились данные только на частоте 12 кГц, полученные в ноябре 1991 г. в 20-м рейсе (2-й этап) НИС «Академик А. Виноградов». Обозначения маршрутов RV AAV'85 и RV AAV'90 соответствовали экспедициям на НИС «Академик А. Виноградов» в 1985 г. (рейс № 6, 1-й этап)) и в 1990 г. (рейс № 16, 1-й этап)), в которых на отдельных станциях проводились исследования по спектроскопии пузырьков в приповерхностном слое.



Рис. 1. Схема маршрутов экспедиций, в которых проходили исследования по рассеянию звука в Южно-Китайском море (*a*). Зеленая линия: RV AAV'85 – НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 6, 1-й этап, 1985 г.); голубая линия: RV AAV'90 – НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 16, 1-й этап, 1990 г.); светло-серая линия: RV AAV'91 – НИС «Академик А. Виноградов» (рейс № 20, 2-й этап, 1991 г.); красная линия: RV AML'19 – НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 28, 2019 г.); желтая линия: Nadezhda-2003 – участок кругосветного маршрута следования парусного судна «Надежда» в 2003 г.; рассеяние звука на частоте 12 кГц на звукорассеивающих слоях в Южно-Китайском море (корффицикальной сородии и сородичиство сосрания поруже прократования и сущициях в сосрании порементальной сородичиство сосрания с порядения и сущимости и сущимости и сущимости на сущимости и сущимос

Китайском море (коэффициент рассеяния звука представлен в относительных единицах) (б)

В 2003 и 2004 гг. в Южно-Китайском море были проведены исследования рассеяния звука на частоте 100 кГц вдоль маршрута следования парусного судна «Надежда», совершающего кругосветную экспедицию. В ноябре–декабре 2019 г. в 88-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» были проведены исследования рассеяния звука на частоте 25 кГц. Схема маршрутов экспедиций, в которых проходили исследования по рассеянию звука, представлена на рис. 1, *а*.

Наиболее типичные результаты по рассеянию звука на ЗРС в Южно-Китайском море

Мелкомасштабные неоднородности обычно локализованы в областях с максимальными градиентами температуры, т.е., как правило, в области сезонного термоклина. Это обстоятельство позволяет по аномальному рассеянию звука на планктоне и других микронеоднородностях, локализованных вблизи термоклина, получать информацию о различных крупномасштабных нестационарных гидрофизических процессах в море – внутренних волнах, течениях и крупномасштабной турбулентности.

Ниже представлены типичные вариации коэффициента объемного рассеяния звука вдоль трасс, располагающихся в Южно-Китайском море, которые были получены в 20-м рейсе (1-й этап) НИС «Академик Александр А. Виноградов» в ноябре 1991 г. (*Акуличев, Буланов, 2007*), в кругосветной экспедиции на парусном учебном судне «Надежда» в зимний период в 2003–2004 гг. (*Акуличев и др., 2006*) и в 88-м рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев», ноябрь–декабрь 2019 г.

Исследования рассеяния звука в ноябре 1991 г. На рис. 1, б представлена картина рассеяния звука на частоте 12 кГц на звукорассеивающих слоях вдоль трассы в северной части Южно-Китайского моря на расстоянии около 320 км. При этом одновременно с пространственной изменчивостью рассеяния звука наблюдались типичные суточные вариации звукорассеивающих слоев зоопланктона, которые в темное время суток поднимаются к поверхности. Из рисунка видно, что наблюда-



Рис. 2. Рассеяние звука на частоте 100 кГц вдоль трассы в феврале 2003 г. в центральной части Южно-Китайского моря (*a*) и рассеяние звука на частоте 100 кГц вдоль трассы в феврале 2002 г. при выходе в шельфовую часть Южно-Китайского моря (*б*)

ется мощное приповерхностное рассеяние звука, связанное с наличием большой концентрации планктона в верхнем слое моря.

Исследования рассеяния звука в феврале 2003 г. На рис. 2, а представлена типичная картина рассеяния звука в верхнем слое, полученная вдоль многодневного маршрута следования судна в глубоководной части Южно-Китайского моря. Видно, что наблюдается типичная суточная миграция планктона, при этом средний уровень коэффициента рассеяния звука меняется в несколько раз вдоль трассы. На севере и юге наблюдается повышенный уровень рассеяния звука, в центральных районах рассеяние звука существенно ниже.

Распределение рассеивающих слоев в пространстве при выходе в шельфовую часть моря показано на рис. 2, б. Видно, что в верхнем слое моря на глубине около 50 метров наблюдается ярко выраженное крупномасштабное изменение рассеяния звука с периодом около 2 часов, что соответствовало при скорости судна ~5 узлов расстоянию примерно 18 км. Одновременно на глубине около 140 м появляется резко выраженный придонный звукорассеивающий слой толщиной около 10 м. Следует отметить, что на больших глубинах около 80–100 м период горизонтальной изменчивости рассеивающих слоев резко увеличивается при переходе в шельфовую зону. Гидрология вдоль трассы (см. рис. 2) в глубоководной части Южно-Китайского моря представлена на рис. 3.



Рис. 3. Распределение температуры Т, солености S, скорости звука с и квадрата частоты Брента-Вяйсяля № в Южно-Китайском море вдоль трассы с 09.02.2003 по 14.02.2003 г.

Исследование рассеяния звука в ноябре 2019 г. Исследования в ноябре 2019 г. проводились на частоте 25 кГц вдоль различных трасс, которые представлены на рис. 1. На рис. 4, *а* представлено распределение коэффициента рассеяния звука *m*_y на частоте 25 кГц вдоль трассы в северной части Южно-Китайского моря (16.2°N, 114.0°Е) на расстоянии r около 59 км (в ночной период в течение примерно 3 часов). График справа – вертикальный профиль $m_y(z)$ при t=120 мин после начала эксперимента и усредненный профиль по всей трассе (плавная кривая), график вверху – распределение $m_v(r)$ на различных глубинах; 1 - z=35 м, 3 - z=123 м, 2 - z=123усредненное по глубине распределение $< m_y(r) >$. На рис. 4, δ представлено распределение коэффициента рассеяния звука m_{y} на частоте 25 кГц вдоль протяженной трассы 396 км в центральной части Южно-Китайского моря. Представлены данные при непрерывной записи рассеяния в течение около 22 часов. На правом графике рис. 4, $\delta - m_y(z)$ при r=113 км, вверху – $m_y(r)$ на различных глубинах; 1 – z=80 м, $2 - \langle m_y(r) \rangle$ по глубине от 0 до 200 м, 3 - z=920 м. На рис. 4 хорошо видны суточные вариации коэффициента рассеяния звука, которые связаны с суточными перемещениями по глубине планктона и рыбы. На частоте 25 кГц удается получить данные по рассеянию звука на биологических объектах до значительных глубин более 1 км непосредственно на ходу судна. На высокой частоте 100 кГц не удается достичь больших глубин, но удается получить данные с большим пространственным разрешением.



Рис. 4. Коэффициент рассеяния звука m_v на частоте 25 кГц вдоль трассы в северной части (*a*) и в центральной части (*б*) Южно-Китайского моря

Оценка распределения биомассы в Южно-Китайском море

Полученные результаты по рассеянию звука на ЗРС в Южно-Китайском море позволяют при использовании теоретических формул и эмпирических оценок сечений рассеяния звука на одиночных особях планктона оценить распределение концентрации планктона вдоль трасс в различных частях моря (*Андреева, 1999; Акуличев, Буланов, 2007; Акуличев, Буланов, Стороженко, 2011; Акуличев, Буланов, 2017*). В качестве сечения рассеяния σ_1 можно выбрать любое в рамках

моделей, обсуждаемых выше. В дальнейшем рассмотрим сечения, определяемые моделью Стентона и моделью Андреевой–Тарасова.

Указанные сечения не имеют резонансного характера, поэтому выражения для связи m_g и m_v существенно упрощаются как для степенного, так и для гауссовского распределения (*Андреева, 1999; Акуличев, Буланов, 2007*). В итоге можно написать общее выражение, позволяющее по экспериментальным данным для m_v получать данные по оценке биомассы m_g в рамках степенного и гауссовского распределений (*Акуличев, Буланов, 2007*):

$$m_g^{(P,G)}(r,f) = D^{(P,G)}(f)m_v(r,f), \qquad (18)$$

где коэффициент $D^{(P, G)}(f)$ равен

$$D^{(P,G)}(f) = \begin{cases} \frac{4\pi\rho'}{3(4-n)} \frac{R_{\max}^{4-n}}{\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \sigma_1(R,f) R^{-n} dR}, & g^{(P)} \sim R^{-n} \\ \frac{4\pi\rho'}{3} \frac{\overline{R}^3}{\sigma_1(\overline{R},f)}, & g^{(G)} \sim e^{\left[-(R-\overline{R}(r))^2/\Delta^2\right]} \end{cases}$$
(19)

Следует обратить внимание на зависимость от частоты, которая появляется в формулах через частотную зависимость сечения рассеяния на одиночном включении $\sigma_1(R, f)$.

Методика оценки параметра $D^{(P, G)}(f)$ имеет важное значение для правильной оценки биомассы, поэтому данный вопрос часто обсуждается в литературе (Андреева, 1999, Акуличев, Буланов, 2007; Акуличев и др., 2011, 2016). Приведем оценку типичной величины $D^{(P,G)}(f)$. Если максимальная длина планктона составляет единицы сантиметров, тогда эквивалентный размер в распределении планктона по размерам имеет величину $R_{\rm max} \sim 0.04$ см и для типичной частоты f~100 кГц можно получить $D^{(P)} \sim 5 \times 10^4$ г×м/л. Тогда для часто встречающихся в практике величин *m*_v~10⁻⁶-10⁻⁷ м⁻¹ получаем *m*_o~5×10⁻²-10⁻³ г/л (*Акуличев, Буланов, 2007*). Эта величина, согласно результатам облова планктона, является обычно заниженной величиной. Для приведения в соответствие экспериментальных результатов и оценок по приведенным выше формулам следует уменьшить максимальный размер планктона, который на данной частоте еще играет определяющую роль. Здесь важное значение имеет калибровка путем сравнения акустических данных с результатами облова планктона (Акуличев и др., 2011, 2016). Так, можно видеть, что уменьшение L_{\max} до 2 мм (это эквивалентно уменьшению R_{\max} до величины ~0.01 см) дает $D^{(P)} \sim 10^6$ г×м/л и соответственно повышает $m_{_{\sigma}}$ до величины $m_{_{\sigma}} \sim 1$ г/л, находящейся в пределах верхней границы экспериментально установленной оценки концентрации планктона.

В заключение представим сравнительные оценки концентрации планктона по данным о рассеянии звука, полученным в кругосветной экспедиции на парусном учебном судне «Надежда» в 2003–2004 гг. Такие результаты представлены на рис. 5 для различных районов Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

Видно, что в открытом океане средняя концентрация планктона примерно одинакова в различных районах, включая центральную часть Южно-Китайского моря. Видны суточные вариации концентрации планктона в открытых частях океана. Концентрация планктона существенно возрастает вблизи островов в тропической части океана и в окраинных морях, что согласуется с результатами различных авторов (*Orlowsky*, 1990; Chapman et al.; 1974).

Распределение пузырьков по размерам и акустической нелинейности в приповерхностном слое моря

Распределения пузырьков по размерам. Большинство методов определения пузырьков в морской воде и связанного с ним рассеяния звука являются по существу локальными и не позволяют регистрировать пузырьки в больших объемах водной массы на значительных расстояниях от наблюдателя. Для решения перечисленных задач представляется возможным применение акустических параметрических излучателей, для которых характерна высокая направленность в широком диапазоне изменения рабочей частоты. Методика их применения неоднократно обсуждалась (Акуличев и др., 1986; Акуличев и др., 2017, 2018; Буланов и др., 2016, 2017).

В экспедициях на НИС «Академик Александр Виноградов» (RV AAV) в 1980х гг. неоднократно проводились измерения распределения пузырьков по размерам при различном волнении моря и скорости ветра. Измерения проводились методом



Рис. 5. Концентрация планктона по данным о рассеянии звука для различных районов Мирового океана. Кривые 1, 2, 3, 5 – по данным кругосветной экспедиции на ПУС «Надежда» в 2003–2004 гг., кривые 5 – по данным экспедиции на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 88, 2019 г.)

нестационарной спектроскопии, основные формулы для которой представлены выше. На рис. 1 показан типичный маршрут RV AAV в 1985 и 1990 гг.

На рис. 6 представлены типичные функции распределения газовых пузырьков по размерам в приповерхностных слоях на различных глубинах на различных станциях в центральной части Южно-Китайского моря. Наши результаты соответствуют большим размерам пузырьков – диапазону, который оказался недоступен для традиционных линейных акустических методов изучения распределения пузырьков по размерам. Видно, что с увеличением размера несколько уменьшается показатель степени в степенном законе $g(R) \sim R^{-n}$. Последнее частично согласуется с результатами Медвина (*Medwin, 1977*), для которых характерна величина показателя n=2-4. Тем не менее следует все же отметить отличие полученных нами результатов – они занимают некоторое промежуточное положению по отношению к результатам Медвина и Фармера (*Farmer et al., 2001*).



Рис. 6. Функция распределения газовых пузырьков по размерам в приповерхностных слоях на различных глубинах и станциях в центральной части Южно-Китайского моря (кривые 1, 2, 3) в сравнении с нашими данными для субарктических вод северо-западной части Тихого океана (кривая 4), данными на шельфе Японского моря (кривая 5) и данными Фармера и др. (Farmer D., Vagle S., 1989; Farmer D.M., Vagle S., 2010; Vagle S., Farmer D., 1992) для субарктических вод северо-восточной части Тихого океана (кривые F1, F2, F3) (a); нелинейный параметр приповерхностного слоя вод в Южно-Китайском море на различных частотах (усредненные данные) (b)

Видно, что в интервале размеров от 0,1 см до 0,002 см функцию распределения по размерам можно аппроксимировать степенной функцией вида $g(R,z) = Ae^{-z/L}R^{-n(z)}$, где показатель степени n(z) зависит от глубины (*Akulichev et al., 2011; Акуличев и др., 2012; Farmer et al., 2010*). Следует обратить внимание, что в Южно-Китайском море показатель степени достаточно мал. Обычно в северных широтах показатель n(z) примерно равен 3.5 – 4.5. Так, по данным Фармера и др. (*Farmer et al., 2001; Farmer et al., 2010*), можно определить показатель степенного спада при больших размерах в виде $n(z) \sim 4.9-5.7$ на глубинах от 0.5 до 7.3 м. Присутствие пузырьков больших размеров и определенная сглаженность спада функции распределения по размерам является интересным феноменом, присущим тропическим водам Южно-Китайского моря.

Акустическая нелинейность морской воды. Характеристикой отклонения от линейности жидкости является зависимость скорости звука от амплитуды вида $\Gamma = \rho \left(\partial c^2 / \partial P\right)_s$. С учетом гидродинамической нелинейности появляются дополнительные слагаемые, и в итоге для описания нелинейного распространения звука в жидкости требуется ввести нелинейный акустический параметр, связанный с Г соотношением (*Наугольных, Островский, 1990; Акуличев и др., 2017*):

$$\varepsilon = 1 + (\rho / 2) \left(\partial c^2 / \partial P \right)_{S} \equiv 1 + \Gamma / 2.$$
⁽²⁰⁾

В жидкостях, содержащих различные фазовые включения, параметр нелинейности может значительно возрасти. Особенно сильно это проявляется для жидкостей, содержащих пузырьки (Буланов, 2001; Акуличев и др., 2017). В морской среде добавляются другие микронеоднородности: планктон, взвеси, микротурбулентность и т.д. Несмотря на важность такого параметра для диагностики морской среды информация о его измерениях в море весьма скудна, что связано главным образом с большими трудностями измерения ε в море (Акуличев и др., 2017). Можно показать, что параметр ε зависит как от структуры среды, так и от динамических свойств включений. Окончательно величина ε определяется в виде:

$$\frac{\varepsilon_{e}}{\varepsilon} \approx \left\{ 1 + \frac{4\pi}{3} \frac{\beta'^{2} \varepsilon'}{\beta^{2} \varepsilon} \int_{0}^{\infty} dR R^{3} g(R) \left[1 + \frac{2\varepsilon' - 1}{\varepsilon'} \left(1 - \frac{(R/R_{\omega})^{2}}{Q(R,R_{\omega})} \right) \right] \right\} / \left[1 + \frac{\beta'}{\beta} \int_{0}^{\infty} \frac{R^{3} g(R) dR}{Q(R,R_{\omega})} \right]^{2},$$
(21)

где резонансный множитель имеет вид

$$Q(R, R_{\omega}) = (1 - (R / R_{\omega})^{2} (1 + i\delta)).$$
(22)

Измерения нелинейного параметра ε проводились в экспедициях на НИС «Академик Александр Виноградов» (рейсы № 16, 1-й этап; № 20, 2-й этап) (*Bulanov, 1993; Акуличев и др., 2017*) в диапазоне частот от 4 до 40 кГц на различных глубинах. Экспериментальная установка для измерений нелинейного параметра в различных акваториях рейса включала в себя выносную забортную часть с приемопередающими антеннами и измерительную электронную часть, связанные друг с другом соединительными кабелями. Выносная забортная часть представляла собой платформу из пенопласта размерами $1 \times 1 \times 0.3$ м, к которому с помощью тонкого фала прикреплялась приемопередающая параметрическая антенна. Длина подвеса антенны могла изменяться.

Излучение в рабочем положении происходило вверх, к поверхности. Приемная антенна регистрировала отраженный от водной поверхности сигнал. Плотик с антенной мог отпускаться от борта судна на вытяжном фале на расстояние до 150 м. Сигнал посылки и эхо-сигналы с приемной антенны передавались по отдельным кабелям к электронной измерительной части, находившейся на борту судна.

На рис. 6, б представлены результаты измерений нелинейного акустического параметра приповерхностного слоя вод в Южно-Китайском море на различных

частотах (усредненные данные), полученные в ряде экспедиций на НИС «Академик А. Виноградов». Частотная зависимость $\varepsilon(F)$ обусловлена наличием пузырьков в приповерхностном слое моря, нелинейные колебания которых обусловливают зависимость от частоты нелинейного параметра. Как правило, с уменьшением разностной частоты *F* величина нелинейного параметра $\varepsilon(F)$ возрастает. При этом значения ε могут достигать значений $\varepsilon > 100$, что в 20–30 раз превышает значения ε для чистой (без включений) морской воды.

Функция $\varepsilon(F)$ зависит от концентрации пузырьков в приповерхностном слое, величина которой, в свою очередь изменяется в зависимости от глубины. Одновременно изменяется и величина нелинейного параметра. Из рис. 6, δ отчетливо виден приповерхностный слой с характерной толщиной $h \sim 5 - 10$ м в зависимости от частоты. Можно предложить следующие эмпирические зависимости нелинейного параметра от частоты и от глубины:

$$\varepsilon(F, z) = A_{\varepsilon} F^{n} \exp(-z / h), \qquad (23)$$

где показатель степени n также изменяется с глубиной. Полученные формулы отражают наши представления о влиянии приповерхностных слоев пузырьков на величину нелинейного параметра морской воды. Вблизи поверхности большое количество пузырьков увеличивают e до больших значений, а начиная с глубины 30–40 м, по-видимому, следует считать, что пузырьки несущественно изменяют величину нелинейного параметра чистой морской воды.

Заключение

Представлен обзор различных моделей взаимодействия звука с пузырьковыми структурами и планктонными сообществами с целью использования их для решения обратных задач восстановления размерного состава и пространственного распределения микронеоднородностей в толще моря.

Методом акустического зондирования на основе обратного рассеяния звука выполнены оценки распределения биомассы в скоплениях зоопланктона на протяженных трассах в Южно-Китайском море. Проведено сравнение с данными акустического зондирования в других районах Мирового океана, свидетельствующее о высокой концентрации планктона в верхнем слое моря, сравнимой с наиболее продуктивными районами, ранее измеренными в Атлантическом океане вблизи Фолклендских островов по такой же методике.

Показано, что в северной части Южно-Китайского моря и вблизи побережья Вьетнама концентрация планктона резко увеличивается, при этом в верхнем деятельном слое моря наблюдаются типичные суточные вариации концентрации. Полученные данные с интервалом примерно в 14–16 лет (1990–1991, 2003, 2019 гг.) показывают сравнимые результаты по пространственной изменчивости зоопланктона в Южно-Китайском море.

Методом нестационарного и нелинейного зондирования определены размерные особенности распределения пузырьков в приповерхностном слое Южно-Ки-

тайского моря и связанное с их наличием аномальное увеличение акустической нелинейности морской воды. Отмечено, что присутствие пузырьков больших размеров и сглаженность спада функции распределения по размерам являются интересными феноменами, присущими тропическим водам Южно-Китайского моря и отличающими их в этом от типичных тропических вод Тихого океана.

2.8. ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ВОД И СОСТОЯНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ВЬЕТНАМА ПО СПУТНИКОВЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Л.М. Митник

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

Воды, окружающие Вьетнам, особенно его прибрежная зона, характеризуются очень высокой физической и биологической пространственно-временной изменчивостью, которая была выявлена в судовых экспедициях и исследовалась как по экспериментальным данным, так и по результатам моделирования (*Hu et al.*, 2020; *Yue et al.*, 2018; *Zhang et al.*, 2019). Высокая вероятность облачности над вьетнамскими водами означает, что для обнаружения и мониторинга динамических явлений в системе океан–атмосфера следует применять пассивные и активные измерения в микроволновом (MB) диапазоне как по отдельности, так и в сочетании друг с другом. что позволяет оценивать применимость для мониторинга уникальных возможностей каждого прибора и их комбинации.

Океанические динамические особенности (фронты, течения, вихри, апвеллинги, внутренние волны, речные плюмы и т.д.), а также отпечатки атмосферных явлений различных масштабов (тропические циклоны, мезомасштабные конвективные гряды и ячейки, линии шквалов, дождевые ячейки и т.д.) в Южно-Китайском море, омывающем вьетнамское побережье, были выявлены при анализе изображений, полученных после 2000 г. радарами с синтезированной апертурой (PCA) со спутников Envisat, Sentinel-1А/-1В, ALOS-1/ALOS-2. Изображения обеспечивали уникальную возможность наблюдения морской поверхности с высоким разрешением независимо от времени суток и облачности. Они были предоставлены ТОИ для выполнения проектов с Европейским космическим агентством ESA и с Японским аэрокосмическим исследовательским агентством ЈАХА. Обработка РСА-данных сложна, а интерпретация вариаций яркости на изображениях РСА менее понятна по сравнению с данными других устройств дистанционного зондирования. В поле яркости морской поверхности могут одновременно наблюдаться отпечатки в различных сочетаниях таких разнообразных явлений, как границы течений, вихри, апвеллинги, ветровые и внутренние волны, батиметрия мелководья, пленки поверхностно активных веществ, неоднородности приводного ветра,
дожди, конвективные гряды и ячейки. Они обусловлены изменением поля шероховатости поверхности моря (*Jackson*, 2004).

Правильность интерпретации радиолокационных (РЛ) сигнатур значительно повышается при совместном анализе данных РСА и видимых, инфракрасных и микроволновых (MB) изображений, полученных одновременно или с небольшой разницей во времени (*Jackson*, 2004; *Johannessen et al.*, 2006; *Mitnik, Dubina*, 2010; *Robinson*, 2010). Количественные характеристики морских метеорологических систем (паросодержание атмосферы, водозапас облаков, интенсивность осадков, скорость приводного ветра и др.) могут быть восстановлены при обработке измерений спутниковых микроволновых радиометров AMSR-E, AMSR2, GMI, МТВЗА-ГЯ и др. с использованием оригинальных алгоритмов (*Mitnik, Mitnik,* 2003, 2010) и скаттерометров.

В последние годы пассивное MB зондирование осуществляется с нескольких спутников, включая американские NOAA-15, NOAA-18, NOAA-19, DMSP F-18, Suomi NPP и GPM, японский GCOM-W1, индийский Megha-Tropiques, китайские Fengyun-3 и др., российские Meteop-M № 2 и № 2–2, что значительно улучшает временное разрешение, имеющее ключевое значение как для изучения эволюции атмосферных явлений, так и для подготовки текущих и краткосрочных прогнозов погоды и снижения потерь, вызываемых штормовым ветром, дождями и наводнениями. Пространственное разрешение пассивных MB-данных, однако, значительно уступает изображениям PCA. В результате важные мезомасштабные и субмезомасштабные детали океанических динамических явлений сглаживаются или исчезают.

Многоканальные сканирующие MB-радиометры AMSR-E (2004 – октябрь 2011), AMSR2 (2012 – по настоящее время), GMI (2014 – по настоящее время), ATMS (июль 2011 – по настоящее время) и MTB3A-ГЯ (\mathbb{N} 2, 2014–2017 и \mathbb{N} 2–2 сентябрь 2019 – по настоящее время) обеспечивают получение 3–4 ежесуточных глобальных обзоров синоптических и мезомасштабных атмосферных явлений. Помимо первичных данных (полей яркостных температур на частотах каналов радиометров) по разработанным алгоритмам оценивается паросодержание атмосферы V, водозапас облаков Q, интенсивность дождя R, скорость приводного ветра W, температура поверхности моря (ТПМ) и ряд других параметров (*Митник, 2013; Митник и др., 2007* г.; *Мitnik, Dubina, 2010*). Ниже рассмотрено несколько примеров комплексного анализа спутниковых пассивных и активных MB измерений, выполненных над вьетнамскими водами.

Материалы и методы

Исходными данными при изучении динамических явлений в океане и атмосфере служили спутниковые изображения РСА и микроволновые яркостные температуры. Изображения РСА были получены на частоте v = 5,3 ГГц (длина волны $\lambda = 5,6$ см) со спутников ESA Envisat, Sentinel-1A и Sentinel-1 и на v = 1,27 ГГц ($\lambda = 23,6$ см) со спутников JAXA ALOS-1 и ALOS-2. Зондирование Земли выполнялось на вертикальной (В) и горизонтальной (Г) поляризациях при различных

комбинациях сигналов при излучении и приеме. Диапазон углов падения θ , ширина полосы обзора L и пространственное разрешение (размер пикселя) могли меняться в широких пределах (Katsaros et al., 2014). Изображения океана были получены преимущественно в обзорном режиме при L = 100–400 км при разрешении 25×25 м и 100×100 м. РСА-изображения со спутников ESA находятся в свободном доступе, а со спутников Японии были предоставлены для выполнения проектов, отобранных по конкурсу JAXA.

Глобальные поля яркостных температур Тя измерялись MB-радиометрами AMSR-E, AMSR2, GMI, ATMS и MTB3A-ГЯ, характеристики которых приведены в (*Imaoka et al.*, 2010; *Katsaros et al.*, 2014). Основные характеристики радиометра AMSR2 следующие: угол падения \approx 55 °, коническое сканирование, ширина полосы обзора 1450 км, частоты каналов: 6,9; 10,7; 18,7; 23,4; 36,5 и 89,0 ГГц, B- и Г-поляризации, мгновенное поле зрения 35×62 км на 6,9 ГГц; 24×41 км на 10,7 ГГц; 14×22 км на 18,7 ГГц; 15×26 км на 23,6 ГГц; 7×12 км на 36,5 ГГц и 3×5 км на 89,0 ГГц. Интервал выборки составляет 5×5 км на v = 89,0 ГГц и 10×10 км на всех остальных частотных каналах (*Imaoka et al.*, 2010; *Gentemann et al.*, 2010).

Для интерпретации особенностей, выявленных на изображениях PCA и в полях Tя(v), привлекались сопутствующие дистанционные спутниковые и наземные данные: изображения спектрорадиометра MODIS со спутников Terra и Aqua, поля ветра по данным скаттерометров MetOp ASCAT, QuikSCAT и ASCAT, карты приземного анализа и др. (*Митник и др.*, 2007).

В последние годы на сайтах космических агентств, государственных и частных организаций в открытом доступе помимо данных активного и пассивного спутникового зондирования размещаются и продукты их обработки.

Результаты

Океанические динамические особенности характеризуются большим разнообразием как в прибрежной зоне Вьетнама, так и в открытых районах Южно-Китайского моря. Они проявляются по яркостным контрастам в полях цвета, температуры и шероховатости водной поверхности. Контрастные особенности могут наблюдаться одновременно в видимом, ИК- и МВ-диапазонах или только одном или двух из них, что определяется закономерностями взаимодействия со средой электромагнитного излучения в различных диапазонах длин волн и зависит от характеристик сенсоров (чувствительности, пространственного излучения и др.). В прибрежной зоне Вьетнама и в южной части ЮКМ регулярно наблюдаются фронты различной природы, течения, вихревые образования различных размеров, зоны апвеллинга, внутренние и ветровые волны, речные плюмы, природные и антропогенные пленки, проявления на поверхности особенностей батиметрии, а также отпечатки в поле шероховатости неоднородностей поля приводного ветра, выпадения осадков различной интенсивности. Прохождение над морем тропических циклонов (ТЦ) сопровождается изменениями таких характеристик, как волнение, температура и соленость поверхности, а выход ТЦ на сушу приводят к увеличению мутности воды, перераспределению осадков, формированию фронта, отделяющего речные и морские воды. Рассмотрим радиолокационные образы ряда динамических явлений.

Фронты. Фронт, определяемый как граница различных водных масс, является характерной и повсеместно наблюдаемой особенностью Мирового океана. Фронтальные области характеризуются повышенными горизонтальными градиентами температуры, солености, плотности и других характеристик (Федоров, 1983) и часто ассоциируются с более высокой биопродуктивностью. На рис. 1 показаны прибрежные фронты, выявленные на изображениях PCA ASAR, полученных в октябре 2011 г. Фронты проявляются в виде узких контрастных линий, длина которых может достигать нескольких сотен километров. Увеличение яркости фронтальных линий связано с резким изменением характеристик волнения в узких зонах, где наблюдаются сдвиги скорости течения и/или изменения температуры и солености в поверхностном слое воды.



Рис. 1. Прибрежные фронты на снимках Envisat ASAR, полученных 19 октября (*a*), 25 октября (б) и 31 октября (*в*) 2011 года

Термические фронты в южной части ЮКМ изучены по ИК-измерениям спектрорадиометра MODIS с пространственным разрешением 4,5 км со спутников Aqua и Terra в 2002–2017 гг. (*Wang et. al.*, 2020). Для анализа использовались безоблачные пиксели на расстояниях от берега больше 4,5 км. На усредненных за месяц картах в прибрежной зоне Вьетнама хорошо выделяется фронтальная зона, совпадающая с зоной повышенных градиентов ТПО.

PCA-зондирование южной части ЮКМ со спутников Envisat, Sentinel-1A, Sentinel-1B, ALOS-1 и ALOS-2 проводится нерегулярно, что с учетом небольшой по сравнению с MODIS шириной полосы обзора не позволяет исследовать сезон-

ную изменчивость фронтов по их проявлениям в поле волнения так же подробно, как по ИК-изображениям. Следует, однако, заметить, что независимость PCA-изображений от облачности и высокая (25–100 м) разрешающая способность служат основой для изучения фронтов независимо от погоды и на малых расстояниях от береговой кромки.

Апвеллинги. Термические фронты в прибрежной зоне часто связаны с апвеллингами. Апвеллинги наблюдаются у побережья Вьетнама и острова Хайнань. Из анализа полей ТПО по измерениям радиометра AVHRR и скорости ветра по данным скаттерометра со спутника ERS-2 следовало, что существует тесная линейная связь между интенсивностью апвеллинга и напряжением трения вдольбереговой составляющей ветра. Эта составляющая является главным фактором, который ответственен за подъём к поверхности холодной воды (*Kuo et al.*, 2000). Особенности формирования летнего апвеллинга у побережья Вьетнама и узкой полосы холодной воды, направленной по нормали к берегу рассмотрены в (*Xie et al.*, 2003). Надежным средством для индикации и зон апвеллинга, и термических фронтов являются PCA, применение которых расширяется с увеличением количества спутников с PCA на борту и доступностью получения изображений.

Речные плюмы. Спутниковые изображения РСА открыли новые возможности изучения процессов в прибрежной зоне и, в частности, в зоне смешения речных и морских вод – плюме. Граница плюма представляет собой фронт, разделяющий водные массы с различными физико-химическими и биологическими свойствами. Расположение и внешний вид этих фронтальных признаков определяется рельефом дна, речным стоком и условиями окружающей среды. По всей видимости, площадь речных плюмов может быть использована в качестве интегрального параметра, характеризующего объём стока пресной воды через отдельные русла дельты, зависящего от колебаний выпавших осадков на конкретном водосборе. Важной характеристикой при оценке стока служит детальная батиметрия дельты. Отметим, в связи с этим, что при интерферометрической обработке данных спутниковых РСА были получены новые оценки глубин в дельте Меконга, заметно отличающиеся от принятых (*Minderhoud*, 2019).

Плюм Меконга обнаруживается на изображениях, получаемых спутниковыми РСА, зондирующими Землю на частотах в С- и в L-диапазонах (рис. 2). Яркие сигнатуры на границах плюма на обоих изображениях позволяют сделать вывод о модуляции ветровых волн с сантиметровыми и дециметровыми длинами волн, которые ответственны за обратное рассеяние сигналов С- и L-диапазона соответственно.

При глубинах меньше 30–40 м и течениях со скоростью примерно 1 м/с и больше особенности топографии дна в виде песчаных баров, каньонов проявляются в поле шероховатости поверхности и в вариациях яркости изображений РСА. Массивный сток, особенно после наводнений, переносит в море большое количество осадков, значительная часть которых остается в пределах дельты и меняет топографию дна, которая отображается в поле шероховатости поверхности. Изменения положения и очертаний песчаных баров на дне были выявлены

148

Глава 2



Рис. 2. Шлейф реки Меконг на изображениях, полученных PCA PALSAR в L-диапазоне со спутника ALOS-1 18 ноября 2010 г. (а) и ASAR в С-диапазоне со спутника Envisat 3 января 2011 года (б)

при анализе разновременных изображений PCA, полученных со спутников ALOS (*Tanaka et al.*, 2016).

Вихревые образования. Важным элементом циркуляции вод в открытых районах морей и в прибрежных зонах являются мезомасштабные вихри. Наблюдения вихревых структур различного масштаба и формы по данным спутникового зондирования в видимом, ИК- и МВ-диапазонах рассмотрены в (Chen et al., 2011; Ivanov et al., 2002; Johannessen et al., 2006; Robinson, 2010). Вихри в Южно-Китайском море оказывают существенное влияние на динамические условия и играют важную роль в транспорте тепла, соли и других химических и биологических веществ. Их средние характеристики и пространственно-временная изменчивость были определены путем анализа альтиметрических измерений за 17 лет (Chen et al., 2011). Средний радиус вихрей оказался равным 132 км, а время жизни составило 8,8 недель и зависело от района образования вихрей. Обнаружение вихрей на спутниковых изображениях обладает определенными преимуществами по сравнению с трассовыми альтиметрическими наблюдениями. Индикация основана на отличии физических и/или биологических полей вихря от окружающего фона. Проявление вихрей на изображениях РСА обусловлено отличием характеристик волнения в области вихря, зависящих от взаимодействия ветровых волн с течением и от повышенной концентрации пленок поверхностно активных веществ или от окружающей вихрь области.

На рис. 3 представлены изображение PCA со спутника Envisat за 25 октября 2011 г. и увеличенный фрагмент изображения, показывающий детальную структуру холодного вихря 1 размером около 170 км. Появление кольцевых полос внутри вихря является результатом циклического движения поверхностных вод. Длина





Рис. 3. Изображение PCA ASAR со спутника Envisat, полученное 25 октября 2011 года (*a*) и увеличенный фрагмент с кольцевыми особенностями в холодном вихре (*б*): 1 – вихрь, 2 – прибрежные фронты, 3 – отпечатки дождевых ячеек

волны (расстояние между полосами) меняется от 700 до 1200 м. Гидрографические судовые измерения и измерения течений, выполненные в области вихря в начале сентября, и близкие по времени спутниковые альтиметрические наблюдения района позволили построить трехмерную структуру холодного вихря (Hu et al., 2011). Яркие точки в области вихря – суда. Цифры 2 и 3 отмечают линейные особенности, обусловленные прибрежными фронтами, а цепочки преимущественно круговой формы – дождевые ячейки (рис. 3, *a*).

В Южно-Китайском море наблюдаются многочисленные вихревые образования, детальному исследованию которых, в том числе и по спутниковым данным, посвящены многочисленные публикации (Chen et al., 2011; Li et al., 2017; Yue et al., 2018; Hu et al., 2020). В последние годы повышенное внимание уделяется мезомасштабным периодическим вихрям и перемещающимся (travelling) вихрям. Данные продукта STORM глобальной вихреразрешающей модели океана с шагом 0,1° за период 1950–2010 гг. позволили проследить за миграцией 28 антициклонических и 54 циклонических вихрей вдоль типичных траекторий от пролива Лусон вдоль континентального склона к побережью Вьетнама (*Zhang et al.*, 2019). В статье подчеркнуто, что данные моделирования согласуются с результатами, полученными при обработке спутниковых альтиметрических измерений уровня океана AVISO. Выявленные особенности мигрирующих вихрей могут быть использованы при анализе спутниковых оптических и радиолокационных изображений моря.

В работе (*Chu et al.*, 2020) рассмотрен другой тип вихрей, которые были названы периодическими. Они возникают почти каждый год в одно и то же время, имеют похожую структуру и перемещаются по близким траекториям. По данным контактных и спутниковых наблюдений в качестве примера в статье рассмотрен периодический антициклонический вихрь в западной части Южно-Китайского моря и определены процессы, ответственные за его генерацию и эволюцию. По-казано, что решающий вклад в генерацию вихря вносят азиатский муссон и цир-куляция в масштабах бассейна. Суммирование всех периодических вихревых последовательностей, найденных по данным AVISO с шагом 0,25° с 1993 по 2017 г., позволило определить среднее состояние мезомасштабного вихревого поля в море. Чтобы найти основные факторы, объясняющие генерацию и диссипацию мезомасштабных вихрей, была изучена совокупность полей ветра у поверхности с разрешением, поверхностных течений и ТПО, что может быть использовано при дальнейших исследованиях периодических вихрей.

Внутренние волны. Нелинейные внутренние волны (ВВ) наблюдаются во всех окраинных морях и прибрежных районах мира, где они играют ключевую роль во многих процессах, включая перенос питательных веществ, взвесей и др. Велико их влияние на распространение акустических сигналов. В Южно-Китайском море они наблюдаются как в северо-восточной части моря в виде цугов нелинейных волн с амплитудами, превышающими 100 м, так и в северо-западной части моря на его шельфе, где происходит трансформация волн повышения (elevation) в волны понижения (depletion).

Важнейшим инструментом для обнаружения и оценки параметров ВВ в Мировом океане, в том числе и в ЮКМ, стали спутниковые радиолокационные станции с синтезированной апертурой (*Jackson, 2004; Hu et al.,* 2020; *Liang et al.,* 2019; *Mitnik,* 2013). Внутренние волны (BB) выделяются на изображениях РСА по типичным хорошо выраженным сигнатурам, которые используются для определения вероятных районов их генерации и для оценки ряда параметров, таких как длины волн, скорость распространения и др. (*Jackson,* 2004; *Robinson,* 2010). Северо-западная часть ЮКМ также была идентифицирована, как горячая точка, где генерируются BB, распространяющиеся на запад до побережья Вьетнама (*Liang et al.,* 2019).

При исследовании жизненного цикла нелинейных BB на основе совместного анализа изображений PCA, полученных со спутников COSMO-SkyMed и TerraSAR-X в X-диапазоне (на $v = 9,8 \Gamma \Gamma \mu$) и со спутников GaoFen-3 и RADARSAT-2 в C-диапазоне ($v = 5,6 \Gamma \Gamma \mu$), была отмечена высокая концентрация BB у юго-восточного побережья острова Хайнань и у побережья Вьетнама (Liang et al., 2019).

Слики. На многих снимках Envisat ASAR были найдены субмезомасштабные вихри километрового размера и узкие полосы природных биогенных пленок. Биогенные пленки были видны при скорости ветра меньше 5 м/с. На окружающем фоне они выделялись по темному тону, так как пленки подавляли мелкомасштабное волнение на морской поверхности. Темные линии, полосы и пятна наблюдались также в районах интенсивного судоходства и рыбного промысла, и были вызваны утечкой нефти и продуктами переработки рыбы. Нефтяные пленки отмечались и при W> 5 м/с.

Атмосферные явления. Основные атмосферные факторы, которые затрудняют и препятствуют рыболовству и судоходству во вьетнамских водах и сельскохозяйственным работам во Вьетнаме – это штормовой ветер и осадки. С увеличением количества метеорологических и океанологических спутников, совершенствованием спутниковых сенсоров и алгоритмов обработки и анализа данных зондирования и скорости их передачи пользователям характеристики морских погодных систем могут быть получены практически в режиме реального времени. Наибольший экономический ущерб во Вьетнаме связан с тропическими циклонами (ТЦ) и вызываемыми наводнениями. В случаях с особо сильными и продолжительными наводнениями Вьетнам активирует хартию о катастрофах, как это было, например, сделано при прохождении тайфуна Damrey в ноябре 2017 г. В связи с этим особую актуальность представляет получение заблаговременной информации о ТЦ, перемещающихся над Южно-Китайским морем, об их размерах, содержании парообразной и капельной влаги и скорости приводного ветра.

Рассмотрим спутниковые наблюдения трёх тропических циклонов, суммированные на рис. 4. 29 сентября тайфун Nesat пересек северо-восточную часть острова Хайнань. 30 сентября интенсивность ТЦ снизилась до стадии сильного тропического шторма. Во второй половине дня в стадии тропического шторма циклон вышел на северный Вьетнам. Затем он переместился вглубь страны и 1 октября диссипировал, оставив на своем пути 3000 разрушенных домов и 11 затонувших лодок.

РСА-изображение ТЦ Nesat, полученное со спутника Envisat 30 сентября в 02:51 Гр., показано на рис. 4, а. Яркость изображения РСА растет со скоростью ветра. Хорошо различим центр циклона – темная круговая область 1 вблизи от побережья. В области 2 вокруг центра скорость ветра максимальна. Полосы переменной яркости в области 3 у побережья к югу от центра обусловлены орографией: скорость ветра над морем уменьшается за возвышенностями (ветровые тени) и возрастает за низменными участками. Темно-серая полоса у побережья (участок 4) свидетельствует о слабом ветре. Поле ветра, восстановленное из показаний скаттерометра ASCAT со спутника MetOp за 03:40 Гр. (рис. 4, δ), хорошо согласуется с изображением РСА. Пространственное разрешение данных скаттерометра (25×25 км) существенно хуже, чем у РСА. Поэтому пространственные вариации и градиенты ветра сглажены. Общим недостатком РСА и скаттерометров является рост погрешности оценки скорости ветра при W > 20-22 м/с при зондировании на одинаковой поляризации сигналов при излучении и приеме в режимах вертикальной и горизонтальной поляризации (ВВ и ГГ), что обусловлено эффектом насыщения: производная сигнала (УЭПР) по скорости ветра с ростом W уменьшается. При зондировании на перекрестной поляризации (режимы ВГ и ГВ) возможна оценка скорости до W = 40–50 м (*Mouche et al.*, 2019; *Shao et al.*, 2018).

Скорость ветра может быть получена и при пассивных MB-измерениях из космоса. MB-радиометры принимают восходящее излучение Земли, характеризуемое яркостными температурами $T_{g}^{B,r}(v_{i})$ на частотах каналов v_{i} . По измеренным $T_{g}^{B,r}(v_{i})$ с использованием разработанных алгоритмов восстанавливаются темпера-



Рис. 4. Микроволновое активное и пассивное зондирование тропических циклонов у побережья Вьетнама: а и δ – циклон Nisat 30 сентября 2011 года. Изображение PCA со спутника Envisat ASAR в 02:51 Гр. (*a*) и поле ветра по данным скаттерометра ASCAT со спутника MetOp в 03:40 Гр. (δ); поля приводного ветра (ϵ), (e), (u) и (m), водозапаса облаков (∂), (3), (n) и (o) и паросодержания атмосферы (c), (κ), и (n) в циклоне Doksuri по данным AMSR2 со спутника GCOM-W1 в 18:25 Гр. 13 сентября (e-d) и по данным GMI со спутника GPM в 02:55 Гр. 14 сентября (e-d) и в циклоне Nakri по данным AMSR2 со спутника GCOM-W1 в 05:55 Гр. (m-n) и в 17:40 Гр. (m-o) 10 ноября 2019 года

тура поверхности океана (ТПО), скорость приводного ветра W, паросодержание атмосферы V, водозапас облаков Q, интенсивность осадков и другие параметры (Митник и др., 2007; Митник, Митник, 2013; Gentemann et al., 2010; Katsaros et al, 2014; Mitnik, Mitnik, 2003, 2010; Mitnik et al., 2009).

На рис. 4, *в-о* приведены поля W, Q и V, рассчитанные по данным радиометров AMSR2 и GMI в тропических циклонах Doksuri и Nakri при их выходе на Вьетнам.

Тропический циклон Doksuri (10–16 сентября 2017 г.) перемещался в западном направлении между 14 и 19° с. ш. 10–13 сентября давление в центре медленно снижалось от 1003 до 995 гПа. Со второй половины дня падение давления резко ускорилось: менее чем за сутки оно упало до 955 гПа. 15 сентября в стадии сильного тропического шторма циклон вышел на сушу. Максимальная скорость ветра составила 175 миль/ч. По совокупности показателей Doksuri оказался самым сильным штормом за десятилетие 2007–2017. Общий ущерб от тайфуна достиг 747 млн долларов США. Микроволновые измерения (рис. 4, *в–г*) показывают хорошо организованную спиральную структуру циклона с отчетливо выделяющимся глазом. Высокие значения содержания жидкой воды в облаках и осадках и паросодержания атмосферы 13–14 сентября препятствуют оценке скорости приводного ветра, но одновременно служат индикатором проливных дождей в момент спутниковых измерений и в дальнейшем.

Тропический циклон Nakri (4–11 ноября 2019 г.) также перемещался на запад примерно между 13 и 16° с. ш. Минимальное давление в центре составило 975 гПа, а максимальная скорость ветра (при 10-минутном усреднении) – 120 км/ч. Из первоначального прогноза следовало, что циклон выйдет на побережье Вьетнама на стадии тропического шторма. Однако 7 ноября Nakri неожиданно углубился и перешел в стадию тайфуна категории 1. Nakri начал ослабевать 9 ноября. Рис. 4, *и–о* показывают приближение центра циклона к Вьетнаму. По измерениям AMSR2 в 05:55 Гр. в полях водозапаса облаков и паросодержания атмосферы (рис. 4, *к*, *л*) хорошо видны спиральные дождевые полосы. Широкая полоса очень влажного воздуха охватывает центральную область циклона. В середине полосы располагалась облачность с осадками. Глаз тайфуна (круглое пятно у берега) обнаруживается по яркостному контрасту во всех трех полях (рис. 4, *и–л*). Через 12 ч циклон продолжал перемещаться над сушей, что сопровождалось интенсивными осадками. Поток влажного воздуха с запада по-прежнему поступает в центральную область. Водозапас облаков в спиральных полосах над морем снизился.

Заключение

Данные MB активного и пассивного зондирования Земли обеспечивают получение ежедневной глобальной количественной информации о явлениях и процессах в океане и атмосфере. Эксперименты и результаты моделирования показали, что чувствительность к вариациям параметров системы «подстилающая поверхность – атмосфера» зависит от частоты и поляризации принимаемого собственного излучения среды. Рассеянное поверхностью и частицами в атмосфере излучение спутникового передатчика также зависит от частоты и поляризации. С частотой заметно меняется ослабление в атмосфере и такие важные характеристики, как пространственное разрешение и ширина полосы обзора спутниковых сенсоров.

Потенциал радиофизических приборов дистанционного зондирования существенно возрастает при их совместном использовании для изучения различных явлений и процессов в океане и атмосфере, что следует из рассмотрения опубликованных статей и анализа спутниковых активных и пассивных MB-измерений, находящихся в открытом доступе. Привлечение к анализу измерений в ИК и видимом диапазоне длин волн ещё больше повышает потенциал совместного анализа, что обусловлено различиями в механизмах формирования яркостных контрастов, зависимостью от длины волны затухания атмосферы, коэффициентов излучения поверхности и технических характеристик спутниковых сенсоров.

Экспериментальные данные следует сравнивать с результатами моделирования переноса радиации в различных средах, которые также служат основой для разработки алгоритмов восстановления геофизических параметров (*Gentemann et al.*, 2010; *Mitnik, Mitnik*, 2003, 2010; *Mitnik et al.*, 2009; *Mouche et al.*, 2019; *Shao et al.*, 2018). Этот подход был использован для изучения океанических и атмосферных явлений во вьетнамских водах, включая тайфуны. Ветер, волны и сильные дожди, сопровождающие тропические циклоны, влияют на прибрежную гидро- и морфодинамику и, пожалуй, являются наиболее важным фактором, формирующим эволюцию прибрежной зоны во Вьетнаме, особенно вблизи устьев и дельт крупных рек (*Minderhoud et al.*, 2019; *Ostrowsky et al.*, 2009; *Tanaka et al.*, 2016; *Yue et al.*, 2018).

Продолжение временных рядов данных с использованием, в частности, американских спутников Suomi NPP и NOAA-20, японских спутников GCOM-C и ALOS-2, европейских спутников Sentinal-1A, Sentinel-1B и Sentinel-2, индийских спутников Megha-Tropiques и RISAT-1 и др. позволит проследить эволюцию океанических и атмосферных процессов и обнаружить их кратковременные, сезонные и межгодовые изменения.

Важнейшим практическим приложением данных спутникового дистанционного зондирования является круглогодичное заблаговременное получение количественных сведений о скорости ветра и интенсивности осадков, необходимых для обеспечения безопасности рыболовецких и транспортных операций, платформ для разведки и добычи нефти и газа, для уменьшение ущерба от стихийных бедствий, связанных с тайфунами и наводнениями (*Liu et al.*, 2016; *Nguyen Quoc Dinh*, *Nguyen Quoc Phi*, 2019).

Благодарности. Автор благодарит Европейское космическое агентство за предоставление PCA-изображений со спутников Envisat и Sentinel-1A/-1B, Японское аэрокосмическое исследовательское агентство за предоставление изображений PCA со спутников ALOS-1 и ALOS-2 и данных AMSR2, NOAA – за данные GMI, а также сотрудников ТОИ ДВО РАН *Митник М.Л.* и *Баранюк А.В.* за сбор и обработку спутниковых микроволновых радиометрических измерений.

ЛИТЕРАТУРА

Акуличев В.А. Пульсации кавитационных полостей // Мощные ультразвуковые поля / под ред. Л.Д. Розенберга М.: Наука, 1968. С. 129–166.

Акуличев В.А., Алексеев В.Н., Буланов В.А. Периодические фазовые превращения в жидкостях. М.: Наука, 1986. 280 с.

Акуличев В.А., Буланов В.А. О взаимосвязи кавитационной прочности, нелинейного параметра и концентрации пузырьков в жидкости // Докл. Академии наук. 1999. Т. 368, № 2, С. 194–197.

Акуличев В.А., Буланов В.А., Кленин С.А. Акустическое зондирование газовых пузырьков в морской среде // Акуст. журн. 1986. Т. 32, № 3. С. 289–295.

Акуличев В.А., Буланов В.А. Исследования неоднородностей морской среды методами акустического зондирования // Дальневосточные моря России: в 4 кн./ гл. ред. акад. В.А. Акуличев. Кн.4. Физические методы исследования / отв. ред. Г.И. Долгих. М.: Наука, 2007. С. 129–231.

Акуличев В.А., Буланов В.А., Корсков И.В., Попов П.Н. Акустическое зондирование верхнего слоя морской воды в различных районах океана // Подводные исследования и робототехника. 2006. № 2. С. 59–71.

Акуличев В.А., Буланов В.А. О спектре пузырьков газа и возможностях акустической спектроскопии в приповерхностном слое океана // Докл. Академии наук. 2012. Т. 446, № 2. С. 212–215.

Акуличев В.А., Буланов В. А., Стороженко А.В. Оценка распределения планктона в океане методом акустического зондирования // Докл. Академии наук. 2011. Т. 438, №2. С. 267–270.

Акуличев В.А., Буланов В. А., Стороженко А.В. Акустические исследования зоопланктона в Японском море и восточной Арктике // Докл. Академии наук. 2016. Т. 470, № 2. С. 219–222.

Акуличев В.А., Буланов В.А. Акустические исследования мелкомасштабных неоднородностей в морской среде. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 414 с. ISBN 978-5-9909943-8-6, https://www.poi. dvo.ru/node/470

Акуличев В.А., Буланов В.А. Акустическая нелинейность, поглощение и рассеяние звука в морской воде, насыщенной пузырьками // Докл. Академии наук. 2018. Т. 479, № 2. С. 195–199.

Андреева И.Б. Рассеяние звука в океанических звукорассеивающих слоях // Акустика океана / под ред. Л.М. Бреховских. М.: Наука, 1974. С. 491–558.

Андреева И.Б., Тарасов Л.Л. Рассеяние акустических волн мелкими ракообразными // Акуст. журн. 2000. Т. 49, № 2. С. 156–160.

Андреева И.Б., Галыбин Н.Н., Тарасов Л.Л., Толкачев В.Я. Акустическая интенсивность звукорассеивающих слоев центральной Атлантики // Акуст. журн. 2000. Т. 46, № 1. С. 21–27.

Андреева И.Б., Самоволькин В.Г. Рассеяние акустических волн на морских организмах. М.: Агропромиздат, 1986. 104 с.

Андреева И.Б. Звукорассеивающие слои – акустические неоднородности толщи вод океана // Акуст. журн. 1999. Т. 45, № 4. С. 437–444.

Атлас поверхностных течений Австрало-Азиатских морей. Л.: Изд-во Гидрограф. управления Министерства Обороны СССР, 1968.

Атлас теплового баланса. Севастополь: Изд-во МГИ АН УССР, 1970. 31 с.

Атмосфера: справ. издание. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 509 с.

Богданов К. Т. Происхождение глубинных и придонных вод Южно-Китайского моря // ДАН СССР. 1985. Т. 281, № 6. С. 1440 – 1441.

Богданов К.Т., Мороз В.В. Термохалинная структура и циркуляция вод Южно-Китайского моря // Океанология. 1994. Т. 34, № 6. С. 811–816.

Бреховских Л.М., Лысанов Ю.П. Теоретические основы акустики океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 264 с.

Буланов В.А. Акустическая спектроскопия при нестационарном когерентном рассеянии фазоманипулированных импульсов // Письма в ЖТФ. 1996. Т. 22, вып. 19. С. 84–88.

Буланов В.А. Введение в акустическую спектроскопию микронеоднородных жидкостей. Владивосток: Дальнаука, 2001. 280 с.

Буланов В.А. Рассеяние высокочастотных импульсов на резонансных включениях и возможности нестационарной акустической спектроскопии // Письма в ЖТФ. 1995. Т. 21, № 15, С. 67–71.

Буланов В.А., Корсков И.В. Система многочастотного акустического зондирования с временным разделением частот // Приборы и техника эксперимента. 2009. № 3. С. 120–122.

Буланов В.А., Корсков И.В., Попов П.Н., Стороженко А.В. Исследования рассеяния и затухания звука, акустической нелинейности морской воды в приповерхностном слое моря // Подводные исследования и робототехника. 2016. № 2 (22). С. 56–66.

Буланов В.А., Корсков И.В., Попов П.Н. Измерения нелинейного акустического параметра морской воды с применением устройства, использующего отраженные импульсы // Приборы и техника эксперимента. 2017. № 3. С. 114–118.

Буров Б.А., Кожин Ю.Н., Рутенко А.Н., Овсиенко С.Н., Шадрин Ю.Н., Щербатенко Л.Т. Электромагнитное поле поверхностных волн, разрушающихся на мелководье // Геомагнетизм и аэрономия. 1985. Т. 25, № 4. С. 644–649.

Васильев А.С. Адаптивно-обучающаяся система прогнозирования классов природных процессов. Ч.1. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 136 с.

Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 359 с.

Власова Г.А., Буй Хонг Лонг, Таранова С.Н., Нгуен Ба Суан, Беляев В.А., Юрасов Г.И., Ле Динь Мау. Состояние изученности Южно-Китайского моря: препринт / ТОИ ДВО РАН. Владивосток, 2010. 57 с.

Власова Г.А., Полякова А.М., Деменок М.Н. Влияние изменчивости циркуляции поверхностных вод Южно-Китайского моря на Азиатско-Тихоокеанский регион в зимний период // Вестн. ДВО РАН. 2011. № 3. С. 104–111.

Власова Г.А., Нгуен Ба Суан, Буй Хонг Лонг. Влияние синоптических процессов на динамику Вьетнамского течения (Южно-Китайское море) весной 1999 г. // Метеорология и гидрология. 2013. № 4. С. 36–46.

Власова Г.А., Нгуен Ба Суан, Деменок М.Н. Циркуляция вод Южно-Китайского моря в зоне Вьетнамского течения в условиях южного тропического циклона весной 1999 г.: результаты численного моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016а. Т. 9, № 4. С. 25–34.

Власова Г.А., Деменок М.Н., Нгуен Ба Суан, Буй Хонг Лонг. Роль атмосферной циркуляции в пространственно-временной изменчивости структуры течений в западной части Южно-Китайского моря // Изв. РАН. ФАО. 2016б. Т. 52, № 3. С. 361–372.

Власова Г.А., Нгуен Ба Суан, Деменок М.Н. Циркуляция вод в зоне Вьетнамского течения в условиях малоградиентного барического поля (Южно-Китайское море) // Уч. зап. РГГМУ. 2018. № 52. С. 49–60.

Гидрология Тихого океана. М.: Наука, 1968. Т. 2. 524 с.

Данг К.М. Океанологические условия Южно-Китайского моря // Морской сборник. 1974. № 4. С. 91–93.

Добрышман Е.М. Динамика экваториальной атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 288 с.

Ильичев В.И., Кожин Ю.Н., Меджитов Р.Д., Рутенко А.Н. Исследование электрического поля внутренних волн на ходу судна // ДАН СССР. 1983. Т. 270, № 2. С. 436–439.

Исимару И. Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах. М.: Мир, 1981. Т. 1, 2.

Исследования течений Южно-Китайского моря: Отчет о НИР / ДВНИГМИ. Владивосток. 1985. 135 с. № Гос. рег. 01860034772.

Казаков А.В., Меджитов Р.Д., Резников Б.И., Рутенко А.Н. Результаты измерений вариаций электрического поля, индуцируемого волновым движением морской воды в тропической зоне // Электромагнитные исследования в океане. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 48–54.

Клей К.С., Медвин Г. Акустическая океанография: пер. с англ. М.: Мир, 1980. 582 с.

Коняев К.В., Рутенко А.Н., Серебряный А.Н. О магнитном поле, индуцируемом внутренними волнами в прибрежной зоне // Проблемы исследований электромагнитных полей на акваториях. М.: ИЗМИРАН, 1983. С. 115–122.

Кузин В.С. Зарождение, перемещение, эволюция тайфунов и их прогнозирование синоптикостатистическими методами: дис. ... канд. геогр. наук / ДВГУ. Владивосток, 1999. 123 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Гидродинамика. М.: Наука, 1986. 736 с.

Ле Ф.Ч. Гидрологические условия южного континентального шельфа Вьетнама: дис. ... канд. геогр. наук. Л.: ЛГМИ, 1987. 280 с.

Меджитов Р.Д. Использование 3-компонентного буксируемого электрополемера для определения параметров волн // Электромагнитные исследования в океане. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 33–38.

Митник Л.М., Митник М.Л., Дубина В.А. Дистанционное радиофизическое зондирование системы океан-атмосфера // Дальневосточные моря России: в 4 кн. / гл. ред. В.А. Акуличев. Кн. 4: Физические методы исследования. М.: Наука, 2007. С. 449–537.

Митник Л.М., Митник М.Л. Мультисенсорный спутниковый мониторинг явлений и процессов в океане и атмосфере // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. / гл. ред. В.А. Акуличев. Владивосток: Дальнаука, 2013. Кн. 1. С. 208– 230.

Наугольных К.А., Островский Л.А. Нелинейные волновые процессы в акустике. М.: Наука, 1990. 237 с.

Нгуен Т.З. Циркуляция вод Южно-Китайского моря в зимний и летний сезоны: дис. ... канд. геогр. наук / Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1990. 177 с.

Нгуен Т.З., Ле Ф.Ч. Результаты исследования течений на южном шельфе Вьетнама // Тезисы докл. II Тихоокеанского симпоз. по морским наукам. Находка, 1988. С. 134–135.

Нгуен Ч.К. Возможные последствия изменения климата Вьетнама // VII Всерос. науч.-практ. конф. «Научная инициатива иностранных студентов и аспирантов российских вузов». Томск: Томский политехнический университет, 2014. С. 257–261.

Новиков Б.К., Руденко О.В., Тимошенко В.И. Нелинейная гидроакустика. Л.: Судостроение, 1981. 264 с.

Океанографическая энциклопедия. Л.: ГМИ, 1974. 731 с.

Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Дрога А.Н., Шевцов Б.М. Поля молниевых разрядов в тайфунах // Исследование Земли из космоса. 2017, № 4. С. 59–67.

Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Шевцов Б.М., Чернева Н.В., Holzworth R.H. Грозовая активность и структура тропических циклонов // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28, № 7. С. 638–643.

Полякова А.М., Власова Г.А., Васильев А.С. Влияние атмосферы на подстилающую поверхность и гидродинамические процессы Берингова моря. Владивосток: Дальнаука, 2002. 203 с.

Полякова А.М. Типизация атмосферных процессов над Южно-Китайским морем // Метеорология и гидрология. 2011. № 5. С. 17–24.

Рамедж К. Метеорология муссонов. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 335 с.

Риль Г. Тропическая метеорология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 366 с.

Ростов И.Д., Мороз В.В., Богданов К.Т., Пан А.А., Ростов В.И., Рудых Н.И., Дмитриева Е.В., Лучин В.А. Атлас по океанографии Южно-Китайского моря / ТОИ ДВО РАН. CD-ROM. 2007 (Т. 9, версия 1): – http: pacificinfo.ru/data/cdrom/9/.

Ростов И. Д., Мороз В.В., Рудых Н. И., Ростов В. И. Электронный атлас по океанографии Южно-Китайского моря // Океанология. 2009. Т. 49, № 6. С. 942–946.

Руденко О.В., Солуян С.И. Теоретические основы нелинейной акустики. М.: Наука, 1975

Рутенко А.Н. О трансформации компонент магнитного поля поверхностных волн на наклонном дне // Проблемы исследований электромагнитных полей на акваториях. М.: ИЗМИРАН, 1983. С. 126–132.

Рытов С.М., Кравцов Ю.А., Татарский В.И. Введение в статистическую радиофизику. Ч. 2. М.: Наука, 1978. 464 с.

Сандлер Б. М., Селивановский Д. А., Стунжас П. А., Крупаткина Д. К. Газовые пузырьки и морской фитопланктон. Ультразвуковые реверберационные измерения // Океанология. 1992. Т. 32, № 1. С. 92–100.

Селивановский Д.А., Диденкулов И.Н., Муякшин С.И., Стунжас П.А. Акустические свойства планктона // Динамика сплошной среды. 2001. Вып. 117. С. 35–42.

Семенов В.Ю. Влияние проводящего дна на электромагнитное поле, индуцированное морскими волнами // Морские электромагнитные поля. М.: ИЗМИРАН, 1976. С. 3–12.

Сирипонг А. Динамика термической структуры верхнего слоя и поверхностная циркуляция Южно-Китайского моря // Комплексный глобальный мониторинг Мирового океана: Тр. I Междунар. Симпоз. Таллин, 2–10 октября 1983. Т. З. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. С. 150–178.

Суховей В.Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 233 с.

Тараканов Г.Г. Тропическая метеорология. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 220 с.

Фельзенбаум А.И. Динамика морских течений // Итоги науки. Гидромеханика. М.: ВИНИТИ, 1970. С. 97–338.

Фёдоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 296 с.

Фонарев Г.А., Семенов В.Ю. Об измерении электрического поля, индуцированного морским волнением // Морские электромагнитные исследования. М.: ИЗМИРАН, 1975. С. 46–51.

Фридланд В.М. Природа Северного Вьетнама. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 175 с.

Цейтлин В.Б. Размерное распределение пелагических организмов в тропических районах океана // Океанология. 1981. Т. 21, № 1. С. 125–131.

Шапиро Н.Б. Аналитическое исследование связей между ветром и течением в экваториальной зоне океана //ДАН СССР. 1965. Т. 164 (2). С. 319–322.

Akulichev V.A., Bulanov V.A. The study of sound backscattering from microinhomogeneities in sea water // Progress in underwater acoustics / Ed. by H. Merklinger. N.-Y.: Plenum Press, 1987. P. 85–92.

Akulichev V.A., Bulanov V.A., Korskov I.V., Popov P.N. Acoustic Sounding of Upper Sea Water Layer at Different Areas of the World Ocean // Proceed of the 18th Int. Congr. on Acoustics. Kyoto, Japan, 2004.

P. 2415–2422.

Akulichev V.A., Bulanov V.A. Measurements of bubbles in sea water by nonstationary sound scattering // J. Acoust. Soc. Am. 2011. V. 130, N 5. P. 3438–3449.

Bingxian G. The South China Sea Warm Current on against wind current off Guangdong province in winter // Ocean. Limn. Sinica. 1978. V. 9, N 2. P. 117–127.

Bulanov V.A. Acoustical nonlinearity of microinhomogeneous liquids // Advances in nonlinear acoustics / Ed. H. Hobaek. Singapore: World Scientific, 1993. P. 674–679.

Chapman R., O. Bluy. R. Adlington, A. Robinson. Deep Scattering Layer Spectra in the Atlantic and Pacific Oceans and Adjacent Seas // J. Acoust. Soc. Am. 1974, V. 56, N 6. P. 1722–1734.

Chen G., Hou Y., Chu X. Mesoscale eddies in the South China Sea: Mean properties, spatiotemporal variability, and impact on thermohaline structure // J. Geophys. Res. 2011. V. 116, C06018. 19 p.

Chu X., Chen G., Qi Y. Periodic mesoscale eddies in the South China Sea // J. Geophys. Res. 2020. V. 125. 15 p. e2019JCO15139.

DanLing Tang, Hiroshi Kawamura, Tran Van Dien, MingAn Lee. Offshore phytoplankton biomass increase and its oceanographic causes in the South China Sea // Marine ecology progress series. 2004. V. 268. P. 31–41.

Dippner J., Long B.H., Vinh N.K., Pohlman T. The Vietnamese upwelling in the light of climate variability // Proc. Nat. Sci. Conf. "Bien Dong-2007", Nha Trang, 12–14.09.2007. Vietnam. Hanoi: Publishing House for Sci. and Tech., 2008. P. 15–42.

Dippner J.W. Loick-Wilde N. (2011) A redefinition of water masses in the Vietnamese upwelling area // Journal of Marine Systems: V. 84, P. 42–47.

Fang W., Guo Z., Huang Y.I. Observational study of the circulation in the southern South China Sea // Chinese Science Bulletin. 1998. V. 43, N 11. P. 898–905.

Farmer D., Vagle S. Waveguide propagation of ambient sound in the ocean surface bubble layer // J. Acoust. Soc. Am. 1989. V. 86, N 5. P. 1897–1908.

Farmer D.M., Deane G.B., Vagle S. The influence of bubble clouds on acoustic propagation in the surf zone // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 2001. V. 26, N 1. P. 113–124.

Farmer D., Vagle S. Wave Induced Bubble Clouds in the Upper Ocean // Journ. Geophys. Res. 2010. V. 115. P. C12054.

Filloux J.H. Techniques and instrumentation for study of natural electromagnetic induction at sea // Phys. Earth and Planet. Inter. 1973. V.7. P. 323–338.

Gentemann C.I., Wentz F.J., Brewer M., Hilborn K., Smith D. Passive microwave remote sensing of the Ocean: An overview // Ocean from Space. Revisited / Eds. B. Vittorio, J.F.R. Gower, L. Alberotanza. Springer, 2010. P. 13–33.

Gorska N., Chu D. Some aspects of sound extinction by zooplankton // J. Acoust. Soc Am. 2001. V. 110, N 5. P. 2315–2325.

Guan B. South China Sea warm current // Chin. J. Oceanol. Limnol. 1978. V. 9, N 2. P. 118–126.

Huang F., Yang Y., Huang J. Moosoon-ocean coupled modes in the South China sea and their linkage with the eastern Indian ocean – western Pacific warm pool // J. Ocean Univ. China. 2008. V. 7, N 1. P. 35–42.

Hu J., Kawamura H., Hong H., Qi Y. A review on the currents in the South China Sea: seasonal circulation, South China Sea Warm current and Kuroshio intrusion // J. Oceanogr. 2000. V. 56, N 6. P. 607–624.

Hu J., Gan J., Sun Z., Zhu J., Dai M. Observed three-dimensional structure of a cold eddy in the southwestern South China Sea // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. C05016.

Hu J., Ho C.-R., Xie L., Zheng Q. (editors). Regional Oceanography of the South China Sea. World Scientific Publishing, 2020. 450 p.

Hu J., Wang X.H. Progress on upwelling studies in the China seas // Rev. Geophys. 2016. V. 54. P. 653–673. DOI: 10.1002/2015RG000505.

Hutchins M.L., Holzworth R.H., Rodgers C.J., Heckman S., Brundell J.B. WWLLN Absolute Detection Efficiencies and the Global Lightning Source Function // EGU General Assembly. Vienna, Austria, 2012. P. 12917.

Hwang C., Chen S. Circulation and eddies over the South China Sea derived from TOPEX/Poseidon altimetry // J. Geophys. Res. 2000. V. 105 (C10). P. 23943–23965.

Jackson C. R. An Atlas of Internal Solitary-Like Waves and Their Properties. 2nd ed. Alexandria: Global Ocean Association, 2004. 560 p.

Johannessen J.A., Pettersson L.H., Eldevik T., Durand D., Evensen G., Winther N., Breivik O. Coastal physical and biochemical processes // Remote Sensing of the Marine Environment / Ed. J.F.R. Bethesda, Maryland: Gower. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 2006. P. 179–196.

Imaoka K., Kachi M., Fujii H. et al. Global Change Observation Mission (GCOM) for monitoring carbon, water cycles, and climate change // Proc. IEEE 2010. V. 98. P. 717–734.

Ivanov A. Yu., Ginzburg A.I. Oceanic eddies in synthetic aperture radar images // Proc. Indian Academy of Sciences (Earth Planetary Sciences). 2002. V. 111(3). P. 281–295.

Katsaros K.B., Mitnik L.M., Black P.G. Microwave instruments for observing tropical cyclones // Typhoon Impacts and Crisis Management / Eds: Dan Ling Tang, Guang Jun Sui. Heidelberg: Springer, 2014. P. 5–61.

Kristensen A., Dalen J. Acoustic estimation of size distribution and abundance of zooplankton // J. Acoust. Soc. Am. 1986. V. 80, N 2. P. 601–613.

Kuo N.-J., Zheng Q., Ho C.-R. Satellite observation of upwelling along the western coast of the South-China Sea // Remote Sensing of Environment. 2000. V. 74, Is. 3. P. 463–470.

Liang J., Li X.-M., Sha J., Jia T., Ren Y. The lifecycle of nonlinear internal waves in the Northwestern South China Sea // J. Phys. Oceanogr. 2019. V. 49, N 8. P. 2133–2145.

Li R.F., Guo D.J., Zeng Q.C. Numerical simulation of interrelation between the Kuroshio and the current of the northern South China Sea // Prog. Natural Sci. 1996. V. 6. P. 325–332.

Li L., Xu J., Jing C., Wu R., Guo X. Annual variation of sea surface height, dynamic topography and circulation in the South China Sea // Science in China (Series D). 2003. V. 46, N 2.

Li J., Wang G., Zhai X. Observed cold filaments associated with mesoscale eddies in the South China Sea // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. V. 122. DOI: 10.1002/2016JC01235.

Liao G., Yuan Y., Xu X. Diagnostic calculation of the circulation in the South China Sea during summer 1998 // J. Oceanogr. 2007. V. 63, N 2. P. 161–178.

Liu Q., Kaneko A., Su J. Recent progress in studies of the South China Sea circulation // J. Oceanogr. 2008. V. 64. P. 753–762.

Liu Y., Sun C., Sun J. et al. Satellite data lift the veil on offshore platforms in the South China Sea // Sci. Report. 2016. Vol. 6. 9 p.

Lobanov V., Nguyen Ba Xuan, Sergeev A., Nguyen Kim Vinh, Nguyen Van Tuan, Gorin I., Pham Xuan Duong, Pham Sy Hoan, Shcherbinin P., Voronin A. Water mass structure and dynamics over the Southern Vietnam shelf in summer 2010 // International cooperation on investigation and research of marine natural resource and environment. Hanoi, Vietnam, 15–17 September. Hanoi, Vietnam, 2011. P. 183–191.

Long Bui Hong. Study on the structure, variation and ecology-environmental effects of Vietnamese upwelling area. Final report of the joint project between Vietnam–Germany, Phase I: 2003–2006. Nhatrang, 2006. 223 p.

Longuett-Higgins M., Stern M., Stomel H. The electrical field induced by ocean currents and waves with applications to the method of towed electrodes // Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol. 1954. V. 13, N 1. P. 1–37.

Macaulay M.C. A generalized target strength model for euphausiids, with applications to other zooplankton // J. Acoust. Soc. Am. 1994. V. 95, N 9. P. 2452–2467.

Medwin H. Counting bubbles acoustically: a review // Ultrasonics. 1977. V. 15, N 1. P. 7-14.

Minderhoud P.S.J., Coumou L., Erkens G. et al. Mekong delta much lower than previously assumed in sea-level rise impact assessments // Nat. Commun. 2019. V. 10, N 3847.

Minnaert M. On musical air-bubbles and sounds of running water // Phylos. Mag. 1933. V. 16, N 17. P. 235–243.

Mitnik L.M. Dynamic oceanic and atmospheric phenomena in the Vietnamese waters viewed by satellite microwave radiometers and SARs // Proc. Intern. Conf. on "Bien Dong 2012". 90 Years of Marine Science in Vietnamese and Adjacent Waters. September 12–14, 2012. Nha Trang: Institute of Oceanography, 2012. V. 2. P. 63–72.

Mitnik L.M., Dubina V.A. Interpretation of SAR signatures of the sea surface: A multi-sensor approach // Ocean from Space. Revisited / Eds: B. Vittorio, J.F.R. Gower, L. Alberotanza. Heidelberg: Springer, 2010. P. 113–130.

Mitnik L.M., Mitnik M.L. Retrieval of atmospheric and ocean surface parameters from ADEOS-II AMSR data: comparison of errors of global and regional algorithms // Radio Science. 2003. V. 38(40), N 8065. 10 p.

Mitnik L.M., Mitnik M.L., Zabolotskikh E.V. Microwave sensing of the atmosphere-ocean system with ADEOS-II AMSR and Aqua AMSR-E // J. Remote Sens. Soc. Japan. 2009. V. 29, N 1. P. 156–165.

Mitnik L.M., Mitnik M.L. AMSR-E advanced wind speed retrieval algorithm and its application to marine weather systems // Proc. 2010 IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium. Hawaii, 2010. P. 3224–3227.

Morimoto A., Yoshimoto K., Yanagi T. Characteristics of sea surface circulation and eddy fields in the South China Sea revealed by satellite altimetric data // J. Oceanogr. 2000. V. 56, N 3. P. 331–344.

Mouche A., Chapron B., Knaff J., Zhao Y., Zhang B., Combot C. Copolarized and cross-polarized SAR measurements for high-resolution description of major hurricane wind structures: Application to Irma category 5 hurricane // Journ. of Geophys. Research: Oceans. 2019. V. 124. P. 3905–3922.

National Geophysical Data Center. 5-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO5). National Geophysical Data Center, NOAA, 1993. DOI: 10.7289/V5D798BF (access date).

Nguyen Quoc Dinh, Nguyen Quoc Phi. Use case based on Sentinel Asia's SOP in Vietnam // 7th Joint Project Team Meeting of Sentinel Asia STEP3 (JPTM2019). Bangkok, Thailand, 2019, 43 p.

NOAA. ENSO: Recent Evolution, Current Status and Predictions. Update prepared by: Climate Prediction Center / NCEP 6 July 2020. – https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_ monitoring/ lanina/enso evolution-status-fcsts-web.pdf.

Orlowsky A. Hydroacoustic Characteristics of Scattering Layers in the Northeastern Atlantic Ocean. // J. Acoust. Soc Am. 1990. V. 88, N. 1. P. 298–309.

Ostrowsky R., Pruszak Z., Rózynski G., Szmytkiewicz M., Pham Van Ninh, Do Ngoc Quynh, Nguyen Thi Viet Lien. Coastal processes at selected shore segments of South Baltic Sea and Gulf of Tonkin (South China Sea) // Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics. 2009. V. 56, N 1/2. P. 3–28.

Peiper R.E. Euphausiid distribution and biomass determined acoustically at 102 kHz // Deep-Sea Res. 1979. V. 26. P. 687–702.

Permyakov M., Kleshcheva T., Potalova E., Holzworth R.H. Characteristics of typhoon eye walls according to World Wide Lightning Location Network data // Monthly Weather Review. 2019. V. 147, N 11. P. 4027–4043.

Pohlman T. A three dimensional circulation model of the South China Sea // Three dimensional models of marine and estuarine dynamics. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 1987. P. 245–268.

Pohlman T., Long B.H., Hein H., Vinh N.K., Dippner J. Investigation of the upwelling in the South Vietnam in the frame of the joint German-Vietnamese cooperation project // Proc. Nat. Sci. Conf. "Bien Dong-2007", Nha Trang, 12–14.09.2007. Hanoi: Publishing House for Sci. and Tech., 2008. P. 601–614.

Qu T. Role of ocean dynamics in determining the mean seasonal cycle of the South China Sea surface temperature // J. Geophys. Res. 2001. V. 106 (C4). P. 6943–6955.

Qu T. Upper-layer circulation in the South China Sea // J. Phys. Oceanogr. 2000. V. 30. P. 1450–1460. *Report of the Nation-Wide Comprehensive Oceanographic Survey*. Beijing Office of the Nation-Wide Comprehensive Oceanographic Survey, 1964. V. 3. 109 p.

Robinson I.S. Discovering the Ocean from Space: The Unique Applications of Satellite Oceanography. Berlin, Germany: Springer Praxis Publishing, 2010. 638 p.

Rodger C.J., Werner S., Brundell J.B., Lay E.H., Thomson N.R., Holzworth R.H., Dowden R.L.

Detection efficiency of the VLF World Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study // Ann. Geophys. 2006. V. 24, N 12. P. 3197–3214.

Schlitzer; R. Ocean Data View. - https://odv.awi.de, 2020.

Shao W., Yuan X., Sheng Y. et al. Development of wind speed retrieval from cross-polarization Chinese Gaofen-3 synthetic aperture radar in typhoons // Sensors. 2018. V. 18, N. 2.

Shaw P.T., Chao S. Surface circulation in the South China Sea // Deep-Sea Research. 1994. V. 41. P. 1663–1683.

Shu Y., Wang Q. Progress on shelf and slope circulation in the northern South China // Science China Earth Siences. 2018. V. 61, Is. 5. P. 560–571.

Shuqun Caia, Jilan Suc, Zijun Gana, Qinyu Liud. The numerical study of the South China Sea upper circulation characteristics and its dynamic mechanism, in winter // Continental Shelf Research. 2002. N 22. P. 2247–2264.

Simpson J.H., Hunter J.R. Fronts in the Irish Sea // Nature. 1974. V. 250(5465). P. 404–406. DOI: 10.1038/250404a0.

Stanton T. Simple approximate formulas for backscattering of sound by spherical and prolongated objects // J. Acoust. Soc. Am. 1989. V.86. P. 1499–1510.

Su J.L. Circulation dynamics of the China Seas: north of 18N. // The Global Coastal Ocean: Regional Studies and Syntheses. New York, 1998. P. 483–506.

Sun Z., Hu J., Mao H. Underway observation of surface temperature and salinity in north South China Sea in September 2006 // J. Tropic. Oceanogr. 2008. V. 27, N 1. P. 6–10.

Tanaka A., Uehara K., Tamura N., Thi T., Oanh K. Temporal changes in river-mouth bars from L-band SAR images: a case study in the Mekong River delta, South Vietnam // Contributions to Modern and

Ancient Tidal Sedimentology: Proc. the Tidalites 2012 Conference. Publisher: Wiley-Blackwell, 2016. P. 21–33.

The surface currents of the South China, Java, Celebes and Sulu Seas. London: Great Britain Hydr. Department Publ. H.D., 1945. 709 p.

Uda M., Nakao T. Water masses and currents in the South China Sea and their seasonal change // Proc. of The Kuroshio III symposium. Thailand, Bangkok, 1973. P. 161–188.

Vagle S., Farmer D. The measurements of bubble-size distributions by acoustical backscatters // Journ. of Atmospheric and Oceanic Technology. 1992. V.9, N 5. P. 630–664.

Vinh N.K. On the characteristics of circulation in the upwelling region of the south of Vietnam // Proc. Nat. Sci. Conf. "Bien Dong-2007", Nha Trang, 12–14.09.2007. Hanoi: Publishing House for Sci. and Tech., 2008. P. 573–590.

Vlasova G.A., Nguyen Ba Xuan and Bui Hong Long. Circulation of Vietnamese waters under "weak pressure field" in the spring of 1999 // Proc. of the International Conference on "Bien Dong 2012". 90 years of Marine Science in Vietnamese and Adjacent waters, Na Trang, 2012. V. 2. P. 73–80. ISBN 978-604-913-172-1.

Vlasova G.A., Nguyen Ba Xuan, Bui Hong Long. Influence of tropical cyclones on the Vietnamese current dynamics in the spring 1999 //Proc. the second scient. conf. on marine geology. Hanoi-Halong: IMGG VAST, 2013. P. 1075–1086.

Wang G., Chen D., Su J. Winter eddy genesis in the eastern South China Sea due to orographic windjets // J. Phys. Oceanogr. 2008. V. 38. P. 726–732.

Wang J., Chern C. Some aspects on the circulation in the northern South China Sea // La mer. 1996. V. 34, N 3. P. 246–257.

Wang Y., Yu Y., Zhang Y., Zhang H.-R., Chai F. Distribution and variability of sea surface temperature fronts in the South China Sea // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2020. V. 240, N. 106793. P. 1–9.

Wang Y.H., Dai C.F. Chen Y.Y. Physical and ecological processes of internal waves on an isolated reef ecosystem in the South China Sea // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L18609.

Wang G., Su J., Chu P.C. (2003) Mesoscale eddies in the South China Sea observed with altimeter data // Geophys. Res. Lett., 2003. V. 30, N 21. P. 2121. DOI: 10.1029/ 2003GL018532.

Weibe P., Greene C., Stanton T. Sound scattering by live zooplankton and micronecton // J. Acoust. Soc. Am. 1990. V. 88, N 5. P. 2346–2359.

Wu C.R., Chiang T.L. Mesoscale eddies in the northern South China Sea // Deep-Sea Research Part II. 2007. V. 54, N 14/15. P. 1575–1588.

Wyrtki K. Physical oceanography of the Southeast Asian waters. Scientific results of marine investigation of the South China Sea and Gulf of Thailand: NAGA Report 2 (Available from Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla, Ca 92093), 1961. 195 p.

Xie S.-P., Xie Q., Wang D., Liu W.T. Summer upwelling in the South China Sea and its role in regional climate variations // J. Geophys. Res. 2003. V. 108(C8), N 3261. DOI: 10.1029/2003JC001867.

Xuan Nguyen Ba, Bui Hong Long, Lobanov V. B., Voronin A. A., Shcherbinin P. E., Gorin I. I., Sergeev A. F., Pham Xuan Duong, To Duy Thai, Nguyen Truong Thanh Hoi. Characteristics of the distribution and change of the hydro-physical and ecological – environmental elements during the transitory season in the waters of the continental shelf of Khanh Hoa province // International cooperation on investigation and research of marine natural resource and environment. 2011, Hanoi, Vietnam, 15–17 September. Hanoi, 2011. P. 256–266.

Xu X., Qiu Z., Chen H. The general descriptions of the horizontal circulation in the South China Sea // Proc. of the 1980 Symposium on Hydrometeorology / Chinese Society of Oceanology and Limnology. Beijing, 1982. P. 137–145.

Ye A.L., Robinson I.S. Tidal dynamics in the South China Sea // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1983. V. 72. P. 691–707.

Yuan Y., Liao G., Xu X. Three dimensional diagnostic modeling study of the South China sea circulation before onset of summer monsoon in 1998 // J. Oceanogr. 2007. V. 63, N 1. P. 77–100.

Yue X.; Zhang B., Liu G., Li X., Zhang H., Hu Y. Upper Ocean response to typhoon Kalmaegi and Sarika in the South China Sea from multiple-satellite observations and numerical simulations // Remote Sens. 2018. V. 10. P. 348.

Zhang M., H. von Storch, Chen X., Wang D., Li D. Temporal and spatial statistics of travelling eddy variability in the South China Sea // Ocean Dynamics. 2019. V. 69. P. 879–898. https://doi.org/10.1007/s10236-019-01282-2

Zhang W., Zhang Y., Zheng D. et al. Lightning climatology over the northwest Pacific region: An 11year study using data from the World Wide Lightning Location Network // Atmospheric Research. 2018. N 210. P. 41–57.

Zhao X., Pang H., Li X., Song P. Abnormal incident analysis of tropical cyclones influencing South China Sea in 1997 // J. Tropic. Oceanogr. 2008. V. 27, N 1. P. 11–15.

Zhuang W., Xie S.P., Wang D., Taguchi B., Aki H., Sasaki H. Intraseasonal variability in the sea surface height over the South China Sea // J. Geophys. Res. 2010. V. 115 (C04010). DOI: 10.1029/2009JC005647.

Zhungxian G., Tianbung Y., Dezhung C. The South China Sea Warm Current and its right side SW current in water // Tropical Oceanography. 1985. V. 4, N 1. P. 1–9.

3.1. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗОНЫ СМЕШЕНИЯ МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОД В ПЕРИОД ЮГО-ЗАПАДНОГО МУССОНА

Г.И. Юрасов

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

Гидрологические исследования в дельте р. Меконг проводились с 7 по 9 августа 1982 г. на НИС «Академик Александр Несмеянов» (рейс № 1, 1-й этап) и НИС «Берилл». Маломерное судно «Берилл» использовалось для отбора проб и измерения температуры поверхностных и придонных вод батометрами в непосредственной близости от берега на глубине до 5 м (Юрасов, 1985).

Выполненные измерения показали, что распределение основных океанологических характеристик *поверхностных вод* отличается значительной сложностью (рис. 1). Как видно, в период описываемых измерений диапазон изменения *температуры* здесь был незначителен (28.1–29.0 °C), но конфигурация изотерм довольно сложна (рис. 1, *a*). Наиболее высокие температуры были зафиксированы в северо-западной части района исследований, т.е. в зоне основного стока р. Меконг. В центральной части района наблюдалась зона относительно холодных вод, ориентированная в направлении муссонных ветров, т.е. с юго-запада на северо-восток. В наиболее мористой части района исследований температура вновь повышалась и оставалась практически постоянной (28.5°C).

Распределение *солености на поверхности моря* на фоне ее значительной изменчивости (от 20.4 до 31.6 ‰) также имело сложную структуру (рис. 1, *б*). Минимальная соленость вод, как и следовало ожидать, приурочена к району основного стока р. Меконг, а наиболее высокие значения этого параметра наблюдаются в центральной части района исследований. Общая структура поля солености так же, как и температурного поля, ориентирована в направлении юго-восток – северо-запад, т.е. совпадает с направлением муссонных ветров.

В придонных горизонтах распределение температуры и солености упрощается. Изолинии этих характеристик на картах горизонтального распределения име-

Глава З



Рис. 1. Карты горизонтального распределения температуры (*a*, *e*) и солености (*б*, *e*) на поверхности (вверху) и у дна (внизу). Черными кружками обозначены станции отбора проб воды. Цифрами обозначены номера станций. Номерами с буквой Б обозначены станции отбора проб, выполненные на НИС «Берилл»

ют одинаковую конфигурацию и почти повторяют друг друга (см. рис. 1, *в*, *г*). Они ориентированы вдоль береговой линии и образуют в центральной части полигона меандр, обращены вершиной к берегу. Такие условия обычно связываются с существованием слоя придонного трения. В вершине меандра располагаются более холодные и соленые воды.

Граница пресных и соленых вод в рассматриваемом районе определяется зоной максимальных градиентов солености. По результатам измерений, полученных на НИС «Берилл», у дна этот градиент приурочен к изолинии 32.4 ‰. В поверхностном слое единую линию раздела провести не удается, так как она, видимо, расположена непосредственно у берега, за пределами станций, отработанных НИС «Берилл» (рис. 1, *a*: станции с индексом Б). Результаты измерений суточной ст. Б17, выполненной на НИС «Берилл», указывают на значи-

тельную временную изменчивость солености под действием ярко выраженного здесь приливного течения.

Рассмотренные особенности горизонтального распределения температуры и солености косвенно указывают на существование определенной ориентировки потоков вод. Это подтверждается результатами непосредственного измерения течений. Так, 7 августа в дельте р. Меконг была поставлена буйковая станция (09°51' с. ш., 107°06' в. д.) с тремя самописцами течений (БПВ-2) на горизонтах 10, 15 и 20 м. На горизонтах 15 и 20 м получены четкие записи направления и скорости течений за все время наблюдений. Полученный материал позволил выявить ряд интересных особенностей циркуляции вод в данном районе.

Как известно, поверхностные течения Южно-Китайского моря связаны с системой муссонных ветров. В рассматриваемый период времени летние муссонные ветры юго-западного направления у побережья Вьетнама развивают сильные течения северо-восточного направления. Вместе с тем под действием муссона и осадков усиливается речной сток, который вносит свой вклад в формирование течений вблизи побережья Вьетнама. Не последнюю роль играют и приливы. Гистограммы и розы течений (рис. 2) наглядно свидетельствуют о сложной динамике вод в районе дельты р. Меконг и существенной изменчивости ее во времени.

Измерение течений в придонном горизонте указывает на существование довольно устойчивого потока, направленного к берегу со средней скоростью 55 см/с. Для течений на горизонтах 10 и 15 м характерно изменение направления с неправильным полусуточным периодом, который имеет сдвиг по времени около 1ч на каждые последующие сутки.



Рис. 2. Гистограмма модуля (а) и направлений (б) течений

Глава З

За время наблюдений отмечалась определенная периодичность в изменении направления течений за сутки. Так, в период 6–12 часов течения были направлены преимущественно на северо-восток, вдоль берега. Скорость около 50 см/с. К 19 часам поток поворачивался на 90° и направлялся к берегу. Со сменой направления происходило некоторое уменьшение скорости (до 40 см/с). При последующем же повороте потоков на всех горизонтах скорости увеличивались до 60 см/с.

С 19 часов течение в верхних горизонтах снова было направлено вдоль берега, его скорость увеличивалась до максимальной (около 70 см/с). При таком направлении прибрежное течение захватывает сточные воды р. Меконг и распространяет их «языками» вдоль побережья. Этот периодический вынос речных вод прослеживается и по распределению поля солености вблизи поверхности (см. рис. 1).

К 1 часу ночи течение несколько ослабевало (до 50 см/с). Его направление вновь поменялось на северо-западное (к берегу), перекрывая доступ речных вод в мористую часть. К 3 часам утра скорость потока на горизонте 15 м (середина периода) несколько увеличивалась (до 55 см/с), а затем уменьшалась (до 50 см/с). Направление потока вновь изменялось. Основной диапазон скоростей приурочен к интервалам 40–50 и 60–70 см/с (см. рис. 2). Повторяемость направлений на этих глубинах, представленная в виде роз течений (см. рис. 2), свидетельствует о том, что наиболее устойчивыми являются течения, направленные к берегу (повторяемость до 70 %), а также течения северо-восточной ориентации (повторяемость до 30 %). В придонном слое преобладают течения, направленные к берегу.

Наблюдаемая полусуточная периодичность изменения в направлении течений, видимо, является отражением действия прилива с полусуточным периодом.

Таким образом, в данном прибрежном районе, где имеет место значительный речной сток, существенную роль играют приливно-отливные явления и изменяющаяся метеорологическая обстановка, что приводит к сложной и неустойчивой во времени изменчивости всех главных океанологических характеристик.

3.2. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ЗОНЕ СМЕШЕНИЯ МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОД

Н.И. Савельева, Г.Ю. Павлова, О.В. Шевцова

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

В работе излагаются результаты гидрохимических наблюдений, выполненных сотрудниками Тихоокеанского океанологического института в Южно-Китайском

море в приустьевой зоне р. Меконг в апреле 1981 г. (НИС "Профессор Богоров", рейс № 10) и в июле 1983 г. (НИС "Академик Александр Виноградов", рейс № 1, 1-й этап). Исследования проводились в рамках международного проекта «Южно-Китайское море» и были согласованы с вьетнамской стороной. В экспедиции на НИС "Академик Александр Виноградов" участвовали 10 вьетнамских ученых.

Цель исследований – определение гидрохимических параметров и их пространственно-временных изменений в зоне смешения вод Южно-Китайского моря и р. Меконг. Основное внимание было уделено изучению карбонатного равновесия. Карбонатная система во многом определяет биогеохимическую обстановку в приустьевой зоне. Эта система регулирует pH морской воды и, таким образом, влияет на многие химические равновесия, формы нахождения и миграцию элементов на барьере река – море. Данные о пространственно-временной изменчивости карбонатных параметров дополняют гидрологическую информацию о структуре зоны смешения и позволяют оценить роль отдельных процессов (фотосинтез, разложение органического вещества, физическое смешение вод, осаждение и растворение карбоната кальция) на различных стадиях перемешивания.

Объект и методы исследования

Вследствие муссонной атмосферной циркуляции река Меконг имеет преимущественно дождевое питание, а режим реки характеризуется чередованием дождливого и сухого сезонов: осадки летнего муссона приводят к формированию половодья, а в сухой сезон сток реки резко уменьшается (*Михайлов, Аракельянц, 2010*). Внутригодовое распределение стока р. Меконг крайне неравномерно (табл. 1) (*Нгуен Ван Кы, 2004*). На период половодья (июль–ноябрь) приходится 74.3 % годового стока, на меженный период (декабрь–июнь) – 25.7 %. Самые многоводные месяцы – сентябрь и октябрь (соответственно 18.5 и 17.8 % годового стока), самые маловодные – март и апрель (соответственно 1.8 и 1.6 % годового стока).

Таблица 1

	Месяц											
	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII
Qм ³ /с	7040	4190	3020	2680	3690	10400	17300	26000	31000	29900	20500	12100
%	40.2	20.5	10.8	10.6	20.2	60.2	10.3	15.5	18.5	17.8	12.2	70.2

Внутригодовое распределение стока р. Меконг по данным наблюдений на гидрологическом пункте Кратьэх за 85-летний период (*Hzyen Ban Kы*, 2004)

Гидрохимические исследования в 1981 и 1983 гг. были выполнены в разные климатические сезоны: в сухой период в апреле (переходный период от зимнего к летнему муссону), когда сток реки достигает минимальной величины, и во время сезона дождей в июле, в условиях летнего юго-западного муссона и близкого к максимальному стоку р. Меконг.

Схемы расположения станций в изучаемом районе показаны на рис. 1 и 2.

Глава З

10 107

Рис. 1. Схема расположения станций гидрохимических наблюдений в апреле 1981 г. (НИС «Профессор Богоров», рейс №10). Станция 40 – суточная. Широта – северная, долгота – восточная

В 1981 г. 21–22 апреля были отобраны пробы морской воды на гидрохимический анализ на 20 станциях (рис. 1). Гидрохимическую съемку в 1983 г. проводили с 1 по 5 июля. Общее количество отработанных станций – 41 (рис. 2). На 35 станциях, расположенных по четырехугольнику 20×25 миль с сеткой ~5 миль, пробы отбирали с борта НИС "Академик А. Виноградов", а на ближайшем к берегу разрезе (1Б – 5Б) – с борта НИС "Берилл". Выполнены две суточные (5Б и 6Б) и одна 10-часовая (3Б) станции (см. рис. 2). Глубины составляли 5 м на разрезе 1Б–5Б и 25–35 м на остальных станциях.

Пробы морской воды отбирали батометрами БМ-48: в 1981 г. – с поверхностного горизонта, а в 1983 г. – с поверхностного и придонного горизонтов. Внутреннюю поверхность батометров покрывали пленкой полиметилметакрилата. Температуру воды и глубину контролировали стандартными методами. Все анализы выполняли на борту судна непосредственно после отбора проб.



Рис. 2. Схема расположения станций гидрохимических наблюдений в июле 1983 г. (НИС «Академик А. Виноградов», рейс № 1, 1-й этап).

Точки и числа обозначают расположение станций и их номера, кружки – суточные (5Б и 6Б) и 10- часовую (3Б) станции. I – дельта р. Меконг, II – Южно-Китайское море

170

Соленость (S) определяли кондуктометрическим способом на электросолемерах ГМ-65, а хлорность (C1) – аргентометрическим методом Кнудсена (*Memodы* ..., 1978). Когда данные по хлору отсутствовали, для перевода солености в хлорность применяли соотношение S=1.80655 ·Cl. Величину pH измеряли при температуре $25\pm2^{\circ}$ C на иономере И-115; электродную пару (ЭСЛ-63-07–ЭВЛ-1МЗ) градуировали до и после каждой серии измерений по стандартным буферным растворам шкалы NBS с величиной pH₂₅, равной 4.01, 6.86 и 9.18. Общую щелочность (Ат) определяли методом C.B. Бруевича (*Павлова, др., 2008*) и пересчитывали из объемных единиц (мг-экв/л) в весовые (мг-экв/кг), используя вычисленные значения плотности для конкретных образцов (*O введении шкалы..., 1982*). Растворенный кислород измеряли методом Винклера (*Memodы..., 1978*), при оценке степени насыщения его растворимость находили по уравнению Вейса (*Weiss, 1970*). Содержание взвеси (Свзв) определяли методом фильтрации с точностью ± 0.1 мг/л (*Memodы..., 1978*), скорость течений измеряли с помощью вертушек БПВ-2р.

Определение солености осуществлялось с ошибкой ± 0.01 ‰, хлорности – ± 0.02 ‰, щелочности – ± 0.01 мг-экв/кг, величины pH – ± 0.02 . При расчетах (для выбранных констант равновесия) такая неопределенность в значениях измеряемых параметров приводит к следующим ошибкам: ± 0.02 ммоль/кг – для суммы неорганического углерода (Ст) и концентрации гидрокарбонат-ионов (HCO₃⁻); $\pm 30 \cdot 10^{-6}$ атм – для парциального давления углекислого газа (pCO₂); ± 0.001 мг-экв/кг/‰ и ± 0.002 ммоль/кг/‰ – для удельной щелочности (Atr/C1) и удельной суммы неорганического углерода (Ст/C1) соответственно; ± 0.12 и ± 0.08 – для степени насыщения морской воды по отношению к кальциту (Lc) и арагониту (La).

Принцип расчета карбонатного равновесия *in situ*, когда измеряемыми параметрами являются pH_{25} и общая щелочность, приведен, например, в (*Millero, 1979; Skirrow, 1975*). При расчетах использовались коэффициенты растворимости углекислого газа (*Weiss, 1970; Murray, Riley,1971*), а также обработанные Миллеро (*Millero, 1979*) данные для условных констант диссоциации угольной (*Mehrbach et al., 1973*) и борной (*Lyman, 1956*) кислот и условных произведений растворимости кальцита и арагонита (*Berner, 1976; Ingle, 1975*). При выборе констант равновесия руководствовались подробным анализом карбонатной системы, приведенным в (*Bates, Culberson, 1977; Millero, 1979; Skirrow, 1975; Takahashi et al., 1976*). Так как глубина дна была небольшой (5–35 м), поправку на давление не вводили. Активность ионов водорода *in situ* рассчитывали по кубическому уравнению Бен-Яакова (*Ben-Jakov, 1970*), а общие концентрации бора и кальция – по соотношениям Калкина (*Culkin, 1965*) и Миллеро (*Millero, 1979*). Оценка скорости обмена углекислым газом и кислородом между океаном и атмосферой была проведена по методике Ю.И. Ляхина (*Ляхин 1975, 1978*).

Результаты гидрохимических наблюдений весной 1981 г.

Результаты гидрохимического анализа вод приустьевой зоны р. Меконг в апреле 1981г. представлены в табл. 2–4 и на рис. 3–5. Ранее некоторые результаты этой экспедиции были опубликованы в (*Аникиев и др., 1983; 1986 а, б*).

Глава З

Колебания температуры воды на площади съемки и на суточной станции не превышали 0.2°С. Распределение солености (рис. 3), Ат (рис. 4, *a*), HCO_3^- и Ст (рис. 5, *a*, *b*) в общих чертах схожи между собой и отражают в основном динамические процессы, происходящие в исследуемом районе. Характер распределения этих параметров свидетельствует о том, что изучаемый район располагается во фронтальной зоне, где происходит смешение двух разных водных масс: водной массы р. Меконг с относительно низкой соленостью (31.9–32.9 ‰) и водной массы с высокой соленостью (>33.8 ‰), поступающей сюда из открытой части Южно-Китайского моря во время летнего муссона (*Uda, Nakao, 1972*). Особенно сильное влияние речных рукавов Куа-Ко-Тьень и Куа-Кунг-Хау на структуру вод в исследуемом районе отражают языки пониженной солености (см. рис. 3) и повышенных значений Ат/С1 (рис. 4, δ) на юго-западе района. Значения Ат/С1, увеличивающиеся по направлению к побережью являются, очевидно, результатом выноса карбонатов с речным стоком.



Рис. 3. Распределение солености на исследуемой площади в апреле 1981 г. Широта – северная, долгота – восточная

Рис. 4. Распределение общей щелочности, мг-экв/кг (а), щелочно-хлорного отношения, мг-экв/кг/‰ (б), величины рН (в) и насыщенности вод относительно кислорода, % (г) на исследуемой площади в апреле 1981 г. Широта – северная, долгота – восточная

172

10

Структура пространственно-временных распределений pH, O₂ % (рис. 4, *e*, *c*), CO_3^{2-} и pCO₂ (рис. 5, *б*, *c*) существенно отличается от структуры распределений S, AT, HCO_3^{-} и CT, что связано с влиянием биогеохимических процессов. Учитывая их многообразие и временную изменчивость, а также несинхронность наблюдений на станциях, полученные распределения pH, O₂ %, CO_3^{2-} и pCO₂ следует рассматривать как некую общую картину, характеризующую гидрохимическую обстановку в районе исследований.



Рис. 5. Распределение параметров карбонатной системы на исследуемой площади в апреле 1981 г.: НСО₃⁻, ммоль/л (*a*), СО₃²⁻, ммоль/л (*b*), Ст, ммоль/л (*b*), рСО₃·10⁴, атм (*г*). Широта – северная, долгота – восточная

Значения рСО₂, О₂ и О₂ % в значительной степени зависят от времени суток, поскольку регулируются процессами фотосинтеза, протекающего на свету, и меняющейся температурой. Фотосинтез приводит к тому, что величина рСО₂ на поверхности воды уменьшается, что способствует инвазии, т.е. поглощению углекислого газа из атмосферы. При значениях рСО₂ в воде больших, чем в приводном слое атмосферы, происходит эвазия – выделение СО₂ в атмосферу. По нашим оценкам, на исследуемой площади преобладала инвазия CO₂. Можно полагать, что в период съемки интенсивность фотосинтеза превышала интенсивность окисления органического вещества. Скорость инвазии колебалась от $1 \cdot 10^{-5}$ до $43 \cdot 10^{-5}$ моль/(м²·ч) (см. табл. 2).

Большие величины насыщения вод кислородом (см. рис. 4., табл. 2) также свидетельствуют об интенсивном фотосинтезе, что согласуется с представлением о Южно-Китайском море как о биологически продуктивном районе (Иваненков, 1979). Данные о температуре для глубинных горизонтов исключают предположение о подтоке более холодных и поэтому обогащенных кислородом вод. Посколь-

Таблица 2

Стан-	Т,	S,	Ат,	О,, мл/л	Скорость обмена CO ₂ ,	Скорость обмена	Свзв,
ция	°C	‰	ммоль/л	2	мкмоль/(м ² ·ч)*	О ₂ , ммоль/(м ² ·ч)*	мг/л
40	30.0	31.91	2.18	4.54	23	-0.35	0.6
41	29.9	33.47	_	4.94	-	-1.80	0.2
42	30.0	33.80	2.27	4.66	43	-0.90	0.2
43	30.0	33.82	_	4.79	-	-1.35	-
44	30.0	33.84	2.23	4.61	-7	-0.75	0.2
45	29.9	33.84	_	4.51	_	-0.40	0.2
46	29.9	33.51	2.22	_	40	_	0.2
47	30.2	33.59	_	4.60	_	-0.75	0.3
48	30.1	32.25	2.22	4.59	38	-0.60	0.4
49	30.1	32.28	_	4.72	_	-1.05	0.2
50	30.1	33.88	2.16	4.67	29	-0.85	0.3
51	29.8	33.34	_	4.59	_	-0.60	0.7
52	29.8	33.32	2.21	4.58	-10	-0.60	0.2
53	30.0	33.54	_	4.55	_	-0.20	0.2
54	30.0	33.68	2.27	_	-1	_	0.2
55	30.0	33.34	_	4.55	_	-0.20	0.2
56	30.0	33.39	2.22	4.67	0	-0.35	0.2
57	29.8	33.25	_	4.52	_	-0.15	0.2
58	29.8	33.28	2.21	4.66	5	-0.30	0.6
59	29.9	33.43	2.19	4.84	1	-0.55	0.2

Характеристики воды в районе дельты р. Меконг (измерения выполнены 22 апреля 1981 г.)

* Скорость ветра на станциях 40–52 составляла 4 м/с, на станциях 53–59 – 2 м/с; при расчете скорости обмена CO₂ за равновесное с атмосферой принималось значение pCO₂ = 340 мкатм (*Иваненков*, 1979); «-» означает отсутствие данных.

Таблица З

Изменчивость океанологических параметров на суточной стации 40 (измерения выполнены 21–22 апреля 1981г.)

Время,	т∘с	S %	Ат,	nH in situ	Скорость обмена СО ₂ ,	Свзв,
Ч	1, C	5, 700	мг-экв/кг	pri <i>in situ</i>	мкмоль/(м ² ·час)*	мг/л
8	29.8	32.94	1.99	8.21	39	0.2
11	30.0	33.10	1.88	8.20	36	0.5
14	30.0	33.23	2.07	8.15	-8	0.9
17	30.0	33.24	2.07	8.20	17	0.0
20	30.0	33.01	2.10	8 20	7	0.1
23	30.2	32.33	2.10	8.21	16	0.2
2	30.1	32.77	2.11	8.23	29	0.6
5	30.0	32.77	2.14	8.23	27	0.4
8	29.8	30.88	2.09	8.25	35	1.1
10	30.0	31.91	2.14	8.23	23	0.6

*Во время наблюдений скорость ветра была 4 м/с.

ку поверхностные воды значительно пересыщены кислородом, происходит эвазия кислорода. Скорость эвазии O₂ на площади исследований колебалась от $-0.15 \cdot 10^{-3}$ до $-1.80 \cdot 10^{-3}$ моль/(м²·ч) (см. табл. 2).

Во время работы скорость ветра составляла 2–4 м/с. Для данного района такой ветровой режим в апреле является преобладающим. Поэтому рассчитанные значения скоростей обмена CO₂ и O₂ между водной поверхностью и атмосферой можно считать характерными для прибрежных вод Южно-Китайского моря в этот период.

Для исследования временной изменчивости гидрохимических параметров была выполнена суточная станция № 40 (см. рис. 1). Изменчивость S, AT, CT, AT/CI, HCO_3^{-} , $CO_3^{2^-}$, pH, pCO_2 не имела четких закономерностей, которые соответствовали бы приливно-отливным явлениям (см. табл. 2). На суточном ходе этих параметров сложным образом отразились: вынос речных вод, приливно-отливные колебания, общая циркуляция вод, процессы фотосинтеза, биохимического окисления органического вещества и дыхания; обмен углекислым газом с атмосферой, изменение растворимости CO_2 в зависимости от солености и температуры, а также растворение и осаждение карбонатов. Все эти процессы могут происходить одновременно, и каждый из них испытывает свои временные изменения. Нами была предпринята попытка выделить те процессы, которые оказывают наибольшее влияние на параметры карбонатной системы поверхностных вод в прибрежной зоне Южно-Китайского моря.

Наиболее важными факторами, которые определяют изменения элементов карбонатной системы в океане, являются биохимическое окисление органического вещества и дыхание, фотосинтез, растворение и осаждение карбонатов. Когда состояние карбонатной системы определяется одним из этих процессов, зависимости pH – pCO₂, pH – CT, pH – AT, CO₃^{2–} – HCO₃[–], CT – pCO₂, HCO₃[–] – (CO₂+H₂CO₃), AT – pCO₂ и AT – CT имеют вполне определяенный характер (*Park*, 1969). Так, *фотосинтез* вызывает уменьшение pCO₂, CT, HCO₃[–], AT, (CO₂+H₂CO₃) и одновременное увеличение CO₃^{2–} и pH. *Окисление органического вещества и дыхание* приводят к обратному ходу перечисленных параметров. Увеличение pCO₂ и (CO₂+H₂CO₃) при одновременном уменьшении CT, AT, HCO₃[–], pH и CO₃^{2–} соответствует *осаждению карбонатов*. Обратный ход этих параметров вызывается их растворением. Для поверхностных вод необходимо учитывать обмен углекислым газом с атмосферой. Инвазия CO₂ приводит к изменению параметров, соответствующему окислению органического вещества, эвазия – к фотосинтезу.

Дополнительным фактором, оказывающим влияние на состояние карбонатной системы в прибрежной зоне, является речной сток. Поэтому, анализируя ход перечисленных выше зависимостей для прибрежной зоны, необходимо учитывать фазу прилива и возможность изменения доли пресных вод, поставляющих карбонаты. При увеличении доли пресных вод, что происходит, как правило, во время отлива, Ат, HCO_3^- и Ст уменьшаются (рис. 4, *a*; 5, *a*, *b*), а нормализованные значения этих параметров, наоборот, увеличиваются. Во время прилива доля пресных вод уменьшается, а параметры Ат, HCO_3^- , Ст увеличиваются. При этом их нормаГлава З

лизованные значения уменьшаются. Изменения pH, CO_3^{2-} и pCO₂ в данном случае не могут быть критерием влияния речного стока (рис. 4, *e*; 5, *б*, *г*).

Анализ перечисленных выше парных зависимостей, построенных для суточной станции, позволил выделить те природные факторы, которые определяли состояние карбонатной системы в интервалах времени между отборами проб. В табл. 4 представлены результаты этого анализа для нормализованных карбонатных параметров. При анализе учитывались только те изменения параметров, величина которых была не менее погрешности их определения или расчета.

Из таблицы 4 следует, что в разное время суток состояние карбонатной системы определялось разными процессами. С 11 до 14 часов происходило окисление органического вещества. Это привело к тому, что примерно в 13 часов инвазия СО₂ сменилась незначительной эвазией этого газа. Преобладание интенсивности процесса окисления над интенсивностью фотосинтеза в дневное время может быть связано с нагоном отмирающих сине-зеленых водорослей (*Сорокин и др., 1982*) и/или с взмучиванием во время прилива осадков, содержащих разлагающееся органическое вещество. Сравнение суточного хода концентрации взвеси и составляющей скорости придонного течения, перпендикулярной берегу, подтверждает участие последнего процесса в формировании локальных максимумов взвеси на станции № 40 в 14, 2 и 8 часов (см. табл. 4).

С 14 до 17 часов состояние карбонатной системы определялось фотосинтезом, причем в период от 14 до 15 часов небольшое влияние на нее оказывала эвазия углекислого газа.

		I								
Время суток, час; фаза прилива	pH – CT/Cl	pH – AT/Cl	$pH - pCO_2$	$A_{T}/Cl - C_{T}/Cl$	$AT/CI - pCO_2$	$CT/CI - pCO_2$	$CO_{3}^{2-} - HCO_{3}^{-}$	HCO ₃ ⁻ - (CO ₂ +H ₂ CO ₃)	Обмен СО ₂ с атмосферой	
8–11; отлив–прилив	?	?	?	?	?	?	?	?	инвазия	
11–14; прилив	ОК	ОК	ок, ос	ок, р	ок	ок	?	ОК	эвазия	
14–17; отлив	?	ф	ф, р	?	ф	?	ф	?	инвазия	
17–20; отлив	?	?	?	р, ок	?	?	?	р	«	
20-23; отлив-прилив	?	?	?	?	?	?	?	р	«	
23-2; прилив	?	ф	р, ф	?	ф	?	?	?	«	
2-5; прилив-отлив	?	?	?	?	?	?	?	?	«	
58; отлив	р	р	?	р, ок	?	?	?	?	«	
8-10; отлив	?	oc	?	?	?	?	?	?	«	

Таблица 4 Анализ факторов изменчивости элементов карбонатной системы на суточной станции 40 (21–22 апреля 1981 г.)*

* Сокращения «ок», «ос», «р», «ф» обозначают процессы биохимического окисления органического вещества и дыхания, осаждения карбонатов, растворения карбонатов, фотосинтеза; символ «?» означает, что рассматриваемая зависимость не отражает определенного процесса. Ход некоторых анализируемых зависимостей в интервалах времени с 17 до 20 часов и с 5 до 8 часов свидетельствует о растворении карбонатов. Учитывая, что в эти периоды происходил отлив, значения Ат, Ст и HCO₃ уменьшались, а нормированные значения этих параметров увеличивались, можно считать, что состояние карбонатной системы в значительной степени определялось увеличением доли пресных вод, поставляющих карбонаты.

С 23 до 2 часов ход некоторых парных зависимостей для нормированных параметров соответствовал фотосинтезу. Однако в темное время суток фотосинтез протекать не может. Кроме того, в это время суток происходил прилив и значения Ат увеличивались. Поэтому наблюдаемые в указанный период изменения параметров были связаны с уменьшением доли пресных вод во время прилива. В остальные интервалы времени ход всех рассматриваемых зависимостей не был настолько определенным, чтобы можно было выявить конкретный процесс, преобладающий в регулировании карбонатной системы.

Итак, основные особенности поверхностных вод в приустьевой зоне р. Меконг в сухой период состоят в следующем:

1. Район характеризуется значительной пространственной и суточной изменчивостью химических параметров. Диапазон пространственно-временных колебаний солености, Ат, рСО₂, О₂, Свзв и величин рН составил соответственно 30.88–33.88 ‰, 1.88–2.27 мг-экв/л, 280–380 мкатм, 4.51–4.94 мл/л, 0.0–1.1 мг/л и 8.15–8.25. Вариации температуры, напротив, были незначительны и находились в пределах 29.8–30.1 °C.

2. Пространственные распределения Ат, Ст и HCO₃⁻, наряду с соленостью, отражают наличие фронтальной зоны смешения различных по характеристикам водных масс – вод дельты р. Меконг с относительно низкой соленостью 31.9–32.9 ‰ и морских вод с высокой соленостью >33.8 ‰.

3. Большие величины насыщения вод кислородом (до 112 %) и значения рСО₂, как правило, ниже равновесного с атмосферой (340 мкатм) свидетельствуют об интенсивно идущем фотосинтезе. Перенасыщение вод относительно кислорода приводит к значительной эвазии O₂ (скорость до –1.4 ммоль/(м²·ч)), низкие значения рСО₂ – к преобладающей инвазии CO₂ (скорость до 43 мкмоль/(м²·ч)).

4. На состояние карбонатной системы, в зависимости от фазы прилива и времени суток, превалирующее влияние оказывают окисление органического вещества, фотосинтез или поставка карбонатов с речным стоком.

Результаты гидрохимических наблюдений летом 1983 г.

Результаты исследований приустьевой зоны р. Меконг в июле 1983 г. представлены в таблицах 5–6 и на рисунках 6–9. Ранее некоторые результаты этой экспедиции были опубликованы в (*Бычков и др., 1987; 1989*).

Колебания температуры воды в пределах площади исследований не превышали 1.3°С (28.1–29.4 °С). Распределение солености в поверхностном слое характеризуется «языками» пониженных значений этого параметра напротив рукавов р. Меконг (рис. 6, *a*). За время исследований соленость в этом слое изменялась от 24.99 (ст. 3Б) до 33.58 ‰ (ст. 34). Горизонтальные градиенты солености в зоне, ортогональной берегу, достигали 0.4 - 0.7 ‰ на милю при переходе от разреза 1Б–5Б к разрезу 7–16 и уменьшались до 0.02-0.04 ‰ на милю при удалении свыше 20 миль от устья. Подобное распределение свидетельствует о том, что площадь исследований расположена во фронтальной зоне смешения вод различной природы – водной массы дельты р. Меконг с пониженной соленостью (<30 ‰) и водной массы повышенной солености (>33.5 ‰), поступающей из Южно-Китайского моря во время летнего муссона (*Uda, Nakao, 1972*).

По всей вероятности, вертикальное перемешивание вод было недостаточным, и распреснение охватывало главным образом верхние горизонты, поэтому колебания солености в придонном слое (рис. 7 а) оказались относительно невелики – от 32.54 на станции № 6 до 33.79 ‰ на станции № 32. Максимальная разница солености поверхностных и придонных проб в прибрежной зоне (ст. 3Б) составила 9.20 ‰, а далее от берега (ст. 25) – 0.72 ‰. Суточные изменения солености достигали 7.09 и 0.68 ‰ в поверхностном и придонном горизонтах соответственно (ст. 3Б, табл. 6).

Распределения удельной щелочности и удельной суммы неорганического углерода во многом отражают динамические процессы, происходящие в районе исследований. Прежде всего это проявляется в существовании на поверхности зон повышенных значений AT/C1 (до 0.148 мг-экв/кг/‰) и CT/C1 (до 0.137 ммоль/кг/‰), совпадающих с «языками» пониженной солености (рис. 6, δ , ε). Эти хлорные коэффициенты после резкого уменьшения в области наибольших градиентов солености при удалении в море остаются практически постоянными. В придонном слое величина AT/C1, как и соленость, на всей изученной акватории испытывает незначительные колебания от 0.117 до 0.120 мг-экв/кг/‰ (рис. 7, δ), а величина CT/C1 возрастает от 0.100–0.103 ммоль/кг/‰ в мористой части района исследований до 0.108 ммоль/кг/‰ на ближайшем к берегу разрезе (рис. 7, ε). Это указывает, что в пространственном распределении неорганического углерода участвуют не только процессы простого смешения морских и речных вод.

Величина pH заметно увеличивается от 8.00 до 8.20 в непосредственной близости от устья реки и затем почти не изменяется в направлении к морю (рис. 6, *в* и 7, *в*).

Парциальное давление углекислого газа достигало максимальных значений вблизи берега (>600·мкатм, станции № 1Б–№ 5Б), а затем уменьшалось в направлении моря (360–380 мкатм), оставаясь несколько выше равновесного уровня (рис. 6, ∂ и 7, ∂).

Около 90 % увеличения pH и уменьшения pCO₂ приходилось на область наибольших градиентов солености. Отсюда следует, что изолинии со значениями pH~8.20 и pCO₂~390 мкатм ограничивают зону наибольшего влияния речного стока. В придонном слое характер изолиний величин pH и pCO₂, значения которых зависят прежде всего от биологических и физико-химических процессов, аналогичен распределению коэффициента CT/C1 (рис. 7, *в*, *г*, *д*). На поверхности они существенно различались (рис. 6, *в*, *г*, *д*). Эти данные еще раз подчеркивают, что



Рис. 6. Распределение солености S, ‰ (*a*), удельной щелочности Ат/С1, мг-экв/кг/‰ (б), рН (*в*), удельной суммы неорганического углерода Ст/С1, ммоль/кг/‰ (*г*), парциального давления углекислого газа рСО₂·10⁴, атм (*д*) и степени насыщения воды кальцитом Lc (*e*) в поверхностных водах в июле 1983 г. Широта – северная, долгота – восточная

пространственное распределение неорганического углерода в приустьевой зоне р. Меконг определяется комплексом процессов различной природы. В изученном районе вода на всех глубинах пересыщена карбонатом кальция (рис. 6, e и 7 e). Наибольшие степени насыщения (Lc>5.0 и La>3) наблюдались в мористой части.

По направлению к устью реки Меконг величина Lc уменьшалась до 3.3 в поверхностном слое и до 3.8 в придонном слое. Изменение степени насыщения происходит главным образом (на 85–90 %) в области наибольших градиентов солености. Это связано, с одной стороны, с характером распределения величин Ст и рH, задающих концентрацию карбонат-ионов (*Skirrow, 1975*), а с другой – с вариациями солености, влияющими на содержание кальция и условное произведение растворимости кальцита (*Millero, 1979*).



Рис. 7. Распределение солености S (*a*), удельной щелочности Ат/С1 (*б*), pH (*в*), удельной суммы неорганического углерода Ст/С1 (*г*), парциального давления углекислого газа рСО₂·10⁴ (*d*) и степени насыщения воды кальцитом (*e*) в придонных водах в июле 1983 г. (единицы измерения параметров те же, что на рис. 6.). Широта – северная, долгота – восточная

Для выявления процессов, определяющих состояние карбонатной системы, использовали диаграммы Парка (Park, 1969). Суть этого метода заключается в построении по экспериментальным данным взаимозависимостей карбонатных параметров и их сопоставлении с теоретическими кривыми для случаев, когда карбонатное равновесие контролируется только растворением (осаждением) карбоната кальция или только разложением (фотосинтезом) органического вещества. Применение этого метода для приустьевой зоны потребовало дополнительного анализа характера изменения карбонатных параметров при простом смешении речных и морских вод и замены щелочности и суммы неорганического углерода соответствующими хлорными коэффициентами.
По распределению карбонатных параметров в районе исследований можно выделить три зоны (рис. 8):

прибрежную (станции 1Б–5Б), отличающуюся высокими значениями pCO₂
 (>600 мкатм), At/Cl (>0.120 мг-экв/кг/‰) и Ct/Cl (>0.106 ммоль/кг/‰) и низкими pH (<8.1);

– зону наибольших градиентов солености (станции 0, 2, 4, 6, 8, 10), поверхностные воды которой характеризуются высокими значениями pH (8.2), At/C1 (>0.125 мг-экв/кг/‰), Ct/C1 (>0.106 ммоль/кг/‰) и низкими pCO₂ (<370 мкатм), а придонные близки к водам третьей зоны;

– мористую зону с низкими значениями pCO₂ (<400 мкатм), AT/Cl (<0.120 мгэкв/кг/‰), Cт/Cl (<0.103 ммоль/кг/‰) и высокими pH (~8.2).</p>

По характеру взаимозависимостей (см. рис. 8) можно заключить, что для придонных горизонтов пространственная изменчивость карбонатной системы определяется главным образом биологическими процессами (*Park, 1969*). Здесь в направлении река – море увеличивается pH, уменьшаются pCO_2 и CT/C1, а удельная щелочность остается практически постоянной. К сожалению, для прибрежной зоны данные по распределению кислорода отсутствуют. Степень насыщения воды кислородом на поверхности в направлении река – море изменяется от 99 до 113 %, а у дна – от 96 до 106 %.

Основные изменения карбонатных параметров происходят на границе первой и второй зон. Это говорит о более активном разложении органического вещества и/или о менее интенсивном протекании процесса фотосинтеза в прибрежной зоне



Рис. 8. Параметрические зависимости, характеризующие пространственную изменчивость карбонатной системы в июле 1983 г. 1, 2 – поверхностные и придонные воды прибрежной зоны; 3, 4 – то же зоны максимальных градиентов солености; 5 – воды мористой зоны (единицы измерения параметров те же, что на рис. 6, 7)

A_{T}^{\prime}/Cl	0.128	0.120	I	1	0.126	0.119	I	I	0.127	0.119	I	1	0.126	0.120	0.118	0.118	0.128	0.119	0.117	0.118	0 125
 $C_{\rm T}/Cl$	0.111	0.103	I	I	0.108	0.101	1	I	0.110	0.101	I	I	0.109	0.103	0.100	0.100	0.111	0.100	0.101	0.101	101
La	3.3	3.49	1	1	3.57	3.68	1	1	3.39	3.59	1	1	3.31	3.42	3.56	3.57	3.27	3.68	3.43	3.48	;
Lc	4.95	5.24	I	I	5.36	5.52	I	I	5.08	5.40	I	I	4.96	5.14	5.34	5.36	4.91	5.53	5.14	5.22	1
pCO ₂ ·10 ⁶ , aTM	355	363	I	I	348	348	I	I	358	358	I	I	363	369	361	363	371	343	388	382	0,0
C _T , MMOJIb/KГ	1.786	1.849	I	I	1.852	1.859	I	I	1.842	1.861	I	I	1.814	1.850	1.848	1.861	1.818	1.848	1.868	1.874	
pH, in situ	8.239	8.228	I	I	8.251	8.244	I	I	8.231	8.233	I	I	8.231	8.221	8.229	8.227	8.226	8.247	8.247	8.204	
А _Т , мг-экв/кг	2.067	2.162	1	1	2.165	2.192	1	I	2.135	2.186	1	1	2.100	2.157	2.169	2.185	2.098	2.181	2.177	2.189	
0~%	103.22	9.66	1	1	99.02	97.78	1	1	99.92	90.09	1	1	102.2	100.55	99.49	98.48	103.78	99.91	99.37	100.28	
О ₂ , МЛ/Л	4.71	4.49	1	1	4.49	4.38	1	1	4.55	4.44	1	1	4.67	4.54	4.45	4.40	4.74	4.47	4.44	4.48	
S, %0	29.088	32.562	33.364	33.372	31.099	33.302	32.132	33.23	30.341	33.241	29.337	33.252	30.01	32.468	33.278	33.471	29.501	33.236	33.474	33.497	
°C, T	29.1	28.7	28.8	28.8	28.8	28.8	28.8	28.8	28.8	28.8	28.6	28.9	28.7	28.6	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9	28.9	0
Н, м	0	17	0	20	0	20	0	20	0	21	0	21	0	23	0	23	0	23	0	20	4
№ cT.	0	0	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	9	9	7	7	8	~	6	6	

Глава 3 _____

Таблица 5

4.51 100.97 2.173 8.183 1.800 415 4.95 3.30 0.103 0.113 4.29 96.32 2.194 8.188 1.891 410 5.06 3.37 0.02 0.118 $ 4.62$ 103.15 2.179 8.108 1.873 388 5.16 3.44 0.102 0.130 4.38 98.18 2.194 8.197 1.836 399 5.12 3.41 0.102 0.119 $ -$ <th>28</th> <th>8.9 33.417</th> <th>4.40</th> <th>98.45</th> <th>2.243</th> <th>8.252</th> <th>1.898</th> <th>348</th> <th>5.75</th> <th>3.83</th> <th>0.103</th> <th>0.121</th>	28	8.9 33.417	4.40	98.45	2.243	8.252	1.898	348	5.75	3.83	0.103	0.121
4.29 96.32 2.194 8.188 1.891 410 5.06 3.37 0.102 0.118 -	.1 32.952		4.51	100.97	2.173	8.183	1.880	415	4.95	3.30	0.103	0.119
	.1 33.466		4.29	96.32	2.194	8.188	1.891	410	5.06	3.37	0.102	0.118
	.7 33.058	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
4.62 103.15 2.179 8.208 1.873 388 5.16 3.44 0.102 0.102 $ -$ <	.8 33.454		1	I	I	I	I	I	I	1	I	I
4.38 98.18 2.194 8.197 1.836 399 5.12 3.41 0.102 0.118 $ -$ <td< td=""><td>.0 32.753</td><td></td><td>4.62</td><td>103.15</td><td>2.179</td><td>8.208</td><td>1.873</td><td>388</td><td>5.16</td><td>3.44</td><td>0.102</td><td>0.120</td></td<>	.0 32.753		4.62	103.15	2.179	8.208	1.873	388	5.16	3.44	0.102	0.120
	.0 33.458		4.38	98.18	2.194	8.197	1.836	399	5.12	3.41	0.102	0.118
	.9 33.228		I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
4.49 100.40 2.192 8.202 1.884 394 5.15 3.43 0.102 0.119 4.50 100.63 2.193 8.201 1.884 394 5.14 3.43 0.102 0.119 4.44 99.29 2.178 8.226 1.857 365 5.35 3.56 0.101 0.118 4.40 98.42 2.186 8.221 1.867 370 5.31 3.49 0.101 0.118 4.57 102.13 2.179 8.215 1.867 377 5.23 3.49 0.101 0.118 4.50 100.65 2.186 8.218 1.867 377 5.23 3.49 0.101 0.118 4.50 100.101 2.179 8.218 1.867 373 5.23 3.56 0.101 0.118 4.50 100.055 2.186 8.227 1.867 369 5.64 3.55 0.101 0.118 4.35 97.50 2.186 8.224 1.867 373 5.26 3.51 0.101 0.119 4.36 100.54 2.186 8.224 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.119 4.36 97.50 2.194 8.224 1.864 373 5.26 3.51 0.101 0.119 4.37 96.00 2.197 8.214 1.864 373 5.26 3.51 0.101 0.119 4.36 97.50 2.186 8.22	.9 33.301		I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
4.50 100.63 2.193 8.201 1.884 394 5.14 3.43 0.102 0.119 4.44 99.29 2.178 8.226 1.857 365 5.35 3.56 0.101 0.118 4.40 98.42 2.186 8.221 1.867 370 5.31 3.54 0.101 0.118 4.57 102.13 2.179 8.215 1.865 377 5.23 3.49 0.101 0.118 4.50 100.65 2.186 8.218 1.867 373 5.28 3.52 0.101 0.118 4.50 100.65 2.186 8.218 1.867 373 5.28 3.55 0.101 0.118 4.50 100.65 2.186 8.222 1.867 369 5.64 3.55 0.101 0.118 4.32 96.00 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.51 0.102 0.101 4.32 96.00 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.51 0.101 0.118 4.30 97.26 2.186 8.224 1.864 373 5.26 3.57 0.101 0.119 4.30 97.00 2.179 8.204 1.864 373 5.26 3.51 0.101 0.119 4.30 97.26 2.195 8.204 1.865 371 5.29 3.57 0.101 0.119 4.30 97.26 2.195 8.204 </td <td>.9 33.308</td> <td></td> <td>4.49</td> <td>100.40</td> <td>2.192</td> <td>8.202</td> <td>1.884</td> <td>394</td> <td>5.15</td> <td>3.43</td> <td>0.102</td> <td>0.119</td>	.9 33.308		4.49	100.40	2.192	8.202	1.884	394	5.15	3.43	0.102	0.119
4.44 99.29 2.178 8.226 1.857 365 5.35 3.56 0.101 0.118 4.40 98.42 2.186 8.221 1.867 370 5.31 3.54 0.101 0.118 4.57 102.13 2.179 8.215 1.865 377 5.23 3.49 0.101 0.118 4.50 100.65 2.186 8.218 1.867 373 5.28 3.52 0.101 0.118 4.50 100.65 2.186 8.227 1.867 373 5.28 3.55 0.101 0.118 4.52 101.01 2.172 8.227 1.865 369 5.64 3.55 0.101 0.118 4.35 97.50 2.186 8.222 1.864 366 5.32 3.51 0.102 0.101 4.35 96.00 2.179 8.219 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.36 100.54 2.186 8.224 1.864 366 5.32 3.53 0.101 0.102 4.30 97.90 2.179 8.224 1.864 366 5.32 3.53 0.101 0.102 4.36 97.26 2.195 8.204 1.864 366 5.23 3.43 0.101 0.118 4.30 97.26 2.195 8.204 1.864 386 5.15 3.43 0.101 0.119 4.39 97.91 2.194 8.212 </td <td>.9 33.332</td> <td></td> <td>4.50</td> <td>100.63</td> <td>2.193</td> <td>8.201</td> <td>1.884</td> <td>394</td> <td>5.14</td> <td>3.43</td> <td>0.102</td> <td>0.119</td>	.9 33.332		4.50	100.63	2.193	8.201	1.884	394	5.14	3.43	0.102	0.119
4.40 98.42 2.186 8.221 1.867 370 5.31 3.54 0.101 0.118 4.57 102.13 2.179 8.215 1.865 377 5.23 3.49 0.101 0.118 4.50 100.65 2.186 8.218 1.867 373 5.28 3.52 0.102 0.119 4.52 101.01 2.172 8.227 1.867 365 5.32 3.55 0.101 0.118 4.52 101.01 2.172 8.227 1.865 369 5.64 3.55 0.101 0.119 4.32 96.00 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.51 0.102 0.119 4.32 96.00 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.51 0.101 0.118 4.50 100.54 2.186 8.221 1.864 373 5.26 3.51 0.101 0.119 4.50 100.54 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.57 0.101 0.119 4.50 100.56 2.179 8.221 1.863 373 5.26 3.53 0.101 0.101 4.50 0.102 2.195 8.204 1.863 386 5.15 3.46 0.101 0.119 4.50 102.52 2.175 8.204 1.883 386 5.19 3.46 0.101 0.101 4.50 0.105 2.194 8.218	.9 33.314		4.44	99.29	2.178	8.226	1.857	365	5.35	3.56	0.101	0.118
4.57 102.13 2.179 8.215 1.865 377 5.23 3.49 0.101 0.118 4.50 100.65 2.186 8.218 1.867 373 5.28 3.52 0.101 0.118 4.52 101.01 2.172 8.227 1.867 365 5.32 3.56 0.102 0.119 4.32 97.50 2.186 8.222 1.865 369 5.64 3.55 0.101 0.118 4.32 96.00 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.51 0.102 0.101 4.32 96.00 2.179 8.2219 1.864 373 5.26 3.51 0.101 0.118 4.50 100.54 2.186 8.224 1.864 373 5.26 3.51 0.101 0.101 4.6 100.10 2.179 8.221 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.48 100.10 2.179 8.224 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.117 4.59 100.10 2.194 8.221 1.862 371 5.29 3.43 0.101 0.101 4.59 102.52 2.175 8.204 1.865 381 5.19 3.46 0.101 0.117 4.59 101.06 2.172 8.178 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.101 4.50 2.172 8.178 1.87	.9 33.367		4.40	98.42	2.186	8.221	1.867	370	5.31	3.54	0.101	0.118
4.50 100.65 2.186 8.218 1.867 373 5.28 3.52 0.101 0.118 4.52 101.01 2.172 8.227 1.854 365 5.32 3.56 0.102 0.119 4.35 97.50 2.186 8.222 1.865 369 5.64 3.55 0.101 0.118 4.32 96.00 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.51 0.102 0.119 4.32 96.00 2.179 8.224 1.864 373 5.26 3.51 0.102 0.119 4.48 100.10 2.179 8.221 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.48 100.10 2.179 8.221 1.862 371 5.29 3.53 0.101 0.119 4.59 97.26 2.195 8.204 1.863 386 5.15 3.43 0.101 0.117 4.59 102.52 2.195 8.204 1.865 381 5.19 3.46 0.102 0.101 4.59 97.91 2.194 8.212 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.50 97.91 2.194 8.178 1.886 393 5.10 0.101 0.101 4.50 2.172 8.178 1.886 393 5.10 0.101 0.101 4.50 2.186 0.909 2.18 0.101 0.102 0.101 <	.9 33.215		4.57	102.13	2.179	8.215	1.865	377	5.23	3.49	0.101	0.118
4.52 101.01 2.172 8.227 1.854 365 5.32 3.56 0.102 0.119 4.35 97.50 2.186 8.222 1.865 369 5.64 3.55 0.101 0.118 4.32 96.00 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.51 0.102 0.119 4.50 100.54 2.186 8.224 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.48 100.10 2.179 8.221 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.48 100.10 2.179 8.221 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.50 97.26 2.195 8.204 1.863 381 5.19 3.43 0.101 0.117 4.59 97.91 2.194 8.204 1.865 381 5.19 3.46 0.102 0.101 4.59 97.91 2.194 8.212 1.866 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.50 97.91 2.194 8.178 1.865 381 5.19 3.46 0.102 0.101 4.50 97.91 2.194 8.178 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.50 97.91 2.194 8.178 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.50 97.91 2.194 8.184 <td>.9 33.359</td> <td></td> <td>4.50</td> <td>100.65</td> <td>2.186</td> <td>8.218</td> <td>1.867</td> <td>373</td> <td>5.28</td> <td>3.52</td> <td>0.101</td> <td>0.118</td>	.9 33.359		4.50	100.65	2.186	8.218	1.867	373	5.28	3.52	0.101	0.118
4.35 97.50 2.186 8.222 1.865 369 5.64 3.55 0.101 0.118 4.32 96.00 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.51 0.102 0.119 4.50 100.54 2.186 8.224 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.48 100.10 2.179 8.221 1.862 371 5.29 3.52 0.101 0.119 4.48 100.10 2.179 8.221 1.862 371 5.29 3.52 0.101 0.119 4.59 97.26 2.195 8.204 1.883 386 5.15 3.43 0.101 0.117 4.59 102.52 2.175 8.204 1.886 381 5.19 3.46 0.102 0.119 4.59 97.91 2.194 8.212 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.50 97.91 2.194 8.178 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.50 97.91 2.194 8.178 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.50 97.91 2.194 8.184 1.886 393 5.10 0.101 0.118 4.50 97.91 2.194 8.184 1.883 408 4.90 3.27 0.101 0.118	.0 32.911		4.52	101.01	2.172	8.227	1.854	365	5.32	3.56	0.102	0.119
4.32 96.00 2.179 8.219 1.864 373 5.26 3.51 0.102 0.119 4.50 100.54 2.186 8.224 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.48 100.10 2.179 8.224 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.48 100.10 2.179 8.221 1.862 371 5.29 3.55 0.101 0.119 4.36 97.26 2.195 8.204 1.865 381 5.19 3.46 0.101 0.117 4.59 102.52 2.175 8.204 1.865 381 5.19 3.46 0.102 0.119 4.59 97.91 2.194 8.214 1.865 381 5.19 3.46 0.102 0.118 4.51 101.06 2.172 8.178 1.879 393 5.10 3.46 0.101 0.118 4.52 101.06 2.172 8.178 1.879 393 5.10 3.46 0.101 0.118	.0 33.433		4.35	97.50	2.186	8.222	1.865	369	5.64	3.55	0.101	0.118
4.50 100.54 2.186 8.224 1.864 366 5.32 3.55 0.101 0.118 4.48 100.10 2.179 8.221 1.862 371 5.29 3.55 0.101 0.119 4.36 97.26 2.195 8.204 1.862 371 5.29 3.53 0.101 0.119 4.59 102.52 2.175 8.204 1.883 386 5.15 3.43 0.101 0.117 4.59 102.52 2.175 8.204 1.865 381 5.19 3.46 0.102 0.119 4.50 97.91 2.194 8.212 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.50 97.91 2.194 8.212 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.52 101.06 2.172 8.178 1.879 4.89 3.26 0.101 0.118 4.50 90.09 2.18 8.184 1.883 408 4.90 3.27 0.101 0.117	.9 33.121		4.32	96.00	2.179	8.219	1.864	373	5.26	3.51	0.102	0.119
4.48 100.10 2.179 8.221 1.862 371 5.29 3.52 0.101 0.119 4.36 97.26 2.195 8.204 1.883 386 5.15 3.43 0.101 0.117 4.59 102.52 2.195 8.204 1.883 386 5.15 3.43 0.101 0.117 4.59 102.52 2.175 8.204 1.865 381 5.19 3.46 0.102 0.119 4.59 97.91 2.194 8.212 1.865 393 5.10 3.46 0.101 0.118 4.52 101.06 2.172 8.178 1.879 418 4.89 3.26 0.102 0.118 4.56 99.09 2.18 8.184 1.833 408 4.90 3.27 0.101 0.117	.8 33.462		4.50	100.54	2.186	8.224	1.864	366	5.32	3.55	0.101	0.118
4.36 97.26 2.195 8.204 1.883 386 5.15 3.43 0.101 0.117 4.59 102.52 2.175 8.204 1.865 381 5.19 3.46 0.102 0.119 4.39 97.91 2.194 8.212 1.865 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.52 101.06 2.172 8.178 1.879 418 4.89 3.26 0.101 0.118 4.55 99.09 2.18 8.184 1.879 418 4.90 3.27 0.101 0.118	.9 33.173		4.48	100.10	2.179	8.221	1.862	371	5.29	3.52	0.101	0.119
4.59 102.52 2.175 8.204 1.865 381 5.19 3.46 0.102 0.119 4.39 97.91 2.194 8.212 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.52 101.06 2.172 8.178 1.879 418 4.89 3.26 0.102 0.118 4.55 99.09 2.18 8.184 1.883 408 4.90 3.27 0.101 0.117	.6 33.745		4.36	97.26	2.195	8.204	1.883	386	5.15	3.43	0.101	0.117
4.39 97.91 2.194 8.212 1.886 393 5.10 3.40 0.101 0.118 4.52 101.06 2.172 8.178 1.879 418 4.89 3.26 0.102 0.118 4.56 99.09 2.18 8.184 1.883 408 4.90 3.27 0.101 0.117	.9 33.103		4.59	102.52	2.175	8.204	1.865	381	5.19	3.46	0.102	0.119
4.52 101.06 2.172 8.178 1.879 418 4.89 3.26 0.102 0.118 4.56 99.09 2.18 8.184 1.883 408 4.90 3.27 0.101 0.117	.6 33.719		4.39	97.91	2.194	8.212	1.886	393	5.10	3.40	0.101	0.118
4.56 99.09 2.18 8.184 1.883 408 4.90 3.27 0.101 0.117	.9 33.298		4.52	101.06	2.172	8.178	1.879	418	4.89	3.26	0.102	0.118
-	.4 33.614		4.56	60.66	2.18	8.184	1.883	408	4.90	3.27	0.101	0.117

$A_{\rm T}/Cl$	0.118	0.117	0.119	0.117	0.119	0.118	0.117	0.119	0.118	0.120	0.118	0.118	0.117	0.119	0.118	0.119	0.117	0.118	0.118	0.120	0.116	0.117
$C_{\rm T}/Cl$	0.102	0.101	0.102	0.100	0.101	0.101	0.101	0.102	0.101	0.102	0.101	0.101	0.100	0.102	0.101	0.102	0.101	0.101	0.101	0.103	0.100	0.101
La	3.43	3.34	3.42	3.39	3.49	3.53	3.42	3.56	3.46	3.62	3.55	3.54	3.51	3.0	3.46	3.50	3.42	3.52	3.41	3.47	3.35	3.39
Lc	5.15	5.02	5.14	5.09	5.24	5.30	5.14	5.35	5.20	5.44	5.30	5.31	5.26	5.41	5.20	5.25	5.132	5.28	5.12	5.21	5.03	5.09
pCO ₂ ·10 ⁶ , arm	384	396	384	381	370	364	388	375	389	366	372	375	374	373	391	388	392	382	386	360	380	388
C _T , MMOJID/KF	1.867	1.887	1.866	1.865	1.856	1.85	1.879	1.873	1.885	1.873	1.876	1.859	1.865	1.869	1.887	1.870	1.880	1.860	1.889	1.814	1.859	1.868
pH, in situ	8.208	8.195	8.208	8.206	8.221	8.226	8.203	8.22	8.204	8.229	8.22	8.218	8.216	8.223	8.203	8.208	8.200	8.213	8.205	8.230	8.205	8.205
A _T , MГ-ЭКВ/КГ	2.175	2.191	2.173	2.174	2.171	2.163	2.190	2.193	2.199	2.198	2.197	2.176	2.183	2.191	2.200	2.183	2.191	2.181	2.200	2.121	2.166	2.175
$^{02,}_{\%}$	102.85	97.20	99.61	69.66	100.55	103.18	104.52	101.59	98.84	100.89	99.74	101.67	100.33	107.04	105.57	103.21	101.57	107.49	98.42	112.94	105.46	103.18
О ₂ , МЛ/Л	4.61	4.38	4.48	4.35	4.51	4.62	4.68	4.53	4.41	4.5	4.44	4.52	4.48	4.75	4.71	4.58	4.54	4.77	4.44	5.05	4.76	4.63
S, %0	33.199	33.706	33.124	33.693	33.068	33.086	33.683	33.263	33.73	33.211	33.543	33.216	33.593	33.249	33.746	33.261	33.698	33.25	33.788	31.88	33.699	33.576
°C, T,	28.8	28.3	28.8	28.4	28.8	28.9	28.7	29.1	28.9	29.1	29.1	29.3	28.9	29.4	28.9	29.4	28.8	29.4	28.2	29.4	28.2	28.6
Н, м	0	28	0	29	0	0	31	0	31	0	31	0	26	0	26	0	27	0	29	0	30	0
Nº cr.	23	23	24	24	25	26	26	27	27	28	28	29	29	30	30	31	31	32	32	33	33	34

Окончание табл. 5

0.118	0.124	0.121	0.119	0.120	0.129	0.121	0.120	0.120	0.121	0.121	0.123	0.120
0.101	0.112	0.108	0.107	0.108	0.119	0.108	0.108	0.108	0.107	0.106	0.106	0.104
3.34	2.54	2.78	2.60	2.52	2.20	2.83	2.51	2.56	2.92	3.21	3.34	3.22
5.02	3.82	4.18	3.90	3.78	3.31	4.25	3.77	3.84	4.38	4.82	5.02	4.83
394	630	566	614	641	969	545	655	632	502	449	403	429
1.891	1.988	1.986	1.977	1.993	1.954	1.971	1.997	1.996	1.927	1.924	1.881	1.899
8.202	8.041	8.078	8.045	8.030	8.002	8.091	8.023	8.036	8.117	8.161	8.198	8.172
2.196	2.203	2.228	2.202	2.210	2.130	2.218	2.212	2.217	2.183	2.208	2.175	2.186
103.29	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
4.67	1	I	I	I	I	1	I	1	I	I	I	I
33.695	32.184	33.265	33.313	33.301	29.743	33.101	33.403	33.392	32.681	32.894	32.036	33.024
28.1	29.0	28.8	29.0	28.8	29.0	28.8	29.0	28.8	28.9	29.0	29.0	28.7
30	0	5	0	5	0	5	0	5	0	5	0	5
34	15	15	2B	2B	3B	3B	4B	4B	5B	5B	6B	6B

Г	лава	3
	лара)

Гидр	-	ритопо		(ст. 5Б и	VDI D HUMAY							
Зремя бора, ч T, °C	H, M T, °C	T, °C		S, %0	AT, MF-3KB/KF	pH, in situ	CT, MMOJIB/KF	рСО ₂ .10 ⁶ , атм	Lc	La	CT/Cl	AT/Cl
15 ⁵⁰ 0 29.0	0 29.0	29.0		29.743	2.130	8.002	1.954	969	3.31	2.20	0.119	0.129
15 ⁵⁰ 5 28.8	5 28.8	28.8		33.101	2.218	8.091	1.971	545	4.25	2.83	0.108	0.121
20 ⁴⁰ 0 28.9	0 28.9	28.9		31.082	2.143	8.076	1.923	564	3.08	2.59	0.112	0.125
20 ⁴⁰ 5 28.7	5 28.7	28.7		33.191	2.188	8.075	1.951	560	4.06	2.71	0.105	0.119
23 ⁴⁰ 0 28.5	0 28.5	28.5		23.988	1.967	8.033	1.825	634	2.93	1.95	0.137	0.148
23 ⁴⁰ 5 28.8	5 28.8	28.8		33.187	2.188	8.071	1.953	567	4.04	2.69	0.106	0.119
2 ⁴⁰ 0 28.3 2	0 28.3 2	28.3		26.514	2.020	8.039	1.858	618	3.15	2.10	0.127	0.138
2 ⁴⁰ 5 28.8 3	5 28.8 3	28.8		33.106	2.185	8.117	1.926	499	4.39	2.92	0.105	0.119
18 ³⁰ 0 28.7 3	0 28.7 3	28.7 3	m	3.022	2.209	8.072	I	1	1	I	I	0.121
18 ³⁰ 5 28.7 3	5 28.7 3	28.7 3	ŝ	3.317	2.201	8.143	1.927	467	4.64	3.09	0.104	0.119
21 ³⁰ 0 28.8 3	0 28.8 3	28.8 3	ŝ	2.309	2.190	8.062	1.966	590	3.93	2.62	0.110	0.122
21 ³⁰ 5 28.7 3	5 28.7 3	28.7 3	m	3.187	2.224	8.179	1.929	427	4.99	3.32	0.105	0.121
0 ³⁰ 0 28.6 3	0 28.6 3	28.6 3	<u>(</u> ,	2.296	2.191	8.020	1.987	660	3.61	2.41	0.111	0.123
0 ³⁰ 5 28.6 3	5 28.6 3	28.6 3	<i>a</i> ,	\$2.700	2.192	8.109	1.942	514	4.29	2.86	0.107	0.121
3 ³⁰ 0 28.5 2	0 28.5 2	28.5		29.538	2.122	8.023	1.939	653	3.38	2.25	0.119	0.130
3 ³⁰ 5 28.7	5 28.7	28.7		32.710	2.190	8.022	1.982	653	3.65	2.43	0.109	0.121
6 ³⁰ 0 28.5	0 28.5	28.5		32.586	2.182	8.052	1.962	598	3.83	2.55	0.109	0.121
6 ³⁰ 5 28.5	5 28.5	28.5		33.372	2.210	8.103	1.956	522	4.31	2.87	0.106	0.120
9 ³⁰ 0 28.9	0 28.9	28.9		32.749	2.188	8.094	1.944	536	4.21	2.81	0.107	0.121
9 ³⁰ 5 28.8	5 28.8	28.8		33.379	2.205	8.090	1.957	541	4.23	2.82	0.106	0.119
12 ³⁰ 0 29.0	0 29.0	29.0	<u>`</u>	33.046	2.194	8.138	1.923	474	4.60	3.07	0.105	0.120
	-	-	1	1		1						

Глава З

Таблица 6

	17 ⁰⁰	5	28.9	33.053	2.202	8.136	1.932	478	4.59	3.06	0.106	0.120
10	15 ³⁰	0	28.9	32.681	2.183	8.117	1.927	502	4.38	2.92	0.107	0.121
	15 ³⁰	5	29.0	32.894	2.208	8.161	1.924	449	4.82	3.21	0.106	0.121
10	18 ³⁰	0	28.9	33.035	2.196	8.111	1.940	511	4.38	2.92	0.106	0.120
10	18 ³⁰	5	28.7	33.188	2.217	8.103	1.964	526	4.34	2.89	0.107	0.121
10	10^{30}	0	29.0	31.871	2.170	8.169	1.894	437	4.74	3.16	0.107	0.123
10	10^{30}	5	28.9	33.035	2.186	8.143	1.914	466	4.61	3.07	0.105	0.120
10	13 ³⁰	0	29.2	32.132	2.167	8.184	1.880	417	4.91	3.27	0.106	0.122
10	13 ³⁰	5	28.9	33.082	2.186	8.165	1.901	437	4.80	3.20	0.104	0.119
	16^{30}	0	29.0	32.036	2.175	8.198	1.881	403	5.02	3.34	0.106	0.123
	16^{30}	5	28.7	33.024	2.186	8.172	1.899	429	4.83	3.22	0.104	0.120
	19 ³⁰	0	29.0	30.040	2.115	8.177	1.854	427	4.58	3.05	0.112	0.127
10	19 ³⁰	5	28.8	32.538	2.179	8.166	1.899	438	4.75	3.16	0.105	0.121
	22 ³⁰	0	28.8	31.141	2.154	8.163	1.890	445	4.59	3.06	0.110	0.125
	22 ³⁰	5	28.7	32.996	2.195	8.155	1.917	452	4.70	3.13	0.105	0.120
	1 ³⁰	0	28.6	32.341	2.180	8.161	1.905	445	4.67	3.11	0.106	0.122
	1 ³⁰	5	28.7	33.044	2.202	8.147	1.927	463	4.65	3.10	0.105	0.122
	4 ³⁰	0	28.6	32.728	2.187	8.151	1.914	456	4.63	3.08	0.105	0.121
	4 ³⁰	5	28.6	32.721	2.180	8.163	1.901	440	4.71	3.14	0.105	0.120
	7 ³⁰	0	28.6	32.860	2.185	8.169	1.901	433	4.78	3.19	0.105	0.120
	7 ³⁰	5	28.7	32.875	2.183	8.170	1.898	431	4.80	3.19	0.104	0.120

* "-," означает отсутствие данных.

Глава З

187

по сравнению с остальными. Установленная закономерность обусловлена, на наш взгляд, распределением взвешенного вещества – высоким (до 10 мг/л) содержанием взвеси в придонных горизонтах напротив речных рукавов и относительно низкой (<2 мг/л) ее концентрацией при удалении от устья реки Меконг (*Аникиев и др., 1983*).

Более сложная картина наблюдается в поверхностных горизонтах. И здесь прибрежная зона отличается от двух других прежде всего более высоким парциальным давлением CO₂ и более низким значением pH (см. рис. 8), что, как уже отмечалось, свидетельствует о заметном увеличении в ней активности разложения органического вещества и/или снижении интенсивности фотосинтеза. Близость величин pH и pCO₂ на станциях второй и третьей зоны (см. рис. 8), а также данные по степени насыщения воды кислородом указывают на практически одинаковую интенсивность протекающих здесь биологических процессов. Полученные результаты, как и для придонных горизонтов, согласуются с распределением взвешенного вещества: на расстоянии 15-20 миль от устья реки в поверхностных водах происходит значительное уменьшение общего содержания взвеси и изменение ее качественного состава (начинают преобладать фито-зоопланктон и детрит морского происхождения (Аникиев и др., 1983). Рост значений Ат/С1 и Ст/С1 при переходе от мористой зоны к зоне наибольших градиентов солености объясняется, по-видимому, простым смешением морских и речных вод. Наиболее ярким доказательством этого служит зависимость AT/C1 – Cт/C1 (см. рис. 8) с углом наклона 45°, в то время как при осаждении (растворении) карбоната кальция должна получаться прямая с углом наклона 60° (Park, 1969).

В прибрежную зону, как и в зону наибольших градиентов солености, происходит поступление карбонатов с речным стоком. Однако активное разложение органического вещества в этой зоне служит дополнительным источником неорганического углерода и одновременно причиной понижения щелочности (*Brewer et al., 1975*), что приводит к отклонению данных этой зоны от общей зависимости Ат/C1 – Cт/C1 (см. рис. 8).

Суточная изменчивость карбонатной системы на станциях 5Б (рис. 9, кривая I) и 6Б как на поверхности, так и у дна обусловлена в основном изменением соотношения между интенсивностями процессов фотосинтеза и разложения органического вещества. При этом последний процесс всегда преобладает: даже днем во время максимального фотосинтеза парциальное давление CO_2 выше равновесного. Отклонения от теоретических зависимостей (*Park, 1969*) наблюдаются только для поверхностных горизонтов в фазу малой воды, когда поступление карбонатов с речным стоком приводит к значительному увеличению удельной щелочности и удельной суммы неорганического углерода (рис. 9). Для станции 3Б, расположенной в зоне «языка» пониженной солености, за время измерений (~10 ч) характер вариаций карбонатных параметров у дна и на поверхности различен. Если в первом случае главными остаются биологические процессы, то во втором – простое смешение речных и морских вод (см. рис. 9, кривые II, III).

188



Рис. 9. Параметрические зависимости, характеризующие суточную изменчивость карбонатной системы в июле 1983 г. по данным станций 5Б (I) и 3Б (II, III). 1, 3 – поверхностные, 2, 4 –придонные воды

На основании результатов гидрохимических наблюдений в приустьевой зоне р. Меконг в сезон дождей (июль 1983 г.) можно сделать следующие выводы:

1. Пространственное распределение солености свидетельствует о наличии в исследованной акватории фронтальной зоны смешения двух водных масс: дельты р. Меконг (S <30 ‰) и вод Южно-Китайского моря (S>33.5 ‰). В период измерений соленость поверхностных вод изменялась от 24.99 до 33.58 ‰, горизонтальные градиенты в прибрежной части района исследований достигали 0.4–0.7 ‰ на милю и 0.02–0.04 ‰ на милю при удалении свыше 20 миль от устья реки. Максимальная разница солености поверхностных и придонных проб составляла 9.20 ‰ в прибрежной частах изученной площади.

2. Сток р. Меконг оказывает влияние на структуру распределения гидрохимических параметров в прибрежной зоне. Это проявляется в существовании на поверхности повышенных значений A_T/Cl (до 0.148 мг-экв/кг/‰) и C_T/Cl (до 0.137 ммоль/кг/‰), совпадающих с «языками» пониженной солености, что во многом определяется динамическими процессами. Изолинии со значениями $A_T/Cl\sim0.120$, $C_T/Cl\sim0.110$, pH~8.20 и pCO₂ ~390 мкатм ограничивают зону наибольшего влияния речного стока в области максимальных градиентов солености.

3. Пространственная изменчивость карбонатной системы в исследованной акватории определяется главным образом биологическими процессами – фотосинтезом и окислением органического вещества. Окисление органического веще-

ства преобладало над процессами его синтеза на всей акватории: величина рСО₂ всегда была выше равновесного с атмосферой, особенно в прибрежной части полигона (>600 мкатм). Это согласуется с распределением взвешенного вещества, поступающего в акваторию с речным стоком: ~10 мг/л в придонных горизонтах прибрежной части и ~2 мг/л при удалении от устья.

Заключение

Исследовано распределение солености, растворенного кислорода и карбонатных параметров (щелочности, pH, суммы неорганического углерода, парциального давления углекислого газа и степени насыщения воды карбонатом кальция) близ устья р. Меконг в климатические сезоны, значительно отличающиеся величиной речного стока.

Район исследований находится в зоне смешения речных и морских вод с четко выраженной фронтальной зоной с резкими градиентами гидрохимических характеристик, как в сухой, так и в дождливый сезоны.

Поверхностные воды прибрежной зоны в сезон дождей (июль 1983 г.), в отличие от сухого сезона (апрель 1981 г.), в целом характеризовались более низкими значениями температуры, солености, щелочности, общей суммы неорганического углерода, растворенного кислорода и более высокими значениями удельной щелочности, удельной суммы неорганического углерода и парциального давления углекислого газа.

Уменьшение в сезон дождей растворенного кислорода и увеличение парциального давления углекислого газа в исследуемой акватории свидетельствуют о более активном разложении органического вещества и/или менее интенсивном процессе фотосинтеза. Это согласуется с распределением взвешенного вещества, поступающего в акваторию с речным стоком. Повышение количества взвеси способствует уменьшению прозрачности вод, что, в свою очередь, снижает интенсивность фотосинтеза и приводит к уменьшению содержания кислорода и росту концентрации углекислого газа.

Суточная изменчивость карбонатной системы как в сухой, так и в дождливый сезоны года обусловлена в основном изменением соотношения интенсивностей процессов фотосинтеза и разложения органического вещества. Только для поверхностных горизонтов в фазу малой воды существенное значение имеют процессы простого смешения речных и морских вод.

3.3. КАВИТАЦИОННАЯ ПРОЧНОСТЬ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ВЬЕТНАМА

В.И. Ильичев¹, Н.П. Мельников²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток ²Научно-исследовательский радиофизический институт ННГУ им. Н.И. Лобачевского, г. Нижний Новгород

В современной литературе кавитацией принято называть сложный комплекс разнообразных физико-химических явлений, сопровождающих нелинейные пульсации пузырьков, возникающих в жидкости из микронеоднородностей под действием переменных полей давления. По характеру действующих на жидкость сил кавитацию условно подразделяют на гидродинамическую и акустическую. Акустическая кавитация возникает при возбуждении в жидкости достаточно интенсивных акустических полей. Гидродинамическая кавитация возникает при уменьшении давления в жидкости в гидродинамических полях обтекаемых тел. Основное отличие акустической кавитации от гидродинамической состоит в том, что в первом случае объем жидкости подвергается периодическому воздействию переменного давления в течение длительного интервала времени. Однако, процессы, протекающие при гидродинамической и акустической кавитации, обусловлены одними и теми же физическими законами. В связи с этим в некоторых случаях акустическая кавитация может служить для моделирования явлений гидродинамической кавитации.

Любая жидкость имеет значительно меньшую прочность на разрыв в сравнении с прочностью её межмолекулярных связей (Коренфельд, 1951). Максимальное значение этой величины получил Бриггс (Briggs, 1950) – от 260 атм. до 270 атм., благодаря особо тщательной очистке воды. Такое свойство жидкостей связано с присутствием в ней неких «слабых мест», обычно называемых «зародышами кавитации». Экспериментальные исследования влияния очистки жидкости на величину её кавитационной прочности позволяют предположить, что появление зародышей кавитации связано с присутствием в жидкости различных примесей (Перник, 1966). Смешивающиеся и твердые растворимые примеси несущественно влияют на величину кавитационной прочности. Для несмешивающихся и нерастворимых примесей существенным фактором является смачиваемость. Если смачиваемость мала (гидрофобные поверхности), в зоне контакта образуется зародыш кавитации. Другими типами примесей являются, растворенный в жидкости газ, а также устойчивые включения нерастворенного газа и неконденсированного пара. Очевидно, что наличие примесей в жидкости, их свойства и концентрация влияют на функцию распределения по размерам зародышей кавитации и их концентрацию, что, в свою очередь, приводит к изменению величины кавитационной прочности жидкости. Интересно, что присутствие в воде ионов, вызывающих отрицательную гидратацию, приводит к уменьшению кавитационной прочности, а ионы, вызывающие положительную гидратацию, величину кавитационной прочности не изменяют. Эффекты изменения кавитационной прочности заметны для газосодержания меньше 45 %. При большем содержании газов влияние присутствия ионов на величину кавитационной прочности не обнаружено (Акуличев, 1966). На величину кавитационной прочности влияет не только наличие в жидкости зародышей кавитации, но и свойства жидкости, которые влияют на динамику кавитационных зародышей (мельчайших пузырьков) в переменных полях давления. В первую очередь это вязкость жидкости и коэффициент поверхностного натяжения. Эксперименты (Yilmaz et al., 1976) показали, что увеличение температуры жидкости приводит к уменьшению величины кавитационной прочности и к изменению функции распределения зародышей кавитации по размерам – число зародышей большего размера возрастает. Изменение температуры также влияет на величину давления насыщенного пара, коэффициент поверхностного напряжения, давление газа внутри пузырька, и на угол смачивания твердых примесей. Механизмом генерации зародышей кавитации являются ионизирующие излучения (Sette, Wanderling, 1962; Messino et al., 1963, a, b; Bertolotti, Sette, 1962; Finch, 1964; Sette, 1959; Аскарьян, 1957; Каган, 1958; Seitz, 1958). Наличие в воде ионизирующих излучений приводит к уменьшению величины кавитационной прочности. Одним из таких излучений является космическое излучение. Для морской воды примерно 70 % общего количества частиц, достигающих поверхности воды, составляют *µ* – мезоны (жесткая компонента) и около 30 % – электроны (мягкая компонента). Кроме того, в морской воде присутствует радиоактивный изотоп 40 К, β -распад которого порождает электрон с энергией порядка 1.31 Мэв.

Отсутствие обоснованной теории стабилизации кавитационных зародышей создает дополнительные трудности в теоретических и экспериментальных исследованиях процессов возникновения и развития кавитации. В связи с этим получило распространение «феноменологическое» описание явления кавитации, не учитывающее механизмов образования и стабилизации зародышей. В рамках такого рассмотрения реальная жидкость представляется в виде гипотетической среды – жидкость плюс стабильно существующие или постоянно образующиеся микронеоднородности, физическая природа, распределение по пространству, по размерам и концентрация которых постулируется в каждой конкретной ситуации или используются данные реальных измерений «зародышей кавитации» в виде пузырьков, твердых взвесей и т.д. (*Akulichev, Bulanov, 2011; Буланов, 2001*).

Согласно общепринятому представлению кавитационная прочность является физической характеристикой жидкости и однозначно зависит от её физико-химических свойств. Экспериментальные значения величины кавитационной прочности, полученные различными авторами (*Рой, 1957; Акуличев, Ильичев, 2005; Ильичев и др., 1992*), имеют значительные расхождения. По-видимому, это связано с тем, что сам процесс измерения и измерительная система неизбежно изменяют характеристики жидкости, в частности, размеры кавитационных зародышей и их функции распределения по размерам и по пространству. Поэтому в случае акустической кавитации, на наш взгляд, более точно говорить не о «кавитационной прочности», а о «кавитационном пороге». Величина кавитационного порога зависит как от среды (жидкость с парогазовыми или другими зародышами кавитации), так и от измерительной системы (акустические концентраторы, гидрофоны и другие измерительные средства), а также, как от методики измерения (в частности, от критерия возникновения кавитации), так и от характера акустического воздействия (особенно от характера распределения амплитуд акустического поля и его частоты).

Также известно, что возникновение кавитации в жидкости связано с инициированием и развитием совершенно различных физических процессов. Соответственно этому следует разделять порог «выпрямленной» диффузии (Eller, Flinn, 1965; Kanycmuha, 1970) порог градиентной и бъеркнесовской коагуляции (Azpecm, Kyзнецов, 1972, 1974 a, б; Kyзнецов, Щекин, 1972; Azpecm, Kopeu, 1978), порог динамической устойчивости и порог статической устойчивости (Blake, 1949; Ильичев и др., 1993; Ilyichev et al., 1989). Каждый из перечисленных выше процессов может быть экспериментально измерен и его возникновение зафиксировано. Очевидно, что величина кавитационной прочности жидкости является предельной для кавитационных порогов, и они могут оказаться приблизительно равными лишь при условии, что жидкость разрывается таким образом, что не происходит существенного изменения, как размеров, так и распределения по размерам зародышей кавитации, и перечисленные выше процессы возникают в неизмененной внешними воздействиями среде.

Концентрация зародышей кавитации и их распределение по размерам и по пространству должны определять величину прочности невозмущенной жидкости. При приложении к жидкости растягивающего напряжения или переменного поля давления эти зародыши кавитации могут превращаться в паровые или газопаровые каверны или пузырьки. При достижении величины давления некоторой критической величины в жидкости возникает кавитация. Теоретические исследования и данные лабораторных измерений показывают (Кнэпп и др., 1974; Перник, 1966), что прочность реальных жидкостей изменяется в широких пределах в зависимости от физических свойств и состояния среды. При этом прочность является статистической величиной, что обусловлено случайным характером распределения зародышей в жидкости по размерам и по пространству. В силу естественной неоднородности и нестационарности параметров состояния и различия физико-химических и биологических характеристик морской воды в различных районах Мирового океана, существенных для свойств содержащихся в ней зародышей, прочность морской воды характеризуется значительной пространственно-временной изменчивостью (Мельников, Елистратов, 2014; Ильичев и др., 1992; Акуличев, Буланов, 2017).

В связи с тем, что известные лабораторные способы, применяемые при исследовании прочности, перенести в натурные условия очень сложно, используется методика, основанная на измерениях не самой прочности, а порога кавитации, который служит мерой так называемой кавитационной прочности жидкости, характеризующей момент появления неустойчивых кавитационных полостей.

Измерения кавитационных порогов всегда основаны на регистрации параметра какого-либо явления, специфического для кавитации и возникающего вместе с ней. Такая методика обладает естественным недостатком, обусловленным различием между прочностью жидкости как физической характеристики невозмущенной среды, подлежащей исследованию, и кавитационной прочностью, которая характеризуется совокупностью среда–измерительная система.

Под порогом акустической кавитации в работе принята амплитуда звукового давления в момент возникновения кавитации. С целью уменьшения искажающего влияния внешнего воздействия на первоначальное распределение зародышей использована методика регистрации момента возникновения кавитации в свободной жидкости, то есть вдали от излучающих поверхностей. В этом случае основные закономерности и характер зависимостей прочности от исследуемых свойств жидкости аналогичны экспериментально получаемым зависимостям кавитационной прочности от тех же параметров.

Все измерения кавитационных порогов морской воды производились по единой методике. Методика измерений кавитационной прочности морской воды в различных районах Мирового океана, экспериментальная установка для её измерений, а также критерии возникновения кавитации рассмотрены ниже. В нашей экспериментальной установке в качестве критерия появления кавитации использовано появление акустического кавитационного шума выше некоторой заданной величины.

Спектральные признаки возникновения акустической кавитации. Модель пульсаций полости в сжимаемой вязкой жидкости

Рассмотрим модель кавитационной полости, пульсирующей в сжимаемой жидкости. Достаточно полный обзор в области динамики кавитационных полостей приведен в работах (Перник, 1966; Буланов, 2001; Рой, 1957; Сиротюк, 1962; Кнэпп и др., 1974; Cole, 1948; Strasberg, 1959; Noltingk, 1962; Акуличев, 1966; Флинн, 1967; Rosenberg, 1971; Lauterborn, 1976, 1980, 1981 a, b; Apfel, 1977, 1981; Crum, 1980; Akulichev, 1984; Leighton, 1994; Blake et al., 1994; Brennen, 1995; Lauterborn et al., 1999; Prosperetti, 2004; Doinikov, 2005; Lugli, Zerbetto, 2007). Byдем предполагать, что газонаполненный пузырек, на котором происходит разрыв жидкости, представляет собой сферическую полость равновесного радиуса R₀, причем на всех стадиях пульсаций сферическая форма сохраняется. Так, Плессе (Plesset, 1954) пришел к выводу, что при расширении полости малые возмущения её поверхности затухают и, следовательно, расширяющиеся полость сохраняет устойчивую сферическую форму. При захлопывании полости возмущения, нарушающие сферичность формы, остаются малыми до значения радиуса полости $R(t) > 0.1R_{o}$, где R(t) – текущий радиус полости. Это условие соблюдалось при всех последующих расчетах.

Требование одиночности полости сводится к требованию отсутствия взаимного влияния полостей в кавитационной зоне. Согласно результатам теоретических и экспериментальных работ (*Елистратов и др., 1968; Кузнецов, Щекин,* 1972; Заболотская, 1984; Doinikov, 1999) область взаимодействия полостей ограничена величиной порядка $10R_0$, и условие одиночности, как правило, соблюдается, особенно на начальных стадиях развития кавитации.

Будем считать, что полость окружена безграничной сжимаемой вязкой жидкостью, причем сдвиговая вязкость μ , учитываемая настоящей моделью, величина постоянная по пространству и во времени. Это означает, что модель ограничена рассмотрением динамики полостей в ньютоновских жидкостях. Независящим от размеров полости (кривизны поверхности) считается также поверхностное натяжение σ . Это означает, что радиус рассматриваемой нами полости значительно превышает межмолекулярные расстояния в жидкости. Полость заполнена парогазовой смесью. Давление пара P_d равно насыщающему и остается постоянным при всех стадиях движения. Эффекты теплопроводности и газовой диффузии через стенку полости не учитываются. Давление газа P_g внутри полости подчиняется политропному закону, причем показатель политропы γ постоянен во время пульсаций полости. Модели движения кавитационной полости в сжимаемой жидкости приведены в работах (*Kirkwood, Bethe, 1942; Gilmore, 1952; Акуличев и др., 1967*). В рамках указанных предположений пульсации одиночной полости в однородном акустическом поле хорошо описываются уравнением Джилмора:

$$R\ddot{R}\left(1-\frac{\dot{R}}{C}\right) + \frac{3}{2}\dot{R}^{2}\left(1-\frac{\dot{R}}{3C}\right) = \left(1+\frac{\dot{R}}{C}\right)H + \frac{R}{C}\left(1-\frac{\dot{R}}{C}\right)\dot{H},\tag{1}$$

где R – текущий радиус полости, U = dR / dt – скорость движения границы полости, t – время, C – локальная скорость звука, H – удельная энтальпия на границе полости. Из уравнения состояния жидкости в форме Тэта $[(P + B) / (P_{\infty} + B)] = (\rho / \rho_{\infty})^k$ локальная скорость звука равна $C = C_{\infty}[(P + B) / (P_{\infty} + B)]^{(k-1)/2k}$, где $C_{\infty} = [k(P_{\infty} + B) / \rho_{\infty}]^{1/2}$ – скорость звука в невозмущенной жидкости, $P_{\infty} = P_0 - P_m \sin 2\pi ft$ – давление в жидкости вдали от полости, P_0 – статическое давление, ρ_{∞} – плотность жидкости вдали от полости, P_m и f – амплитуда и частота возбуждающего акустического поля, $P = P_{-2\sigma} / R - 4\mu U / R$ – давление жидкости на границе полости, $P_g = P_{g0} (R_0/^R)^{3\gamma}$ – давление газа внутри полости, $P_{g0} = P_0 + 2\sigma / R_0$ – давление газа в равновесной полости радиуса R_0 . Константы в уравнении состояния жидкости равны для воды $B = 3 \cdot 10^8 \Pi a$ и k = 7. Для энтальпии на границе полости справедливо выражение (*Cole, 1948*):

$$H = \frac{C_{\infty}^2}{k - 1} \left[\left(\frac{P + B}{P_{\infty} + B} \right)^{(k+1)/k} - 1 \right].$$
 (2)

Расчеты показали, что это приближение дает точный результат вплоть до чисел Маха равных 2.2. Для больших чисел Маха, расчеты не проводились.

Путем замены переменных $R(t) = R(t) / R_0 T = f \cdot t$, $\varepsilon = P_m / P_0$, уравнение (1) приводится к безразмерному виду. Обсуждаемые далее результаты численного анализа уравнения (1), кроме особо оговоренных случаев, получены для полостей, пульсирующих в воде при 20° С, при этом $\rho = 10^6$ кг/м³, $\sigma = 0.072$ Н/м,

 $\mu = 10^{-3}$ Па·с. $P_d = 2.3$ кПа. Показатель политропы принят $\gamma = 4/3$, т.е. рассматриваются адиабатические процессы внутри полости. Параметрами являются начальный радиус R_0 , статическое давление P_0 , амплитуда возбуждающего поля $\varepsilon = P_m / P_0$ и частота возбуждающего поля *f*. Все вычисления проводились при следующих начальных условиях: $R(0) = R_0$, $\dot{R}(0) = 0$.

Излученное полостью акустическое давление рассчитывалось согласно работе (*Акуличев и др., 1967*):

$$P_{u} = (P_{\infty} + B) \left[\frac{2}{k+1} + \frac{k-1}{k+1} \left(1 + \frac{k+1}{rC_{\infty}^{2}} G \right)^{1/2} \right]^{\frac{2k}{k-1}} - B, \qquad (3)$$

где r – расстояние от центра полости, на котором рассчитывается давление P_u , в наших расчетах $r = 10 R_0$, а G – значение инварианта Кирквуда-Бете на границе полости, равное $G_R(t_R) = R(H + U^2/2)$. Таким образом, нахождение поля величин, создаваемого пульсирующей сферой радиуса R, сводится к определению функций $R(t_R)$ и $G_R(t_R)$.

Резонансная динамика кавитационной полости в однородном акустическом поле

Динамика кавитационной полости, находящейся в сжимаемой вязкой жидкости под действием переменных полей давления, описывается уравнением (1). Детальный численный анализ решений уравнения (1), выполненный для различных значений параметров R_0 , f и $\varepsilon = P_m/P_0$, позволил выявить ряд закономерностей движения полости и её акустического излучения. Резонансные кривые (зависимости безразмерного максимального на периоде возбуждающего поля радиуса полости R_{\perp} от частоты возбуждающего акустического поля f) для полости с равновесным радиусом $R_0 = 2 \cdot 10^{-5}$ м приведены на рис. 1, где безразмерная амплитуда возбуждающего поля є служит параметром. Отметим ряд особенностей резонансных кривых, свойственных нелинейным колебательным системам: наличие гармонических и ультрагармонических резонансов, отмеченных на рисунке цифрами; сдвиг резонансных кривых в сторону низких частот при увеличении амплитуды возбуждающего поля; асимметрия резонансных кривых; скачкообразный характер резонансного возбуждения при приближении к резонансной частоте со стороны низких частот. Такая особенность приводит к появлению некоторого порогового значения амплитуды внешнего поля є, при котором данный резонанс возбуждается. Крупные точки обозначают стохастические решения, а кружочки и сплошные линии – периодические решения. Заштрихованные зоны – это зоны, где пульсации полости носят стохастический характер, цифры над кривыми обозначают порядок резонанса (Lauterborn, Cramer, 1981; Корец и др. 1983, 1985; Ilyichev et al., 1986, 1989; Parlitz et al., 1990; Scheffczyk et al., 1991; Ильичев и др., 1994; Заездный и др., 1968). Начиная с некоторого значения є амплитуда стационарных пульсаций полости равномерно увеличивается при продвижении в область низких частот. Этот рост является следствием того, что полости в жидкости не могут





Рис. 1. Резонансные кривые пульсации полости. $R_0 = 2 \cdot 10^{-5}$ м, $1 - \varepsilon = 0.495$; $2 - \varepsilon = 1.061$; $3 - \varepsilon = 1.202$. f – частота линейного резонанса полости

выдерживать произвольно высокие растягивающие напряжения и начинают расти бесконечно при некотором значении внешнего поля $\varepsilon \ge \varepsilon_{\kappa p}^{\bullet}$, называемом порогом статической устойчивости, или порогом Блэйка.

Таким образом, в реальной жидкости характер динамики полости, её акустическое излучение и спектр этого излучения будут определяться размерами имеющихся в ней пузырьков (при фиксированной частоте возбуждающего поля) (*Rusby*, 1970; Mellen, 1954, 1956; Морозов, 1969; Bebjamin, 1958; Fitzpatrick, 1958). Если в жидкости имелись или под действием звукового поля образовались достаточно крупные кавитационные зародыши, равновесные радиусы которых лежат вблизи основного или одного из первых гармонических резонансов, в спектре кавитационного шума должны преобладать составляющие звукоряда основной частоты f. Появление же в спектре субгармоник не может служить достаточно надежным признаком возникновения кавитации в жидкости, оно свидетельствует лишь о том, что некоторое число пузырьков в жидкости при данном значении амплитуды внешнего акустического поля є потеряло динамическую устойчивость на одном из ультрагармонических или субгармонических резонансов, что может быть не связано с моментом возникновения кавитации в жидкости. Более надежным спектральным признаком возникновения кавитации может служить быстрый рост высших гармонических составляющих, связанный с основным резонансом порядка 1/1 и гармоническими резонансами порядка 2/1, 3/1 и т.д.

Резонансная динамика кавитационной полости в неоднородном акустическом поле

Хорошо известно, что пульсирующая полость взаимодействует с неоднородными полями давления, соседними полостями и с поверхностью раздела (*Crum*, Еller, 1970; Агрест, Кузнецов, 1972, 1973, 1974 а, b; Кузнецов, Щекин, 1975 а, б; Левковский, 1974; Воинов, Петров, 1971). В работах (Сгит, Eller, 1970; Агрест, Кузнецов, 1972) показано, что в слабых акустических полях при наличии градиента давления пульсирующая полость начинает перемещаться поступательно. В частности, в поле стоячей звуковой волны линейно пульсирующие полости равновесного радиуса R_0 будут монотонно мигрировать в пучность давления при $R_0 < R_f$ (полость в этом случае называют дорезонансной) и в направлении $R_0 > R_f$ (полость соответственно называют зарезонансной), где R_f – радиус полости, частота линейного резонанса которой равна частоте возбуждающего поля f. Характер пульсаций полости заметно усложняется в умеренных звуковых полях, когда амплитуда звукового поля P_m сравнима или несколько больше статического давления P_0 . При этом пульсации полости становятся существенно нелинейными, что приводит к изменению характера её поступательных перемещений.

При поступательном движении пузырька в неоднородных акустических полях наблюдается так называемый «реактивный» эффект (*Ильичев и др., 1969*), когда происходит резкое увеличение мгновенного значения скорости его поступательного движения. Происходит перераспределение энергии движения полости из радиального движения в поступательное, главным образом на конечной стадии захлопывания пузырька. При интенсивных пульсациях полости даже в слабых градиентных полях величина скорости поступательного движения \dot{x} может превосходить скорость радиальных пульсаций \dot{R} . Поэтому необходимо учитывать влияние поступательного движения полости на её радиальные пульсации. Перекачка энергии из радиальных пульсаций в поступательное движение неизбежно оказывает существенное влияние на распределение нормального давления вокруг полости и, следовательно, воздействует на его радиальные пульсации, т.е. приводит к уменьшению скорости радиальных пульсаций полости и к увеличению её минимального радиуса.

Будем считать, что распределение полного давления вдоль некоторой характерной координаты *x* при одномерном движении может быть представлено в виде

$$P_{\infty} = P_0 + P_m \phi(x/L) \sin 2\pi ft, \qquad (4)$$

где L – характерный линейный размер; $\phi(x/L)$ – функция, определяющая зависимость амплитуды переменного давления от координаты x. Поступательное движение полости в маловязкой невесомой жидкости может быть описано уравнением:

$$\frac{d}{dt}[\rho' V \dot{x} + \frac{1}{2}\rho V (\dot{x} - \upsilon)] = -D(\dot{x} - \upsilon) - V \cdot \frac{\partial P}{\partial x}.$$
(5)

Здесь ρ', ρ – плотности соответственно газа в полости и жидкости; \dot{x}, υ – скорости движения полости и жидкости; V – объем полости. Коэффициент D, характеризующий сопротивление жидкости поступательному движению полости, определяется соотношением $D = 6\pi\mu R (1 + 0.065 \text{ Re}^{2/3})^{3/2}$, где $\text{Re} = [(\dot{x} - \upsilon)2\rho R]/\mu$ – число

Рейнольдса. Плотность газа значительно меньше плотности жидкости, $\rho' << \rho$, поэтому первым членом в уравнении (5) можно пренебречь. Для жидкости, окружающей полость, будем полагать справедливым уравнение Эйлера:

$$\frac{d\upsilon}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla P \,. \tag{6}$$

Рассмотрим случай, когда полость пульсирует в поле акустической стоячей волны вида

$$P_{\infty} = P_0 - P_m \cos \frac{2\pi x}{\lambda} \sin 2\pi f t, \qquad (7)$$

здесь λ – длина звуковой волны. В этом случае уравнение (5) можно записать в виде

$$\frac{d}{dt} \left[\frac{2}{3}\rho \pi R^{3}(\dot{x} - \upsilon)\right] = -D(\dot{x} - \upsilon) - \frac{4}{3}\pi R^{3}\frac{dP}{dx}.$$
(8)

Если пренебречь деформацией полости и асимметрией распределения давления вокруг неё, в первом приближении поступательное движение можно учесть, добавив при выводе уравнения (1) к потенциалу источник потенциал поступательного потока, обтекающего полость со скоростью $|\dot{x} - v|$. Если пренебречь vпо сравнению с \dot{x} , вместо уравнения (1) получим уравнение

$$R\ddot{R}\left(1-\frac{\dot{R}}{C}\right) + \frac{3}{2}\dot{R}^{2}\left(1-\frac{\dot{R}}{3C}\right) - \frac{1}{4}\dot{x}^{2} = \left(1+\frac{\dot{R}}{C}\right)H + \frac{R}{C}\left(1-\frac{\dot{R}}{C}\right)\dot{H} .$$
 (9)

Уравнение (9) представляет собой уравнение Кирквуда–Бете, дополненное членом $x^2 / 4$, учитывающее влияние поступательного движения на радиальные пульсации полости (*Агрест, Кузнецов, 1972*). Уравнение (8) впервые было получено В.И. Ильичевым и другими в 1969 году и описывает поступательное движение полости в маловязкой жидкости (*Ильичев и др., 1969*). Все численные расчеты системы уравнений (8, 9), кроме особо оговоренных случаев, выполнены для полостей, пульсирующих в воде и для тех же значений физико-химических постоянных, что и уравнение (1), при начальных условиях: $R(0) = R_0$, $\dot{R}(0) = 0 x(0) = \lambda/8$, $\dot{x}(0) = 0$.

Рассмотрим динамику полости, пульсирующей в сжимаемой вязкой жидкости, находящейся в поле действия стоячей акустической волны. Динамика такой полости описывается уравнениями (7), (8) и (9). Численный анализ этой системы уравнений показал, что зависимость частоты собственных пульсаций полости от амплитуды возбуждающего поля приводит к тому, что полость одного и того же равновесного радиуса, будучи помещенной в различные точки стоячей волны, где амплитуда возбуждающего поля различна, может оказаться как дорезонансной, так и зарезонансной. Дорезонансная полость, пульсируя с малой амплитудой и в фазе с полем, мигрирует в направлении пучности давления, т.е. в направлении увеличения амплитуды поля. Такое перемещение линейно пульсирующей полости исследовано в работах (*Aгрест, Кузнецов, 1972, 1973*). Согласно этим работам, та-

кая полость, достигнув точки поля с наибольшим значением амплитуды, попадает в положение устойчивого равновесия и, в пренебрежении эффектами диффузии и коагуляции, будет находиться в нем бесконечно долго. В случае же нелинейных пульсаций такое перемещение полости в пространстве равносильно её переходу на другую резонансную кривую, в данном случае соответствующую большему значению амплитуды возбуждающего поля (например, с кривой 1 на кривую 2 на рис. 1) (Агрест, Корец, 1978). Наконец, она может достигнуть области, где амплитуда давления настолько велика, что полость становится зарезонансной. При этом её пульсации быстро нарастают, становятся противофазными с возбуждающим полем, и она начинает мигрировать в противоположном направлении. Перемещаясь в направлении узла давления, полость попадает в область меньших давлений, что соответствует переходу на более «низкую» резонансную кривую (на кривую 1 или еще ниже), и она вновь становится дорезонансной. Её пульсации быстро затухают, становятся синфазными с полем и приближаются к линейным. Полость начинает двигаться в пучность давления. В рамках принятой модели эти движения должны совершаться бесконечно долго.

Таким образом, реализуются крупномасштабные (сравнимые с масштабом неоднородности поля) осцилляции полости, нелинейно пульсирующей в неоднородном акустическом поле. Такая динамика полости приводит к появлению в спектре её акустического излучения модуляционных компонент.

Экспериментальное исследование спектра кавитационного шума

Экспериментальным исследованиям спектров шумов акустической кавитации в воде посвящено сравнительно мало работ (Esche, 1952; Lange, 1952; Рой, 1957; Акуличев, Ильичев, 1963; Корец, Кузнецов, 1975; Lauterborn, Cramer, 1981 a, b; Gallowaw, 1954; Гуленко и др., 1975; Акуличев, 1968). Анализ экспериментальных данных, производимый на основании сопоставления спектров шумов с пульсациями полостей и излучаемого ими давления, рассчитанными по уравнения Кирквуда-Бете, позволяет в ряде случаев достаточно хорошо объяснить физическую природу наблюдаемых явлений. Следует, однако, заметить, что эксперименты осуществлялись, как правило, на достаточно высоких ультразвуковых частотах, а расчеты проводились без анализа поведения полостей за множество периодов пульсаций в поле давления на частотах, кратных частоте линейного резонанса, т.е. без учета резонансных свойств нелинейно пульсирующих полостей. Кроме того, как экспериментальные, так и теоретические данные получены в основном при амплитуде звукового поля, превышающей статическое давление. В то же время известно, что порог кавитации на частотах, равных нескольким килогерцам, по крайней мере в насыщенной воздухом или частично лишенной газа жидкости, как правило, меньше статического давления.

Для исследования спектра акустического шума использовалась следующая методика. С помощью мощного цилиндрического концентрирующего излучателя в объеме исследуемой жидкости возбуждалась кавитация с различной степенью интенсивности. Шум, сопровождавший кавитацию, принимался специально из-

готовленным микрофоном, помещенным внутрь концентратора таким образом, что кавитация возникала далеко от его поверхности. С выхода гидрофона сигнал подавался непосредственно на вход установки, предназначенной для экспресс-анализа кавитационных шумов, и на вход записывающего устройства с полосой частот от 100 Гц до 200 кГц.

Анализ полученных спектрограмм дал возможность составить представления о некоторых общих спектральных закономерностях возникновения и развития акустической кавитации в исследуемых жидкостях.

До начала возникновения кавитации, т.е. при амплитуде возбуждающего акустического поля P_m меньше некоторого P_{kp} , поле давления в фокальном пятне концентратора не искажается, и измерительный гидрофон принимает синусоидальный сигнал, амплитуда которого линейно увеличивается с ростом амплитуды акустического поля. При $P_m > P_{kp}$ сигнал на экране контрольного осциллографа заметно искажается, одновременно в жидкости появляется один или несколько пульсирующих пузырьков. На соответствующей спектрограмме появляются кроме линии возбуждающей частоты f, линии нескольких ее ближайших гармоник: 2f, 3f и т.д. Причем, по мере роста амплитуды возбуждающего акустического поля P_m число этих гармонических составляющих увеличивается, а их амплитуды несколько возрастают. Такая спектрограмма соответствует начальной стадии кавитации, когда под действием акустического поля пузырек в течение множества периодов нелинейно пульсирует, оставаясь устойчивым, и медленно растет за счет выпрямленной диффузии и коагуляции до видимых размеров.

При дальнейшем увеличении амплитуды акустического поля наряду с ростом амплитуды отдельных гармонических составляющих и резкого увеличения их числа наблюдается также их уширение и появление «пьедесталов», что является предвестником сплошной составляющей спектра. Рост амплитуды гармонических составляющих спектра и их уширение могут быть связаны с тем, что, во-первых, в кавитационные процессы начинает вовлекаться все большее число пузырьков меньших размеров, во-вторых, за счет интенсификации процессов диффузии и коагуляции в фокальном пятне образуются более крупные пузырьки, теряющие динамическую устойчивость на одном из нелинейных резонансов. Когда Р., достигает некоторой величины $P_{kn}^{'}$, синусоидальная форма сигнала на экране осциллографа сильно искажается и появляются острые пики, связанные с импульсами давления, излучаемыми захлопывающимися пузырьками. Это свидетельствует о потере динамической устойчивости большой массой пузырьков, образовавшихся в кавитационной зоне. Такие пузырьки излучают в жидкость импульсы давления большой интенсивности. Этим фактом может быть объяснена и форма огибающей спектра, наблюдаемая в этот момент. Спектр спадает в область низких частот со скоростью примерно 6-8 дБ на октаву. Кроме того, пьедесталы вблизи спектральных составляющих начинает преобразовываться в сплошной шум.

Причиной появления таких пьедесталов и шумовой компоненты могут быть, во-первых, модуляционные эффекты, связанные с крупномасштабными осцилляциями большого числа различных по размерам пузырьков; во-вторых, возбужде-

ние части из них на ультрагармонических резонансах высоких порядков; в-третьих, наличие случайных флуктуаций фазы и амплитуды импульсов давления, связанных с хаотическими перемещениями пузырьков в кавитационной зоне, взаимодействием их между собой и искажениями возбуждающего поля. Одной из наиболее вероятных причин появления сплошной составляющей в спектре кавитационного шума может являться излучение непериодически пульсирующих полостей. Наблюдаемая в эксперименте форма спектра довольно хорошо согласуется с численно рассчитанной формой спектра излучения полости, возбуждаемой вблизи основного резонанса порядка 1/1 или гармонических резонансов.

При дальнейшем увеличении P_m в спектре кавитационного шума появляются характерные максимумы. Их появление свидетельствует о вовлечении в кавитационные события массы мелких пузырьков, возбуждающихся на гармонических резонансах на частотах 100 и 170 кГц, т.е. на 27-й и 47-й гармониках основной частоты. Заметной становится также сплошная составляющая спектра в низкочастотной области. На этих спектрограммах можно наблюдать также появление сравнительно небольших по амплитуде составляющих с частотами f/2 и 3f/2. Наличие весьма размытых максимумов на этих частотах объясняется не только возбуждением части пузырьков на ультрагармонических резонансах, но и влиянием крупномасштабных осцилляций пузырьков.

Описанные выше особенности спектров излучения кавитационной зоны находят достаточно хорошее подтверждение в работе (*Кортнев, Макаров, 1967*), где описываются результаты скоростной киносъемки кавитационных процессов. Авторы работы обнаружили присутствие в кавитационной зоне пузырьков трех видов:

 – пузырьки диаметром менее 20 мк, совершающие колебания малой амплитуды вдали от собственной резонансной частоты;

 пузырьки диаметром 20–50 мк, совершающие периодические пульсации значительно большей амплитуды, чем в первом случае. Эти пузырьки, по-видимому, возбуждаются вблизи одного из гармонических резонансов;

 пузырьки диаметром более 50 мк, характеризующиеся быстрым ростом и последующим захлопыванием. Это пузырьки – потерявшие динамическую устойчивость при возбуждении на одном из нелинейных резонансов или претерпевающие статический разрыв.

Методология измерения кавитационных порогов. Методика и аппаратура

Рассмотрим методические вопросы в экспериментальных исследованиях кавитационных характеристик жидкостей. В связи с этим необходимо решить следующие задачи:

1. Выбор и обоснование критерия определения момента возникновения кавитации.

2. Разработка физически обоснованных методик измерения порогов кавитации.

202

 Создание на основе этих методик измерительных систем, максимально свободных от субъективных и объективных ошибок.

4. Максимальная автоматизация измерений кавитационных порогов.

При создании автоматической системы регистрации кавитационных порогов были учтены эти требования. Блок-схема разработанной установки, приведенной на рис. 2, разделена на три канала: I – канал излучения, II – канал приема и измерения, III – канал автоматики. В канале излучения формируется непрерывный или импульсный сигнал, ступенчато-нарастающий во времени по линейному закону. Форма сигнала на выходе канала излучения приведена на рис. 3, слева (а, δ). Параметры сигнала могут дискретно и независимо варьироваться в пределах $\tau_{\mu} = (5 - 1000)$ мс, $T_{c} = (10 - 2000)$ мс, $t_{z} - 0.1 - 10$ мин. Каждая серия импульсов или ступенек на выходе канала состоит из 128 импульсов, причем амплитуда последнего и, следовательно, скорость нарастания амплитуды может меняться в широких пределах в зависимости от возможностей усилителя мощности. С выхода мощного усилителя сигнал поступает на цилиндрический фокусирующий преобразователь, который возбуждает кавитацию в жидкости. Таким образом, выбирая одинаковую амплитуду последнего импульса или последней ступеньки в непрерывном режиме, мы получаем постоянную скорость роста давления в фокальном пятне концентратора.



Рис. 2. Блок-схема установки для измерения кавитационного порога.
I –канал излучения: 1 – задающий генератор, 2 – генератор периода следования импульсов (длительность ступеньки) *T*, 3 – генератор длительности импульса *τ*, 4 – реле времени задержки между измерениями *t*, 5 – модулятор, 6 – индикатор номера ступеньки (импульса), 7 – усилитель мощности, 8 – акустический концентратор. II – канал приема и измерения: 9 – гидрофон, 10 – предварительный усилитель, 11 – усилитель с автоматическим делителем, 12 – вольтметр, 13 – регистрирующее устройство, 14 – фильтр высоких частот, 15 – режекторный фильтр, 16 – фильтр высоких частот, 20 – контрольный осциллограф. III – канал автоматики: 17 – детектор, 18 – генератор опорного сигнала, 19 – схема сравнения и управления



Рис. 3. Формы сигналов. Слева форма сигнала на выходе канала излучения: а – непрерывный режим, б – импульсный режим; справа сигнал, принимаемый гидрофоном (1), возбуждающая частота (2), кавитационный шум (3)

Канал I – канал излучения – формирует задающий сигнал, который после усиления на усилителе мощности поступает на акустический концентратор, где инициируется кавитация.

Кавитационный шум с гидрофона поступает на канал II – канал приема и измерения, в котором с помощью режекторных фильтров и фильтров верхних частот из суммарного сигнала (кавитационный шум плюс сигнал акустического концентратора) выделяется кавитационный шум, точнее, его составляющая, лежащая выше третьей гармоники возбуждающей частоты. Измеряется амплитуда звукового давления и вырабатывается сигнал возникновения кавитации. На основании проведенных численных исследований динамики кавитационных полостей и спектров их акустического излучения в качестве критерия возникновения кавитации выбран скачкообразный рост уровня высших гармонических составляющих спектра выше третьей в случае потери кавитационной полостью динамической устойчивости и более высоких порядков и появление сплошной составляющей спектра в случае потери полостью статической устойчивости. Эти критерии иллюстрируются на рис. 3, слева. На этом рисунке кривая 1 – суммарный сигнал, принимаемый гидрофоном; 2 – основная частота; 3 – кавитационный шум. Видно, что кавитационный шум появляется при некотором значении напряжения на концентраторе, что соответствует потере динамической устойчивости, и резко возрастает при потере статической устойчивости. Оба эти момента легко фиксируются в экспериментах.

Канал III – канал автоматики – при возникновении кавитации отключает модулятор, тем самым прекращая рост амплитуды возбуждающего акустического поля в фокальном пятне концентратора, и включает регистрирующее устройство, фиксирующее величину порогового давления, приводит всю схему в исходное состояние и запускает реле времени задержки между отдельными измерениями.

Экспериментальная установка позволяет:

 – уменьшить ошибки, вносимые непостоянством скорости нарастания амплитуды давления в фокальном пятне концентратора;

 обеспечить единство методики измерения кавитационного порога в различных экспериментах;

 – обеспечить постоянную относительную ошибку измерения величины кавитационного порога исследуемой жидкости;

 – максимально сократить время измерения и свести к минимуму воздействие измерительной системы на величину кавитационного порога исследуемой жидкости.

Пространственная изменчивость кавитационных порогов морской воды в дельте р. Меконг

Систематические измерения кавитационных порогов морской воды в различных районах Мирового океана проводились сотрудниками Сухумского филиала Акустического института АН СССР, а позднее сотрудниками ТОИ ДВНЦ АН СССР с 1970-х гг. по 1989 г. Как правило, вместе с величиной кавитационных порогов измерялись различные параметры морской воды: температура, Т °C; соленость, S ‰; концентрация кислорода O_2 , мл/л, O_2 %; концентрация азота N_2 , мл/л, N_2 %; общее содержание газов V, мл/л, V%; концентрация биомассы m_{cr} , мг/м³; общая щелочность Alk, мг-экв/л; кислотность pH; общее содержание неорганического углерода ΣCO_2 , ммоль/л; концентрация биогенных элементов: нитриты NO₂, мкг/л, фосфаты PO₄, мкг/л, кремний Si, мкг/л; прозрачность α (м⁻¹).

Анализ экспериментальных данных показал, что существуют глубокие различия статистических связей величины кавитационных порогов с параметрами морской воды для различных районов Мирового океана. Можно выделить два типа районов. Первый – это широтные разрезы, где идет пересечение различных водных масс, когда измерения проводятся от высоких широт до тропиков, и второй – это компактные районы измерений (полигоны или суточные станции, когда судно лежит в дрейфе в течение нескольких суток).

Так как величину кавитационной прочности жидкости определяет наличие в ней зародышей кавитации, их концентрация и распределение по величине и по пространству, то различные процессы в морской воде, которые влияют на этот параметр, так же влияют на величину кавитационной прочности.

Процесс измерения кавитационных порогов морской воды в натурных условиях таков. В соответствии с программой экспедиции научно-исследовательское судно двигалось по заданному маршруту. После остановки судна на станции с борта опускалась измерительная установка, состоящая из акустического концентратора цилиндрической формы и контрольного гидрофона. Измерения кавитационных порогов морской воды проводились на различных частотах (5, 10 и 15 кГц) и глубинах (от 2 до 100 м). Исходя из того, что кавитационная прочность жидкости является статистической величиной, которая распределена по нормальному закону, в каждой точке измерений (на каждой станции), на каждой глубине проводилось не менее 10 измерений кавитационных порогов для проведения стати-

стической обработки. При этом установлено, что коэффициент вариации порога акустической кавитации, как правило, не превышает 5 %. Из-за вертикальной качки судна объем воды внутри акустического концентратора полностью обновлялся, поэтому результаты измерений можно считать полностью независимыми.

В августе 1982 г. в рейсе №1 (первый этап) НИС «Академик А. Несмеянов» были проведены комплексные измерения кавитационной прочности *P*_{*mk*} и других параметров морской воды в дельте реки Меконг. В этом районе измерения кавитационной прочности морской воды и гидрологические исследования проводились в непосредственной близости от берега в районе мощного стока речных вод. Всего было выполнено 27 станций.

На рис. 4, *а* приведено распределение кавитационной прочности в условных единицах. На рис. 4, *б*, *в*, *г* показано распределение температуры, солености и концентрации твердых взвесей соответственно. Распределение по пространству основных океанологических характеристик в этом районе отличается большой сложностью. Диапазон изменения температуры здесь незначителен (от 27.7 до 28.5 °C), но конфигурация изолиний довольно сложна.

Распределение солености имеет сложную ячеистую структуру. В общем изолинии ориентированы вдоль береговой черты и образуют в центральной части полигона меандр, обращенный вершиной к берегу. В вершине меандра располагаются более холодные и соленые воды. Рядом находится точка с минимальной соленостью и высокой температурой морской воды, расположенная в русле выноса речных вод. Измерения в этой точке проводились во время отлива. Чередование зон минимальных и максимальных океанологических характеристик по сечению полигона вдоль берега наводит на мысль о существенной роли приливов в формировании океанологических полей. По-видимому, в данном районе синхронно с приливами может происходить и последовательная смена областей минимальных и максимальных значений гидрологических характеристик. Также сложный, ячеистый характер носит и распределение концентрации твердых взвесей и распределение кавитационной прочности. Точки с максимальной концентрацией твердых взвесей расположены в основном на мелководье, и концентрация твердых взвесей уменьшается при удалении от берега. Расположение максимальных и минимальных значений кавитационной прочности не носит явно выраженного закономерного характера. Видны языки максимальной и минимальной прочности. Таким образом, сложные гидрологические условия обусловливают сложное пространственное распределение кавитационной прочности морской воды.

Изменчивость величины кавитационной прочности в данном районе слагается из изменчивости, обусловленной приливными явлениями, или временной изменчивостью, и из пространственной изменчивости, обусловленной сложным характером выноса речных вод. Чтобы разделить эти процессы, был проведен спектральный анализ временной реализации кавитационной прочности, выделены низкочастотная и высокочастотные составляющие. Очевидно, что низкочастотная составляющая (~24 ч) есть временная изменчивость кавитационной прочности, связанная с приливом.



Рис. 4. Распределение гидрологических характеристик: *a* – изолинии кавитационной прочности (относительная величина); *б* – изолинии температуры T (°C); *в* – изолинии солености S (‰); *г* – изолинии концентрации твердых взвесей С₀ (мг/л)

Изолинии кавитационной прочности без учета низкочастотной составляющей приведены на рис. 5. Здесь явно видны русла пониженной кавитационной прочности, расположенные напротив выноса речных вод, показанных на этом рисунке стрелками, а районы повышенной прочности расположены напротив мысов.

Следует отметить, что в районах выноса речных вод (рис. 4, *a*, участки I, III, V) резко увеличивается изменчивость кавитационного порога в отличие от участков (II, IV) не имеющих стока, и русла пониженной кавитационной прочности лежат на руслах выноса речных вод. Вычитая низкочастотную составляющую значений кавитационной прочности, т.е. исключая временную компоненту и оставляя пространственную, мы по существу исключаем влияние прилива с суточным периодом на величину кавитационной прочности, т.е. как бы синхронизируем измерения кавитационной прочности в различных точках пространства.

Проведенный анализ позволяет выделить русла речных вод по значениям кавитационний прочности и показывает: а) значения кавитационной прочности в этих



Рис. 5. Пространственное распределение кавитационной прочности (относительная величина)

руслах меньше приблизительно в 1.5 раза, чем вдали от них; б) районы с сильно меняющейся гидрологической обстановкой характеризуются большей изменчивостью величины кавитационной прочности морской воды.

Таким образом, распределение кавитационной прочности в зоне смешения морских и речных вод носит сложный характер, обусловленный взаимодействием вод с различными гидрологическими характеристиками и, следовательно, величина кавитационной прочности не является инерционной («гладкой») величиной и позволяет судить о сложной гидрологической обстановке в районах измерений.

3.4. ЛИТОБИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА МЕГАСИСТЕМЫ «РЕКА МЕКОНГ – ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ»

О.В. Дударев¹, А.Н. Чаркин¹, А.С. Рубан², Д.В. Черных¹, Е.Н. Шумилин³, А.И. Боцул¹, И.И. Пипко¹, С.П. Пугач¹, А.Э. Леусов¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток ²Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск ³Национальный политехнический институт, г. Ла-Пас, Мексика (CICIMAR, La-Paz, Mexico)

Понимание процессов трансформации речного стока в зонах смешения речных и морских вод имеет фундаментальное значение для развития и углубления морской биогеохимии и литологии. Именно в этих пограничных геосистемах происходит масштабная дифференциация состава взвешенной и растворенной фаз речного стока, изменяются формы водной миграции химических элементов, видовой и количественный состав планктонных сообществ (*Аникиев и др., 1986 а,б, 2004; Лисицын, 1994; Емельянов, 1998; Романкевич и др., 2009; Дударев и др., 2010; Гордеев, 2012; и др.*). Участки зоны гипергенеза, где наблюдается такая колоссальная трансформация речного стока, принято именовать биогеохимическими барьерами (Перельман, 1961). Абсолютно ясно, что любые знания о происходящих на биогеохимических барьерах процессах обеспечивают научную основу для рационализации проектов природоохранной и хозяйственной деятельности человека, включая предотвращение антропогенного загрязнения и разработку ресурсных полезных ископаемых. Очевидно, что постоянный мониторинг характеристик биогеохимических барьеров «река–море» открывает огромные перспективы для выявления уровня их современного экологического состояния и понимания стратегии сокращения до минимума экологических рисков.

В этой связи особый интерес представляет высоко урбанизированный трансграничный водосбор реки Меконг (вьетнамское название Кыу-Лонг), крупнейшей на Индокитайском полуострове. В мировом Регистре речных систем Меконг по своим гидролого-морфометрическим показателям входит в десятку мегарек (Mil*liman, Meade, 1983*). Эта река – одна из крупнейших в Азии по площади водосбора (795÷810 км²), десятая по водному стоку (475÷505 км³/год), двенадцатая (7-я в Азии) по протяженности (4500÷4909 км). В то же время по величине взвешенного стока (120÷169.6 млн т/год) Меконг уступает большинству азиатских рек (Ионин и др., 1987; Михайлов, 1998; Liu et al., 2009; Mekong ..., 2010). В бассейне реки проживают около 60 млн человек, а ее уникальное географическое положение обеспечивает ключевую роль в геополитике Бирмы, Лаоса, Таиланда, Камбоджи, Вьетнама. На фоне истощения местных запасов энергетического сырья Меконг обладает гидроэнергетическими ресурсами, достаточными для удовлетворения потребностей стран региона (Бабаян, 2011). На притоках и в основном русле уже построено более 30 гидроэлектростанций и еще 80 планируются к возведению до 2030 года. В случае полной реализации энергетических проектов ожидается ухудшение экологического состояния всего трансграничного региона, негативные изменения в традиционном укладе жизни населения, в характере эксплуатации всех ресурсов реки (MRC Strategic ..., 2010). Отклонения показателей терригенного стока в Южно-Китайское море от среднемноголетних показателей могут достичь критических величин и вызвать нарушение видового состава, биоразнообразия фауны и флоры в прилегающих к дельте водах.

Все это дает основание выполнить апгре́йд имеющихся в распоряжении авторов результатов литобиогеохимических исследований в приемном бассейне стока р. Меконг 1980–1990 гг.

Исходные данные были получены в совместных экспедициях Тихоокеанского океанологического института Дальневосточного научного центра Академии наук СССР (ныне ТОИ ДВО РАН) и Института океанографии Вьетнамской академии наук и технологий (ИО ВАНТ) еще в 80–90-х годах прошлого столетия, накануне масштабных гидротехнических преобразований в главном русле и притоках реки. Это обстоятельство расширяет перспективы для отслеживания трендов изменения состояния устьевой области на фоне не только антропогенных, но и климатических изменений.

ТОИ ДВО РАН и ИО ВАНТ связывают почти 40 лет плодотворного сотрудничества в области биогеохимии устьевых областей рек Меконг и Сайгон бассейна Южно-Китайского моря. В течение самого продуктивного первого десятилетия были проведены 6 совместных экспедиций на судах ДВНЦ АН СССР «Профессор Богоров» (10-й рейс, 1981 г.; 32-й рейс 1989–1990 гг.), «Берилл» (1982), «Академик А. Несмеянов» (1-й рейс, 1-й этап, 1982 г.), «Академик А. Виноградов» (1-й рейс, 1-й этап, 1983 г.), «Академик М.А. Лаврентьев» (12-й рейс, 1988 г.). Возглавлял биогеохимическое направление заведующий лабораторией изучения загрязнения океана ТОИ ДВО РАН д.г.-м.н. В.В. Аникиев.

Реки Меконг и Сайгон принципиально различны по гидролого-морфометрическим показателям, и прежде всего по размерам водосборов. Первая – мегарека (от греческого μέγας – большой, https://ru.wikipedia.org) с водосбором ~810 тыс. км² в пределах нескольких географических зон. Длина р. Меконг сопоставима с восточносибирской мегарекой Леной и составляет 4350 км. Река Сайгон дренирует тропические джунгли, а ее длина всего 256 км, площадь области питания ~5000 км².

Водосбор р. Меконг протянулся примерно на 3000 км между 34.2° и 8.6° с.ш., ширина составляет 740 км. Река берет начало с хребта Тангла в Тибете на высоте 5500 м, затем между горными хребтами Гималаев бассейн сужается (рис. 1). Область питания представлена структурно-денудационными низкогорьями, базальтовыми плато и окраинно-материковой низменностью с дельтовой равниной в центре. С северо-востока водосбор ограничен цепочкой базальтовых плато нижне-среднечетвертичного возраста. Среди пород выделяются песчаники, сланцы, эффузивы, палеозойские известняки, из покровных отложений – латеризированные кремнистые сланцы, гнейсы докембрия, мезо-кайнозойские осадочные образования (Ан, 1983). Сложенная четвертичными отложениями Меконгская (Камбоджийская) равнина – краевая низменность, охваченная интенсивным современным погружением. Вершина дельты располагается севернее столицы Камбоджи. Склоны горных массивов, нагорьев и плато вокруг дельты перекрыты мощными корами химического выветривания латеритного типа. Южнее Пномпеня Меконг распадается на два рукава – Бассак (Song Hau) и Song Tien. При впадении в Южно-Китайское море река формирует обширную треугольную дельту выдвижения площадью 90 тыс. км². Дельта расчленена более чем 100 рукавами и множеством ирригационных каналов. Только 9 рукавов являются магистральными для переноса в море воды и осадочного материала (*Ан, 1983; An, Luong, 1993*). Перепад высот между истоком и устьем реки составляет 5224 м, что соответствует среднему уклону поверхности потока 1.07 м/км. В то же время различия высот уровня между вершиной и устьем всего 11 м. Длина морского края дельты (МКД) с потамогенным типом побережья около 600 км. Абразионно-аккумулятивная поверхность устьевого взморья слабо наклонена к востоку и сложена аллювиальными отложениями (Атлас океанов..., 1977).

Природные условия узкой северной части водосбора до 25° с.ш. соответствуют зоне сухих кустарниковых степей и ее горному тропическому варианту. На





Рис. 1. Район исследований: устьевая область рек Меконг–Сайгон – прилегающий шельф Южно-Китайского моря. 1 – суточные станции на устьевом взморье; 2 – станции комплексных океанографических наблюдений в ноябре 1988 г.; 3 – станции января 1990 г.; 4 – граница проникновения осолоненных вод в рукава дельт Меконга и Сайгона; 5 – устьевое взморье; 6 – предустьевое пространство Южно-Китайского моря.

На вставке (заимствовано из *Liu et al., 2017*) – положение и высотная зональность водосбора реки Меконг. Синие и красные стрелки – преобладающие течения соответственно для зимнего и летнего муссонов

большей части экваториальной зоны преобладают редколесье и саванны, и только дельта площадью 90000 км² расположена в тропическом гумидном климате. Большая часть области питания водосбора находится под влиянием климата экваториальных муссонов с влажным летне-осенним (далее летний муссон) и сухим зимне-весенним (далее зимний муссон) периодами. Преобладает дождевое питание (кроме верховьев, где сток формируется за счет снеготаяния), поэтому индекс сезонности в водосборе равен 2.9, что близко к среднемировому.

Минимальный расход р. Меконг ~1764 м³/с в апреле, при зимнем муссоне. В кульминацию летнего муссона из-за муссонных дождей он возрастает в 30 раз, до 52000 м³/с (рис. 2). В верховьях и в средней части бассейна реки максимум стока приурочен к августу, в нижнем течении – к сентябрю–октябрю. Именно здесь формируется около 70 % объема стока при площади этого участка от всего водосбора в 18 %. Водность увеличивается почти вдвое после впадения притока Мае Нам Мун с большим водосбором. Средний расход воды в устье р. Сайгон ~54 м³/с



Рис. 2. Внутригодовая динамика водного стока р. Меконг в 2003 и 2004 гг. (пунктир), створ Tân Châu. Стрелки указывают на период работ. Модифицировано на основе работы (*Borges et. al., 2018*)

(Milliman, Meade, 1983; Milliman, Syvitski, 1992; Добровольский, 2011; https://www. google.com/search).

Многолетний опыт исследований авторов в азиатских мегасистемах «река Обь – Карское море», «река Лена – море Лаптевых», «река Анадырь – Берингово море», «река Амур – Охотское и Японское моря» позволяет утверждать следующее. Литобиогеохимический сигнал твердого стока в нижнем течении и дельте р. Меконг должен отличаться от исходного в верхнем и среднем течении. Нами было показано, что главная причина состоит в трансформации состава экспортируемого к устьям терригенного материала на естественных седиментационных барьерах вдоль русла – излучинах, подводных грядах и т.п. (Дударев и др., 2006, 2010, 2015). Для р. Меконг природным регулятором стока и барьером для поступившего из верховьев реки осадочного материала служит крупнейшее в Индокитае озеро Тонлесап, через которое Меконг проходит по территории Камбоджи. В сезон дождей площадь озера может увеличиваться до 16000 км², или в 6 раз по сравнению с сухим периодом (https://www.google.com/search). Естественным физико-механическим барьером является участок приливного подпора в 390 км выше МКД, где инициируются гравитационная седиментация и коагуляция органоминеральных агрегатов. Однако более значимые последствия в изменении стока играют многочисленные гидротехнические бьефы в русле и рукавах Меконга. По этой причине только за последние 30 лет произошло значимое снижение объемов речного стока (Lohmann, 1991; Wolanski et. al., 1996). Завершающий этап трансформации речного стока происходит вблизи приемного бассейна стока, в области смешения вод реки и моря. Верхняя граница этой области расположена в 42 км выше по течению от МКД Меконга, куда в межень проникают приливные воды Южно-Китайского моря. Здесь поведение компонентов речного стока регулируется процессами коагуляции, флокуляции глинистых частиц, органических коллоидов с гидроокислами железа (Meade, 1972; Sholkovitz, 1976).

Работа базируется на результатах комплексных океанографических исследований в приемном бассейне стока рек Меконг–Сайгон – Южно-Китайское море. Наблюдения выполнены на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» в ноябре 1988 г. и НИС «Профессор Богоров» в январе 1990 г. (см. рис. 1). На мелководье вблизи МКД и устьев рукавов пробоотбор осуществлялся с судовых ботов. Объекты исследований – донные осадки поверхностного слоя и взвешенный материал (ВМ) (табл. 1).

Таблица 1

Виды работ	Методы	Литература
Отбор донных осадков	дночерпатель Van Veen	Дударев и др., 2010
Выделение взвеси	поликарбонатные фильтры NUCLEOPORE PC 0,4 мкм	Дударев и др., 2006, 2010, 2015
Выделение взвешенного органического углерода	стекловолокнистые фильтры Whatman GF/F 0,7 мкм	Дударев и др., 2006, 2010, 2015
Кумулятивный отбор взвешенного материала	малые седиментационные ловушки	Дударев и др., 2006, 2010, 2015
Размерный состав донных осадков и взвеси	ситовой анализ, лазерный ифракционный анализатор «Analysette 22»	Лихт и др., 1983; Боцул, 2001
Микроэлементный химический состав	инструментальный нейтронно- активационный (ГЕОХИ РАН) * и ICP-MS (США)** методы	Аникиев и др., 2004; Windom et al.,1984; Kolesov et al., 1993
Взвешенный органический углерод	CHN-анализатор PERKIN ELMER-240	Meyers, 1997

Виды работ и методы исследований

* Правильность анализов контролировалась путем применения стандартов Национального бюро стандартов США, SRM 1646 (эстуарный донный осадок). Погрешность определения элементов 5÷15 %;

** Анализатор VG Plasma Quad ICP-MS, Скидвейский океанографический институт

Комплекс наблюдений кроме пробоотбора донных осадков и выделения взвеси на станциях включал синхронную регистрацию гидрофизических, гидрохимических и гидробиологических параметров водной толщи. На устьевом взморье выполнено несколько суточных станций продолжительностью до 42 часов. Дискретность зондирования водной толщи и пробоотбора была согласована с фазами суточного приливного цикла и составляла каждые 3–4 часа (*Аникиев, 1987; Аникиев и др., 2004*). Статистическая обработка массивов экспериментальных данных включала проведение кластерного и корреляционного анализов. В качестве объектов упорядочения при проведении кластерного анализа приняты станции пробоотбора с фиксированными координатами. Ряд признаков – состав и содержание химических элементов. Объекты группировались в кластеры методом взвешенного парного среднего, критерием для которого служило значение межкластерного расстояния R (*Grimm, 1987*).

Согласно схеме районирования (*Михайлов, 1998*), исследования выполнялись в пределах нижеперечисленных элементов устьевых областей рек Меконг и Сайгон (см. рис. 1):

1. Участок р. Сайгон. Его протяженность регламентируется дальностью проникновения в межень колебаний уровня морского происхождения, что при длине реки всего 256 км позволяет указанным колебаниям подниматься почти до истока. В пределах р. Меконг приливные колебания охватывают ~390 км нижнего течения. Вершина области смешения речных и морских вод (проникновения соленых вод) в межень располагается в 42–75 км выше устьев проток (*Михайлов, 1998; Савичев, Гусева, 2018*).

2. Общий для рек Меконг и Сайгон морской участок или устьевое взморье. Участок ограничен МКД и изохалиной 90 % солености вод прилегающего моря в межень (~30 ‰). Морфологически район приурочен к свалу глубин подводного берегового склона.

3. Предустьевое пространство Южно-Китайского моря, расположенное мористее внешней границы устьевого взморья и еще подвержено влиянию материкового стока.

Внутригодовая изменчивость структуры пространственного распределения взвеси и ее органического углерода

Прежде чем перейти к сути работы, необходимо выделить сезонные особенности циркуляции прибрежных вод Южно-Китайского моря. Муссонный характер климата обусловливает кардинальную перестройку полей ветра и волнения в течение года. В результате формируются две ветровые системы и связанные с ними режимы волнения: северо-восточного или юго-западного направлений, соответственно зимнего или летнего муссонов (*Суховей, 1986*). Рассмотрим масштабы пространственно-временной динамики ВМ и взвешенного органического углерода (РОС).

Летний муссон. Наблюдения выполнялись во время спада половодья, сопряженного с сезоном дождей (ноябрь 1988 г., см. рис. 2). Характер поведения ВМ и РОС изучался:

– на разрезе длиной 60 км в устьевой области р. Сайгон через ее морской участок (устьевое взморье, бухта Гань-Рай) и речной участок (рукава Шонг-Нео-Бай, Шонг-Лонг-Тао и Нья-Бе) до порта Хошимин;

– на разрезах длиной 9.2 и 12.2 км, протягивающихся через внешний бар устьевого взморья рукава Бассак.

Соленость воды плавно снижалась вверх по течению р. Сайгон от 15 ‰ в бухте Гань-Рай до 0 ‰ в 32 км выше устья (см. рис.1). Вариации содержания ВМ составляли 8.5÷118 мг/л (среднее 48.7 мг/л); РОС – 0,15÷1.9 мг/л, РОС во взвеси – 0.2÷3.9 % (табл. 2).

Выявлены три максимума ВМ при солености ~1, 10 и 13÷15 ‰. При росте солевого фона концентрация РОС в воде увеличивалась, тогда как содержание РОС

Таблица 2

От МКД		S,	‰			BM,	мг/л		PC	ОС , мг/л	[
вверх по	ноя	брь	янв	арь	ноя	брь	янв	арь	ноябрь	янв	арь
течению, км	Î	\downarrow	↑	\downarrow	↑	↓	↑	↓	↑	Ų	↑
0-8	16.8	-	24.5	21.1	32.8	-	30.8	3.3	0.14-	0.30	0.08
8–16	16.7	24.5	18.7	20.6	8.5	25.7	41.1	2.5	2.20-	0.43	0.08
16–24	9.8	14.8	10.5	19.8	43.7	18.3	30.2	3.4	0.51-	0.30	0.15
24-32	5.3	0.18	6.0	9.9	43.8	32.4	22.2	1.8	1.06	1.08	0.28
32-40	1.3	-	4.3	7.8	118.4	-	123.4	6.7	1.36-	0.34	0.15
40-48	0.2	-	1.5	3.5	-	_	16.3	3.7	-	0.36	0.12
48-56	0.0	0.08	0.9	1.1	94.0	34.5	6.9	6.1	0.86	0.22	0.18

Внутригодовая изменчивость распределения S, BM и POC на разрезе через устьевую область р. Сайгон (бухта Гань-Рай – порт г. Хошимин)

Примечание. Фаза периодических колебаний уровня моря: ↑ – прилив, ↓ – отлив

во взвеси распределялось асинфазно содержанию ВМ. Максимальные значения ВМ и минимальные РОС во взвеси формировались при 1÷5 ‰, что указывает на коагуляцию и укрупнение органоминеральных агрегатов ВМ на ранней стадии смешения вод. Обнаруженные пики значений ВМ 237 и 430 мг/л соответственно в устье реки и в 10 км выше, вероятно, связаны со сбросом в русло взвесенесущих вод после прохождения глубокого тропического циклона. Результирующий седиментационный поток на устьевом взморье бух. Гань-Рай за суточный приливной цикл составил 1062 г/м²/сут (в среднем 44 г/м²/ч).

На баровом участке вдоль устья рукава Бассак рост содержания ВМ от 50 до 138 мг/л был синфазен увеличению солености от 1 до 11 ‰ (рис. 3, а, б). Пик концентрации РОС в воде отмечен при 10 %. Горизонтальные градиенты содержания ВМ достигали 80 мг/л/км. Ранее Е. Wolanski с коллегами (Wolanski et al., 1996) отметили четырехкратное (до 600 мг/л) увеличение содержания ВМ в устье рукава в прилив по сравнению с фазой спада уровня. Выявленный эффект они объяснили ресуспензией донных осадков и нефелоида над ним, возникающими вследствие классического динамического торможения речного потока приливными водами. Между тем, базируясь на ниже приведенных обстоятельствах, элементарный подпор встречными потоками они считают более значимым литодинамическим процессом. Уклон уровня воды в дельтовых рукавах с учетом его перепада 12 м между вершиной и устьем равен ~ 0.00003. Отсюда скорость стокового потока должна быть невелика. Взяв за основу результирующую скорость течения в рукавах ~50 см/с (Wolanski et al., 1996), можно предположить, что основной вклад в динамику струи вносит приливная компонента, обусловливающая концентрирование экспортируемого материала на границе подпора вод.

Плотностной гидрологический фронт над свалом глубин (изобаты 10–15 м) разделял умеренно перемешанные воды устьевого взморья и стратифицированные предустьевые морские воды с различным содержанием ВМ. Разброс значений ВМ в поверхностных водах устьевого взморья составлял 18–136 мг/л (70 мг/л), в



Рис. 3. Летний муссон. Пространственная структура полей солености, ‰ (*a*) и ВМ, мг/л (*б*) на баровом участке устьевого взморья рукава Бассак

придонных – 18–93 мг/л (42 мг/л). К свалу глубин содержание ВМ снизилось до 20–30 мг/л при изменении РОС от 0.1 до 1.7 %. Ширина зоны высокого содержания ВМ и РОС от МКД достигала 30–40 км. Над подножием свала значения ВМ и РОС уменьшились соответственно до 5 мг/л и 0.12 мг/л, а величина седиментационного потока оценивалась в 744 г/м²/сут. В стратифицированных водах значения ВМ снижались от 32.4 до 3.5 мг/л (7.9 мг/л) и уже вне области влияния материковых вод (район 50 м изобаты среднего шельфа) не превышали 0.5 мг/л – значений, характерных для удаленной от побережья акватории моря (рис. 4, 5). Средневзвешенное содержание в водной толще морского участка устьевой области во время летнего муссона составляет 31.5 мг/л.



Рис. 4. Летний муссон. Структура пространственного распределения ВМ (*a*, *б*) и его верификация спутниковым изображением. Видимый диапазон, спектрорадиометр MODIS, октябрь 2005 (*в*)
 Содержание ВМ, мг/л: *a* – поверхностный горизонт (1 – <5, 2 – 5–10, 3 – 10–20, 4 – 20–50, 5 – 50 100, 6 – >100), *б* – придонный горизонт (1 – <5, 2 – 5–10, 3 – 10–20, 4 – 20–50, 5 – 50–100, 6 – 100–130, 7 – >130)




Рис. 5. Летний муссон. Структура пространственного распределения РОС. Содержание РОС, %: *a* – поверхностный горизонт (1 – <0.5, 2 – 0.5–1, 3 – 1–5, 4 – 5–7, 5 – >7); *б* – придонный горизонт (1 – <0.5, 2 – 0.5–1, 3 – 1–5, 4 – >5).

Как видно, влияние речного стока по значениям ВМ прослеживалось и в шельфовых водах. W. Chen с коллегами (*Chen et al., 2010*), базируясь на величине отношения активности ²²⁸Ra/²²⁶Ra и солёности вод, показали, что ~53 % поверхностных вод западного шельфа Южно-Китайского моря в период летнего муссона связаны со стоком р. Меконг. Моделируя «возраст» радия по величине отношения активности ²²⁴Ra/²²³Ra, эти авторы оценили скорость переноса речных вод вдоль Индокитайского полуострова в несколько сотен километров за полмесяца. К примеру, для одной из крупнейших на Северо-Востоке Азии реки Анадырь на основе данного метода нами было показано, что сигнал ее вод распространяется в Анадырском лимане со скоростью ~37 км/сут (Чаркин и др., 2017). Это значительно больше, чем для р. Меконг. Причина различий очевидна и связана со спецификой гидролого-морфологического строения устьевой области. Устьевая область р. Меконг включает многорукавную дельту выдвижения, где речной поток распластывается и к устьевому взморью теряет скорость. Наоборот, из однорукавной воронкообразной устьевой области р. Анадырь результирующая скорость стокового течения может превышать 6 м/с (Лоция Берингова моря, 1981; Михайлов, 1998; Дударев, 1997; Дударев и др., 2001, 2015).

Концентрация РОС в поверхностных водах устьевого взморья составляла 0.07–1.07 мг/л (0.46 мг/л), за свалом глубин уменьшилась до 0.10–0.43 мг/л (0.29 мг/л). В водах предустьевого пространства моря значения уменьшились в 6 раз, до 0.01–0.36 мг/л (0.07 мг/л).

<u>Зимний муссон</u>. На фоне сокращения речного стока (январь 1990 г.) морская граница устьевой области приблизилась к МКД. Существенное распреснение ре-

гистрировалось только напротив устьев проток, тогда как на остальных участках устьевого взморья соленость достигала 26 ‰. В фазу прилива содержание BM и POC в поверхностных водах разреза в устьевой области р. Сайгон варьировало от 4 до 123 мг/л и 0.16–1.08 мг/л, отлив характеризовали значения 1–10 мг/л и 0.02–0.46 мг/л, т.е. в 6 и 2 раза выше соответственно. Из сравнения этих данных вновь следует вывод о доминирующей роли приливного подпора по сравнению с гидродинамической ресуспензией. Как в январе, так и в ноябре граница начала роста солености располагалась примерно в 30 км выше МКД р. Сайгон. Максимумы содержания BM и POC зафиксированы на отметках 36 и 18 км выше МКД, а минимальные – в районе 24 и 10 км.

Низкий речной сток и вторжение шельфовых вод с севера Южно-Китайского моря привели к усилению вертикальной стратификации в морской части устьевой области. Среднее содержание ВМ по сравнению с ноябрем 1988 г. уменьшилось в 4 раза, до 9 мг/л. В поверхностных водах устьевого взморья значения колебались в диапазоне 1.3–56 мг/л (10 мг/л), у дна от 1.2 до 180 мг/л (26 мг/л). В водах предустьевого пространства содержание уменьшилось в среднем в 20 раз, достигнув 0.5 мг/л в поверхностных водах и 1 мг/л в придонных (рис. 6). Величина седиментационного потока над свалом глубин устьевого взморья по сравнению с ноябрем 1988 г. сократилась в 3.5 раза, что эквивалентно 210 г/м²/сут.

Характер пространственного распределения РОС выделялся близостью концентраций в водах всей морской части устьевой области. В поверхностном и придонном горизонтах устьевого взморья значения изменялись соответственно от 0.002 до 0.17 мг/л (0.08 мг/л) и от 0.03 до 0.20 мг/л (0.12 мг/л), а в водах пред-



Рис. 6. Зимний муссон. Структура пространственного распределения ВМ (*a*, *б*) и его верификация спутниковым изображением. Видимый диапазон, спектрорадиометр MODIS, октябрь 2005 (*в*).
Содержание ВМ, мг/л: *a* – поверхностный горизонт (1 – <0.5, 2 – 0.5–1, 3 – 1–5, 4 – 5–10, 5 – 10–20, 6 – 20–30, 7 – 30–50, 8 – >50); *б* – придонный горизонт (1 – <0.5, 2 – 0.5–1, 3 – 1–5, 4 – 5–10, 5 – 10–20, 6 – 20–50, 7 – 50–100, 8 – 100–150, 9 – >150)





Рис. 7. Зимний муссон. Структура пространственного распределения РОС. Содержание РОС, %: *a* – поверхностный горизонт, *б* – придонный горизонт (1 – <1, 2 − 1−5, 3 − 5−10, 4 − 10−20, 5 − 20−30, 6 − 30 40, 7 − 40−50, 8 − >50)

устьевого пространства и за его пределами соответственно от 0.002 до 0.28 мг/л (0.09 мкг/л) и от 0.01 до 0.28 мг/л (0.09 мг/л).

Рисунки 5 и 7 демонстрируют существование на среднем шельфе замкнутых структур с 5 %-ным содержанием РОС. Первоначально авторы связывали их формирование с линзами распресненных вод, оторванными сильными ветрами и вдольбереговыми течениями от стокового шлейфа. В качестве самостоятельных эти гидродинамически неустойчивые водные массы поддерживаются развивающейся внутри линз и в подстилающих их водах особой циркуляции (*Боуден*, 1988). Размеры таких линз ~60×20 км, толщина около 10 м. В объемном выражении это ~12 км³ или эквивалент водного стока р. Меконг примерно за 10 суток.

Расчетное количество ВМ в линзе при среднем содержании 7 мг/л оценивается в 84 тыс. т. Данный показатель соизмерим с 1/35 ежегодного стока ВМ одной из крупнейших в тихоокеанской Субарктике реки Анадырь. Между тем, квазистационарное положение указанных ареалов РОС в периоды летнего и зимнего муссонов указывают на их вихревую природу.

В пользу этого свидетельствует субширотное, поперек Вьетнамского прибрежного течения, простирание данных гидрофизических структур. Полагают, что гидрологические вихри антициклонического и циклонического типов могут формироваться на участках нарушения неразрывности данного потока в периоды между летним и зимним муссонами (*Власова и др., 2016*).

Таким образом, средневзвешенное содержание ВМ во время сухого зимнего муссона в 4 раза ниже влажного периода летнего муссона. Независимо от сезона

года зона мутности (максимальных градиентов содержания ВМ и концентрации POC) сопряжена со слабо осолоненными водами (соленость <5 ‰). При росте солевого фона от 5 до 20 ‰ содержание ВМ уменьшалось до 3–4 раз. Цикличность залповых выбросов взвешенного материала на устьевое взморье из проток дельты составляет 8–10 часов. Закономерный тренд сезонной изменчивости структуры пространственного распределения ВМ верифицирован спутниковой информацией.

Результирующая среднемноголетняя литологическая структура донных осадков

Статистическая обработка позволила дифференцировать донные осадки морской части устьевых областей рек Меконг и Сайгон. На дендрограмме при уровне R=0.5 обособились два кластера, маркирующие литобиогеохимические зоны (рис. 8). Кластер I характеризует донные осадки устьевого взморья, которым генетически соответствуют тонкозернистые осадки авандельты (зона аномальных темпов современной седиментации). Кластер II соответствует прибрежно-морским осадкам среднего шельфа (зона частичной седиментации взвеси и транзита). На уровне R<0.3 внутри кластера II выделились 6 подкластеров, которые в масштабах данной статьи не требуют специального рассмотрения.

Литологическая типизация донных осадков выполнялась по соотношению содержания фракций песка (1.0–0.1 мм), алеврита (0.1–0.01 мм) и пелита (0.01 мм) (Лихт и др., 1983). Осадки литобиогеохимической зоны <u>авандельты</u> залегают



Кластерная диаграмма дифференциации литобиогеохимич зон

220

исключительно на устьевом взморье между МКД и подножием свала глубин до изобаты 15 м. Литологическая структура представлена пелитом алевритовым, алевритами пелитовым и песчаным, песком алевритовым. По сравнению с прибрежно-морскими осадками результирующий размерный состав характеризуется уменьшением содержания фракции песка почти на порядок и ростом в 7-8 раз содержания фракций <0.1 мм. Осадки серые или зеленовато-серые, с обводненным буро-коричневым окисленным слоем, от плохой до умеренной и хорошей сортированности (рис. 9, табл. 3). Распространение наиболее дисперсного пелита алевритового ограничено изобатой 10 м. Коллоидальная консистенция обусловлена фазовым переходом глинистых минералов в агрегатное состояние при участии органического вещества. Как уже отмечалось, процессы коагуляции начинаются на ранних стадиях смешения вод (соленость <5 ‰) и затихают при достижении ~20-25 ‰. В устьевых областях рек интенсивная агрегация коллоидов происходит при диаметре глинистых частиц ~5 мкм и завершается при достижении 10-20 мкм (Аникиев и др., 1986 а б, 1987, 1993; Биогеохимия океана, 1983; Eisma, 1986; Sholkovitz, 1976). Менее дисперсный алеврит пелитовый вскрыт на свале глубин напротив рукава Бассак. Для него характерно среднее содержание модальной фракции 44 %. Вклад более крупных фракций невелик, и, как правило, обусловлен разбавлением раковинным детритом. Алеврит песчаный (среднее содержание модальной фракции 74 %) отмечен в северной части устьевого взморья рек Меконг-Сайгон. Крупнозернистый и плохо сортированный песок алевритовый формирует аккумулятивное тело внешнего устьевого бара. Осадки обогащены раковинным детритом песчано-гравийной размерности. Среднее содержание модальной фракции составляет 55 %, алеврита и пелита соответственно 29 и 16 %.

Базируясь на данных (Чинь, 1987), на мелководье вдоль МКД выделена полоса нерасчлененных разнозернистых песков. Очевидно, что они маркируют положение внешнего устьевого бара – последней формы руслового рельефа. Она формируется под влиянием речных и морских факторов и характеризуется латеральной зональностью литологического состава. С позиций литодинамики гребень бара является механическим барьером, ограничивающим экспортируемый сальтацией и крипом материал в придонном слое. Поэтому на внутренней (речной) стороне и гребне залегают крупнозернистые песчано-гравийные разности. Обращенный же к морю склон выполнен песками алевритовыми.

Литобиогеохимическая зона *прибрежно-морских осадков* расположена вне зоны современной седиментации и отличается крупнозернистым составом осадков. Небольшие поля *песка среднезернистого*, вероятно, маркируют участки современного размыва древней береговой линии, что позволяет называть их реликтовыми. Предполагается, что она относится к времени последнего трансгрессивного периода (*Aн*, *1983; Acmaxoв и др., 1989*). В пользу этого свидетельствует повышенный вклад гравийно-галечного материала. Среднее содержание модальной фракции 25 %. Наиболее широкое распространение по сравнению с другими размерными типами имеет *песок мелкозернистый*. Среднее содержание модальной фракции 72 %. Вклад фракции <0.01 мм на большей площади дна составляет

0 %, что служит признаком транзита взвешенного материала и аседиментогенной современной обстановки (см. рис. 9, *a*). Осадки серо-зеленого цвета. Различная сортированность песка может указывать на влияние микромасштабных вихревых гидрологических структур, турбулентных пульсаций скорости и направления течений приливного масштаба над неоднородностями донного рельефа, в том числе и вследствие изменения квазистационарной сезонной циркуляции шельфовых вод (*Аникиев и др., 1986 a, б, 1993; Богданов, Мороз, 1994*).



Рис. 9. Параметры среды седиментации в устьевой области рек Меконг-Сайгон и прилегающем шельфе Южно-Китайского моря.

Результирующая среднемноголетняя размерная структура донных осадков (a): 1 – гравий и галька, 2 – песок разнозернистый нерасчлененный, 3 – песок среднезернистый, 4 – песок мелкозернистый, 5 – песок алевритовый, 6 – алеврит песчаный, 7 – алеврит пелитовый, 8 – пелит алевритовый. Литодинамические обстановки (б): 9 – современная седиментогенная, 10 – преимущественно седиментогенная транзитная, 11 – аседиментогенная транзитная. Содержание размерной фракции <0.01 мм донных осадков, %: 1 – 0, 2 – 0–5, 3 – 5–10, 4 – 10–30, 5 – 30–50, 6 – >50.

Таким образом, наиболее интенсивный вынос терригенного материала на шельф Южно-Китайского моря происходил через южные рукава дельты р. Меконг, на что указывают следующие маркеры:

- тонкодисперсный состав донных осадков устьевого взморья (см. рис. 9, *a*),

– максимальное содержание в осадках фракции <0.01 мм (см. рис. 9, δ),

– интенсивная трансформация состава взвеси устьевого взморья (см. рис. 4, 6),

– наиболее высокое содержание в донных осадках органического углерода

(Сорг), что будет показано в следующем разделе.

Литологический тип осадка		Песок*	Алеврит*	Пелит*				
Литобиогеохимическая зона авандельтовых осадков								
Песок	алевритовый (n=4)	42.2–68.0 / 54.9	18.7–37.4/29.3	13.3–19.4 / 15.8				
	песчаный (n=1)	0.6	84.9	14.5				
Алевриты	пелитовый (n=1)	0.5	57.2	42.3				
Пелит	алевритовый (n=5)	1.3–3.8 / 2.6	30.1–49.0 / 38.6	49.7–66.5 / 58.8				
Литобиогеохимическая зона прибрежно-морских осадков								
	среднезернистый (n=4)	83.4–95.2 / 89.3	0.70-8.16 / 4.4	4.07-8.48 / 6.3				
Пески	мелкозернистый (n=33)	76.3–99.7 / 93.6	0.3–10.4 / 3.2	13.3–19.4 / 3.2				
	песчаный (n=1)	0.6	84.9	14.5				
Алевриты	пелитовый (n=1)	0.5	57.2	42.3				
Пелит	алевритовый (n=5)	1.3-3.8 / 2.6	30.1-49.0 / 38.6	49.7-66.5 / 58.8				

Фракционная литологическая структура донных осадков

* Диапазон содержания фракций, % / среднее значение

Фронт дельты был ограничен изобатой ~15 м. Ниже данного гипсометрического уровня авандельтовые осадки фациально замещались прибрежно-морскими мелкозернистыми песками современной области транзита взвешенного материала (см. рис. 9, *a*). Расчетные суточные потоки терригенного материала из дельты на устьевое взморье для периодов летнего и зимнего муссонов оценены соответственно в 27.6 и 19.0 г/м²/сут. По результатам экспозиции седиментационных ловушек величины потоков оказались несравнимо выше – 919 и 460 г/м²/сут соответственно для сухого и влажного сезонов года. На удалении 200 км от МКД потоки снизились более чем в 600 раз. Как видно, межсезонные колебания величины расчетных и натурных потоков достигали 1.5–2 раз. Аномальные значения по данным ловушек, скорее всего, отражают роль волно-приливной ремобилизации осадочного материала со дна.

По градиентам изменения содержания BM мы рассчитали, что при летнем муссоне на устьевом взморье осаждается ~90 % от ее объема в данное время, при этом 65 % из этого количества задерживается на глубинах <5 м. Еще 10–13 % оставшейся в транзите BM экспортируется мористее изобаты 10 м, и только 3–5 % переносятся за пределы устьевой области. Именно в сезон дождей на устьевом взморье формируется запас легко взмучиваемого тонкодисперсного вещества, мобилизуемого в сухой период. В это время среднее содержание BM в водах устьевого взморья сокращается в 3,5 раза, а его ширина уменьшается в 2 раза, примерно до 35 км. На глубинах до 5 м осаждается ~45 % терригенной взвеси от ее суммарного поступления, до 10-метровой глубины распределяется еще ~25 % и столько же достигает изобаты 15 м. Границу устьевой области пересекает только 1 % речной взвеси.

В целом в морской части устьевой области задерживается до 95 % от всего объема ВМ в этот период, что сопоставимо с сезоном летних дождей (Дударев,

1997). Наши выводы об активизации эрозионных процессов на устьевом взморье во время зимнего муссона согласуются с результатами других исследователей (*Xue et al., 2012; Unverricht et al., 2014*). Темпы современной седиментации на различных участках устьевого взморья варьируют от 1 до 30 см/год, а дельта и авандельта Меконга выдвигаются на юго-восток со скоростью до 30 м/год (*De Master et al., 2017; Liu et al., 2017*).

Результирующий среднемноголетний элементный состав донных осадков

Особенности распределения в донных осадках 29 изученных химических элементов (включая С_{ок}) представлены в табл. 4.

Органический углерод. В результате метаболизма планктонных сообществ и флокуляции гумусовых соединений материкового стока ряд химических элементов способен формировать органоминеральные ассоциации. По этой причине при интерпретации биогеохимических данных следует учитывать источники и особенности распределения С об донных осадках. Как и в устьевых областях других рек Востока Азии, пространственное распределение Сорг в донных осадках контролируется положением биогеохимического барьера зоны смешения вод, а также интенсивностью первичного продуцирования органического вещества планктонными сообществами (Аникиев и др., 1997 а, б; Аникиев, 2002). Седиментация терригенного органического вещества завершается при солености вод <25 ‰ (Био*геохимия океана, 1983; Аникиев, 1987*). Таким образом, основная масса С_{орг} будет накапливаться в донных осадках устьевой области. Для устьевой области субарктической реки Анадырь – Берингово море авторами было показано, что ~90 % запаса С орг экспортируется в осадки при сезонном снижении почти на порядок биомассы планктона (Аникиев и др., 1987). На среднем шельфе напротив дельты р. Меконг массовое отмирание планктона интенсифицируется в период зимнего муссона, когда аллохтонный сток биогенных элементов уменьшается на порядок и более.

Итак, в результирующей структуре распределения С_{орг} отмечены (рис. 10):

 тренд уменьшения содержания С_{орг} в дистальном направлении от устьевого взморья, обусловленный ослаблением роли аллохтонного источника органического вещества;

-ограниченное МКД и фронтом авандельты поле высокого содержания С $_{_{\rm opt}},$ формирующееся за счет терригенного источника, включая гумусовые соединения.

Диапазон содержания C_{opr} в осадках района работ 0.8÷5.1 % (x=3.9 %, σ =1.6). При этом среднее содержание в осадках авандельты было в 2.3 раза выше по сравнению с литобиогеохимической зоной прибрежно-морских осадков. Подобный характер распределения закономерен и указывает на преобладание аллохтонной компоненты органического вещества. Между тем, глинистая взвесь нижнего течения р. Меконг характеризуется невысоким содержанием C_{opr} . Данное обстоятельство позволяет предположить дополнительный терригенный источник.

224

Таблица 4

Среднемноголетнее результирующее содержание химических элементов в донных осадках (мкг/г)

	Литобиогеохимические зоны осадков			Статистические параметры				
Элемент	прибрежно-морских		авандельт	авандельты				
	min–max	х	min–max	х	max	min	X	σ
	Главные элементы, мкг/г							
Al	15200-29000	19400	25600-29100	27300	29100	15200	23350	3700
Р	0-202	47	4-621	313	621	0	180	130
Ca	6700-127000	33700	28600-44500	35200	127000	6700	34500	29000
Ti	612–1810	1032	1900-2020	1960	2020	612	1496	380
Mn	209-1810	575	1100-1250	1175	1810	209	875	410
Fe	8580-20700	15351	17300-50800	34100	50800	8580	24726	8000
	Ще	лочные и	щелочноземельнь	іе элемен	ты, мкг/г	•		
Li	8.6–16.7	14.6	16.8-25.0	20.9	25.0	8.6	17.8	3.2
Rb	24-70	46	46-177	112	177	24	79	33
Sr	18-1060	270	77–430	214	1060	18	242	224
Cs	0.9–5.3	2.2	1.0-15.4	8.4	15.4	0.9	5.3	3.2
Ba	102-224	153	97–141	119	224	97	136	30
		1	яжелые металль	1, мкг/г				
Cr	6.9–23.1	14.5	13.6–37.3	24.5	37.3	6.9	19.5	6.1
Со	3.5–9.5	6.1	6.1–17.2	13.0	17.2	3.5	9.6	3.4
Ni	4.5-16.0	6.9	6.7–17.7	12.2	17.7	4.5	9.6	3.2
Cu	1.7-3.9	2.9	3.3-7.6	5.5	7.6	1.7	4.2	1.1
Zn	11.1-22.8	17.0	17.9-32.7	25.3	32.7	11.1	21.2	4.6
As	1.8-27.9	12.1	3.8-54.2	24.0	54.2	1.8	18.0	11
Cd	0.014-0.670	0.071	0.071-0.117	0.094	0.670	0.014	0.083	0.132
Pb	8–69	22	17–41	29	69	8	26	14
Редкие и рассеянные элементы, мкг/г								
Sc	1.6-5.2	2.8	5.35-18.1	12.6	18.1	1.6	9.7	4.2
Se	0.6–9.7	4.0	2.5-6.8	4.3	9.7	0.6	4.1	2.2
Zr	10-170	87	195–355	293	355	10	190	97
Hf	1.03-10.80	4.40	5.19-16.00	9.55	16.00	1.03	6.98	3.8
Ta	0.03-1.29	0.39	0.45-1.43	1.04	1.43	0.03	0.72	0.41
V	9.1–24.9	16.7	14.2–59.0	36.6	59.0	9.1	26.6	9.8
U	0.38-2.79	1.67	2.04-6.48	4.36	6.48	0.38	3.02	1.43
Sb	1.12-3.18	1.92	0.63-6.11	3.67	6.11	0.63	2.79	1.08
Ag	0.014-0.032	0.023	0.03-0.04	0.035	0.04	0.014	0.029	0.007
Органический углерод, %								
C	0.8–3.2	1.9	3.5-4.9	4.4	5.1	0.8	3.9	1.5

Примечание: Статистические параметры распределения: min – минимальное значение, max – максимальное значение, x – среднее значение, σ – стандартное отклонение.



Рис. 10. Результирующая среднемноголетняя структура пространственного распределения Сорг в донных осадках. Содержание, %: 1 – <1, 2 – 1–1.5, 3 – 1.5–2, 4 – 2–2.5, 5 – 2.5–3, 6 – 3–3.5, 7 – 3.5–4, 8 – 4–4.5, 9 – 4.5–5, 10 – >5

Наличие в распределении замкнутых структур типа ареалов указывает на очевидную связь с участками квазистационарной циркуляции вод. Они выделяются повышенным продукционным потенциалом (обеспечивающим развитие планктонных сообществ) и потоком органического вещества на дно.

Такие ареалы, к примеру, изсреди прибрежно-морвестны ских осадков. Они формируются в системах вихревых образований шельфовых вод, с которыми связаны повышенная биопродуктивность и седиментация отмершего фито- и зоопланктона (см. рис. 5, 7, 10). Квазистационарное Вьетнамское прибрежное течение (Аникиев и др., 1986 а, б; Богданов, Мороз, 1994) способствует сглаживанию широтных градиентов содержания Сорг в донных осадках. Участвуя в биогеохимических

циклах, С_{орг} взвеси и донных осадков влияет на поведение многих химических элементов. В пользу этого указывает сильная положительная корреляционная связь (r>0.70) между С_{орг} и такими щелочными элементами, как Li, Rb и Cs. Со щелочноземельными Sr и Ba корреляция отрицательная, а между Ca и C_{орг} отсутствует вообще. Следует ожидать, что на большей части изученного шельфа пространственное распределение химических элементов в донных осадках будет указывать на их сродство к фитозооплактону, что, несомненно, отразится в литологическом и вещественном составе донных осадков.

Фракционирование состава химических элементов в ходе водной миграции и раннего диагенеза

Согласно (*Martin, Meybeck, 1979; и др.*), вариации содержания в донных осадках некоторых химических элементов, как, например, Са, К, Fe, Mn и других, в течение года могут достигать 1.5–2 раз. Очевидно, что причина этого состоит в сезонном изменении условий мобилизации осадочного материала. Многие элементы мигрируют на поверхности глинистых частиц в ионообменной форме, поэтому в сезон дождей почвы и коры выветривания водосбора р. Меконг будут обеднены этими элементами вследствие перехода обменных форм в растворенную фазу. Кроме того, внутрисуточные изменения солевого фона приливного масштаба в устьевой области вызывают десорбцию Mn и Fe (*Аникиев и др., 1987*). Такой же механизм влияет и на поведение данных элементов во взвеси Ca (*Sayles, Mangelsdorf, 1977*). Из-за этого также следует ожидать уменьшения содержания ряда элементов во взвеси при переходе из речной части устьевой области в морскую, в чем проявляется функционирование биогеохимической и седиментационной компонент градиентного барьера «река-море». Некоторые элементы мигрируют сообществами, включенными в твердую фазу речного стока (*Страхов, 1963; Перельман, 1976*). Перенос сопровождается трансформацией состава этих сообществ, что находит отражение:

 в ограниченной миграции геохимически малоподвижных крупных частиц вследствие разветвленной сети рукавов дельты и мангровой растительности;

в седиментации терригенного материала при подпоре приливными водами.
Разрушение структурных связей взвесенесущего потока при снижении его несущей способности также приводит к седиментации крупнозернистых фракций терригенного материала. Оставшаяся в транзите тонкозернистая взвесь активирует повышение удельной адсорбции химических элементов;

– в десорбции химических элементов по мере роста солевого фона, в переходе ионообменных форм речного стока во взвесь под влиянием сорбции и аутигенного минералообразования, в формировании гидроокисных пленок и органоминеральных коллоидов.

В морскую часть устьевой области экспортируются алевритово-глинистые и коллоидные частицы, обогащенные геохимически подвижными элементами. Исходя из факта, что ~90 % твердого стока р. Меконг задерживается в устьевой области, на устьевом взморье должна выводиться из переноса значительная часть химических элементов, что и подтверждается нашими результатами. При переходе от авандельтовых осадков к прибрежно-морским наблюдается существенное уменьшение вклада слабоустойчивых к процессам дезинтеграции минералов малой миграционной способности. Одновременно возрастает содержание устойчивых тяжелых минералов, концентрирующихся в песках (табл. 5).

Незначительная часть тонкодисперсной взвеси выносится из устьевой области на средний шельф, где участвует в биогеохимических циклах планктона. Маркерами таких участков является пятнистость распределения некоторых химических элементов.

На фоне высокого содержания C_{opr} осадки устьевого взморья (авандельты) обогащены всеми изученными химическими элементами в 1.5–2 раза больше по сравнению с литобиогеохимической зоной прибрежно-морских осадков. Разброс между минимальными и максимальными значениями для большинства элементов невелик. Наиболее стабильны по содержанию Al, Sc, Fe, Ti, Mn, Ca, Li, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ba Cd, Pb, Se, Zr, Hf, Ta U, Ag. Вариации остальных элементов колеблются от 3 до 15 раз (Rb, Sr, Cs, As, Sb), а для Р достигают 155 раз. Крайние значения содержания элементов в прибрежно-морских осадках различаются не более 3-х раз для Al, Sc, Ti, Fe, Li, Rb, Ba, Ni, Cr, Co, Cu, Zn, V, Sb, Ag; от 3 до 15 раз для Mn,

Таблица 5

Marriana	Элементный химический состав	Осадки литобиогеохимических зон*					
минералы	(примеси)	прибрежно-морские	авандельтовые				
Минералы малой миграционной способности (неустойчивые к выветриванию)							
Пироксены	Mg, Fe, Si, (Ca, Mn, Ni, Al)	0.0–7.4 / 2.7	1.1-3.5 / 2.3				
	Na, Ca, Si, Mg, Fe, Al, Ti (K,	0.0-45.5 / 10.7	8.7-28.8 / 21.5				
Амфиболы	Mn, Ni, Zn, V, Cr, Zr, Be)						
Эпидот–цоизит Ca, Al, Si, Mn, Fe		0.8–19.9 / 9.1	7.2–52.6 / 28.4				
Биотит	K, Fe, Al, Si, Mg (Na, Ti, Mn, Cr, Ni, Sn, Nb)	0.0–1.7 / 0.5	0.5–2.3 / 2.2				
Пирит	Fe, S (Co, Cu, Ag, Ni, As)	0.0	0.9–52.8 / 18.7				
Минералы умеренной миграционной способности (умеренно устойчивые к выветриванию)							
Гранат	Mg, Al, Si, Ca (Y, TR, Sr, Zr, Na, Ni, Co, V)	0.0–3.4 / 1.0	0.2–3.1 / 1.3				
Сфен	Ca, Ti, Si, Fe, Al, Mg, Mn, Y, TR, Nb, Ta, Sn, Zr, Be, Na, K, Th, U)	0.0–2.1 / 1.5	0.0				
Апатит	Ca, P (Na, Sr, Mn, Fe, Y, Ce, Th, U)	0.0-4.7 / 1.1	0.5–3.8 / 2.2				
Силлиманит	Al, Si	0.0–1.7 / 1.3	0.0-0.8 / 0.4				
Ставролит	Fe, Al, Si (Mn, Ni, Co))	0.0-0.5 / 0.1	0.0-0.2 / 0.1				
Монацит	Ce, La, P (Y, Th, U, Pb, Ca, Al, Fe)	0.0	0.0–0.5 / 0.2				
Дистен	Fe, Mg, Ti, Mn	0.0–0.4 / 0.1	0.0				
Минер	алы высокой миграционной способ	бности (устойчивые к е	зыветриванию)				
Циркон	Zr, Si (Hf, TR, Y, U, Th, Ca, Fe, P)	6.4–70.7 / 37.7	1.0–10.0 / 4.3				
Турмалин	Na, Ca, Li (Mg, Fe, Al, Ba, B, Mn, K, Cr, Ti, Rb, Cs, Be)	0.4–5.2 / 2.3	0.9–3.1 / 1.7				
Рутил	Ti (Fe, Nb, Ta, Sn, Cr)	0.0-3.0 / 1.1	0.0-0.4 / 0.1				
Темные рудные	Fe, Mg, Ti (Mn)	23.9-50.4 / 32.5	6.6-25.3 / 22.4				

Минеральный состав донных осадков (тяжелая подфракция фракции 0.1-0.05 мм)

* Диапазон содержания, %/среднее значение. Минералогический анализ выполнен В.П. Нечаевым и Н.А. Николаевой.

Cs, As, Pb, Hf, U; от 16 до 19 раз для Ca, Se, Zr, а для Ta, Sr, P и Cd соответственно до 43, 60, 200 и 565 раз.

Причины различий содержания между двумя литобиогеохимическими группами осадков определяются совокупностью нижеперечисленных процессов:

1. Литодинамические процессы, функционально регулируемые гидрофизическим режимом вод и обеспечивающие селективное концентрирование тяжелых минералов (обогащение Li, Zr, Hf), литологическую структуру и сортированность, что подтверждается следующими экспериментальными данными. Так, при переходе от песков мелкозернистых к среднезернистым имеют место рост содержания As, P, Pb, Cs, Sr, Ca, Ti, Cr, Cu, Fe, Zn, Li, V, Sb U и снижение содержания Al, Mn, Rb, Ni, Ba, Ag, Sc, Co, Se, Zr, Hf, Ta. В свою очередь, идеально фракционно сортированные мелкозернистые пески обогащены Fe, Zn, Li, Cu, Ni, Cr, Zr, Hf, U, хорошо сортированные – Mn, Cd, Pb, As, Ag, V, Ta, умеренно сортированные – Cs и Sb, а плохо сортированные – Al, Ti, Sc, Ca, Ba, Rb, Co.

2. Физико-химические процессы, которые при соответствующих условиях в барьерной зоне "вода-донные осадки" способствуют образованию аутигенных зерен карбонатов (Са, Ва, Sr) и фосфоритов (Р, U) (Батурин и др., 1988), сорбции глинистыми минералами Al, Rb, Cs и тяжелых металлов органической пленкой фульфокислот на поверхности карбонатных частиц, как это возможно для Cu (*Mitterer, Cunningham, 1985*), формированию на поверхности минеральных частиц пленок гидрооксидов Fe, фиксирующих Zn, Cu, Ni, Cr, Cu и гидрооксидов Mn, сорбирующих As, Ag, Cd, Pb, Sb.

3. Биологические процессы, с которыми связано развитие планктонных и бентосных сообществ. Карбонатный детрит участвует в разбавлении минеральных частиц, что отражается на снижении сортированности частиц и снижении в 1.5–4 раза содержания тяжелых металлов Cr, Ni, Zn, а также Li, Se, Hf. В то же время с раковинным детритом коррелирует увеличение содержания Ca, Sr и Ba.

Масштабы фракционирования во многом определяются способностью различных групп химических элементов ассоциироваться с силикатными и аутигенными минералами. С учетом изложенного целесообразно рассмотреть распределение элементов отдельных групп, объединенных по генезису и общности поведения (табл. 3, 4).

<u>Главные (породообразующие) элементы</u> Al, Ti, Fe, Mn, Ca и P поступают из бассейна водосбора в составе кристаллической решетки литогенных минералов. Их содержание в дельтовых осадках соответствует уровню осадочных пород континентов. В результате фракционирования химического состава терригенного материала в процессе транспортировки расчетные ряды отношений содержания элементов в донных осадках устьевой области и осадочных породах континентов приобретают следующий вид:

Mn (1.75)>Ca (1.4)>Fe (1.02)>Ti (0.44)> P (0.42)>Al (0.3) для авандельтовых осадков;

Ca (1.3)>Mn (0.86)> Fe (0.46)>Ti (0.23)>Al (0.2)>P (0.06) для прибрежно-морских осадков.

Из рядов химических элементов следует, что по мере продвижения от дельты к морю седиментация крупных фракций осадочного материала сопровождается уменьшением содержания всех химических элементов, кроме Са. Положение алюминия в конце ряда элементов для авандельтовых осадков может объясняться интенсивным соосаждением с глинистыми частицами и слаборастовримыми органоминеральными соединениями (*Савичев, Зыонг, 2011; Савичев, Гусева, 2018*).

В морской части устьевой области на фоне интенсивной деструкции органического вещества идет окисление растворенной формы Fe^{2+} . Поэтому здесь наблюдается обогащение осадков коллоидами гидроксида Fe^{3+} в виде хлопьев и агрегатов (рис. 11, Fe). В условиях перехода к восстановительной обстановке и при высоких темпах седиментации агрегаты Fe^{2+} частично переходят в иловые воды или же при участии H_2S связываются с серой до образования сульфидов типа пирита FeS_2 . Так, например, происходит в межбаровых ложбинах и формах западинного рельефа на мелководье устьевого взморья.



Рис. 11. Результирующая среднемноголетняя структура пространственного распределения в донных осадках Fe (х10³ мкг/г: 1 – <10. 2 – 10–15, 3 – 15–20, 4 – 20–25, >25), Ва (мкг/г: 1 – <100, 2 – 100–150, 3 – 150–200, 4 – >200), Аѕ (мкг/г: 1 – <5, 2 – 5–10, 3 – 10–15, 4 – 15–20, 5 – >20), Нf (мкг/г: 1 – 1–3, 2 – 3–6, 3 – 6–9, 4 – 9–12, 5 – >12)

Марганец, наследуя первичную форму своего нахождения в миграции, геохимически неподвижен и удаляется из материнских пород пропорционально своему исходному содержанию (*Страхов, 1963; Биогеохимия океана, 1983*). Этим обстоятельством может объясняться его более чем двукратное обогащение взвеси и донных осадков устьевого взморья по сравнению с осадочными породами континентов (*Аникиев и др., 1993*). Накопление Mn²⁺ возможно и на поверхности гидроксида Fe³⁺, способного сорбировать химические элементы (*Belzile, 1988*). Соосаждение железа с другими элементами подтверждается устойчивыми корреляционными связями с элементами группы тяжелых металлов, а также с Ti, Sc, V, Li. Марганец не имеет корреляции ни с одним из изученных элементов.

Среднее содержание Са в осадках обеих литобиогеохимических групп сопоставимо и всего в 1.4 раза выше, чем в осадочных породах. Содержание Са и коррелирующих с ним Р, S, Ba на отдельных участках дна увеличивается от 2 до 10 раз, возможно, из-за аутигенного карбонатного минералообразования при взаимодействии аллохтонных гумусовых соединений с насыщенными бикарбонатами водами тропического шельфа (*Алекин, Моричева, 1961; Логвиненко, 1976*).

Поступление Al объясняется размывом глинистых почв водосбора, прежде всего продуктов глубокого химического выветривания полевых шпатов. При переходе от дельтовых осадков (где содержание Al сопоставимо с уровнем в осадочных породах континентов) к авандельтовым происходит снижение его среднего содержания в 4 раза, а затем в прибрежно-морских осадках еще в 1.4 раза. Максимальное содержание Al сопряжено с участками концентрирования слюд, с которыми указанный элемент ассоциирует. Это районы внешнего устьевого бара и участки вихревой антициклонической циркуляции. Доля слюды здесь достигает 60 % от выхода тяжелой подфракции. Будучи индикатором глинистых кор выветривания, Al корреллирует с Ti (r=0.71), а последний, в свою очередь, связан с Ca. Такая связь может отражать вхождение элементов не только в состав глинистых минералов, но и в песчаные фракции, обогащенные раковинным детритом. Парная корреляция Al и Ti указывает на их совместное накопление в терригенных глинах и характерна для осадков тропических морей.

Для фосфора, ассоциирующего с Са в составе аутигенных новообразований, сохраняется тренд уменьшения содержания от устьевого взморья к среднему шельфу – на порядок при переходе от дельтовых осадков к авандельтовым и еще в 7 раз в прибрежно-морских осадках. Вариации содержания элемента могут объясняться изменением форм миграции из-за сдвига сорбционного равновесия при росте солености. На локальных участках шельфа в осадках отмечается увеличение содержания Р, а его корреляция с Са и Sr подтверждает присутствие фосфатизированных рыбных скелетов. Тесная корреляционная связь Р отмечена и с С как отражение способности к сорбции в составе глинистых минералов, а также с тяжелыми металлами As, Cr, Cu, Fe, Ni, возможно, захватываемыми пленками гидроксида Fe³⁺.

<u>Шелочные и шелочноземельные элементы</u> обычно используются с целью выяснения зависимости их содержания от соотношения размерных фракций. Ряд отношений среднего содержания в донных осадках и осадочных породах свидетельствует о сильном обогащении цезием:

Cs (4.4) >Sr (0.53)>Rb (0.4)>Li (0.3)>Ba (0.17).

Среднее содержание Cs в осадках авандельты в 3.8 раза выше в сравнении с прибрежно-морскими, что было ожидаемо из-за его склонности к необратимой сорбции глинистыми минералами монтмориллонитовой группы (*Cremers et al., 1988; Comans, Hockly, 1992*). Подобная тенденция наблюдается и для Li (превы-

шение содержания 1.4 раза), Rb (в 2.4 раза), тогда как для Sr и Ba илистые осадки авандельты обеднены в 1.3 раза. Низкое содержание Sr зафиксировано и во взвеси речного участка устьевой области р. Сайгон (*Аникиев и др., 1993*). Причины изменения содержания Cs, Rb и Ba прежде всего объясняются преимущественной миграцией Rb и Ba в составе влекомой фазы речного стока с ограниченной миграцией мористее внешнего устьевого бара. Об этом свидетельствуют:

 двукратный рост среднего содержания Rb и Ba в дельтовых осадках по сравнению с прибрежно-морскими отложениями,

– рост величины отношения Rb/Cs при переходе из реки в море во взвеси (Rb/Cs=4.5) и донных осадках (Rb/Cs=17.6). Для сравнения: в осадочных породах континентов Rb/Cs составляет 45.3 (*Аникиев и др., 1988а, б, 1992, 1993, 1997а, б, 2001 а, б*),

 – снижение в 5 раз среднего содержания Ва в донных осадках по сравнению с осадочными породами.

В результате сорбционных процессов Sr и Ba совместно поступают из морской воды. На это указывают снижение величины отношения Ba/Sr в донных осадках по сравнению с осадочными породами (в 4 раза) и взвесью речного участка устьевой области р. Сайгон (в 11 раз), а также отсутствие в донных осадках устьевого взморья баритов. Стронцием обогащены осадки с аутигенными карбонатными минералами и обеднены осадки, в которых доминируют процессы ионообменной сорбции Sr глинистыми компонентами с участием низкомолекулярных терригенных органических соединений (*Овсянникова и др., 2000*). Обогащение прибрежно-морских песков Sr по сравнению с другими щелочноземельными элементами обусловлено разбавлением раковинным детритом. Известно, что раковины моллюсков предпочтительнее обогащаются Sr в отличие от Ca при аутигенном карбонатном минералообразовании (*Батурин и др., 1988*). Выявлена корреляция терригенной компоненты Ba с участками концентрирования слюд и аутигенных новообразований (см. рис. 11, Ba).

Можно говорить об избирательной миграции Li и Cs в минеральной матрице глинистых минералов, в пользу чего свидетельствует пониженная величина отношения Li/Cs=4.2 для донных осадков в сравнении с осадочными породами, равная 5.3. Хорошая корреляция Li с C_{орг}, Fe и некоторыми другими тяжелыми металлами, вероятно, обусловлена включением в состав гидроксидных пленок Fe³⁺. Среди исключений выделяются Pb с очень слабой корреляцией и Cd с отрицательной низкой корреляцией (r=-0.1), Уменьшение содержания Li в осадках по сравнению с осадочными породами – признак ассоциирования данного элемента с крупными фракциями осадков.

<u>Тяжелые металлы</u>. И для этой геохимической группы сохраняется тренд превышения среднего содержания в авандельтовых осадках в 1.3–2.6 раза по сравнению с прибрежно-морскими песками. В сравнении с мелкозернистыми песками взвесь устьевой области обогащена Pb, Cr, Ni, Cu в 5–20 раз больше (*Аникиев и др., 1993*). Полагая, что Pb, Cr, Ni, Cu частично мигрируют в твердой фазе, наблюдаемое обогащение взвеси обусловлено гравитационной седиментацией крупных фракций на устьевом взморье. В пользу этого свидетельствует превышение содержания изученных тяжелых металлов в осадках авандельты по сравнению с прибрежно-морскими отложениями. Повышенные значения могут формироваться по другим причинам:

– вследствие сорбции на поверхности органических и Fe-Mn гидроокисных пленок,

– из-за присутствия тяжелых металлов в коллоидно-растворенной форме с консервативным поведением в устьевой области (Биогеохимия океана, 1983; Sando-Wilkelmy et al., 1981),

– будучи включенными в метаболический цикл планктона, участвующего после отмирания в осадочном процессе. Так, возможно, происходит в системах вихревых образований, к которым приурочено массовое развитие планктонных сообществ и повышенное содержание в донных осадках С_{ор}, P, Zn и Pb.

Ряд отношений среднего содержания тяжелых металлов в донных осадках и осадочных породах свидетельствует об обогащении As, Ni и Pb:

As (2.7)>Ni (1.9)>Pb (1.3)>Co (0.48)>Zn (0.27)>Cd (0.24)>Cr (0.2)>Cu (0.07).

Подобная последовательность в ряду элементов сохраняется в обеих литобиогеохимических группах осадков.

В распределении некоторых тяжелых металлов в донных осадках морей Востока Азии прослеживается тренд увеличения содержания с юга на север, обусловленный усилением в этом направлении антропогенного прессинга. К примеру, содержание Zn, Cu, Ni, Co, Cr и Cd в Южно-Китайском море в 3–10 раз выше, чем Восточно-Китайском, Желтом и Японском морях. К исключению относится внутренняя часть Таиландского залива Южно-Китайского моря, где зафиксировано 3-кратное увеличение содержания Cu и Ni. Среднее содержание Pb в донных осадках района работ соизмеримо с восточноазиатским шельфом.

Уровень содержания As в авандельтовых осадках составляет 4-54 мкг/г, т.е. в среднем в 5.5 раза выше, чем в осадочных породах континентов (см. рис. 11, As). В прибрежно-морских песках содержание мышьяка сопоставимо с осадками шельфа западно-тихоокеанских морей и колеблется от 1 до 20 мкг/г (Belzile, 1988; Sullivan, Aller, 1996). Природные источники As в его глобальном цикле (выветривание горных пород, гидротермальные проявления и др.) вносят не более 40 % его суммарного объема поступления, тогда как ведущая роль приходится на металлургическое и сельскохозяйственное производства (Ferguson, Gavis, 1972). В связи с изложенным основная причина обогащения донных осадков As связана с сельскохозяйственной деятельностью на Меконгской равнине и в дельте р. Меконг. С минеральными удобрениями в морскую экосистему могут поступать и другие элементы-загрязнители, способные вызвать нарушение их естественных геохимических циклов. Наш вывод подтверждается выводами работ (Савичев, Зыонг, 2015; Савичев, Гусева, 2018), где отмечается повышенное содержание в донных осадках рукавов и проток дельты Меконга не только As, но также Mn, Cu, Pb и Zn.

Таким образом, поведение большинства изученных тяжелых металлов в донных осадках определяется влиянием природных процессов, и только в распределении As проявляется воздействие регионального антропогенного фактора.

<u>Редкие и рассеянные элементы</u>, как правило, рассматриваются в качестве индикаторов металлогенических проявлений в водосборах рек. В большинстве случаев эти элементы входят в состав тяжелых минералов (Zr, Hf, Ta, V) (см. табл. 5), ассоциированы с органическим веществом различного генезиса (U, Sb, Ag) или с гидроокисными пленками Fe и Mn (см. рис. 11, Hf). Ряд величин отношений среднего содержания редких и рассеянных элементов в донных осадках относительно осадочных пород континентов имеет следующий вид:

Se (6.8)>Sb (1.4)>Hf (1.2)>Sc (0.97)>Zr (0.95)>U (0.94)>Ag (0.43)>V, Ta (0.2).

Из ряда видно, что содержание часто используемого в качестве реперного литофильного элемента Sc практически соответствует уровню для осадочных пород. Указанная последовательность практически сохраняется и для осадков различных литобиогеохимических зон. В то же время, среднее содержание редких и рассеянных элементов в авандельтовых осадках в 1.5–4.5 раза выше (как, например, Sc) в сравнении с прибрежно-морскими отложениями. Исключением является Se с устойчивым пространственным распределением. Сильная корреляция U с Zr (r=0.84) указывает на связь с минералом цирконий. Значимая корреляция V с тяжелыми металлами Fe, As, Cr, Cu, Ni, Zn указывает на их совместное поведение в ходе миграции. Тесная связь V обнаружена также с P и Li. Элемент Sb проявляет сродство с литогенным материалом (корреляция с Sc, Cs и Zr).

В целом осадки авандельты относятся к преимущественно терригенно-обломочной группе, обогащенной C_{opr} . На отдельных участках шельфа вне устьевого взморья, из-за увеличения содержания способного к сорбции биогенного детрита (планктона, водорослей, костного детрита), осадки приобретают свойства слабофосфатных ($P_2O_5 < 0.5 \%$), слабоизвестковистых ($10-30 \% CaCO_3$) и слабожелезистых ($5-10 \% Fe_2O_3$). В минеральном составе отмечается обогащение слабоустойчивыми к выветриванию минералами с низкой миграционной способностью, но обеднение устойчивыми к длительному переносу. Характерно высокое содержание глинистых минералов (монтмориллонита, каолинита, хлорита, смешаннослойных каолинита-смектита) – продуктов глубокого химического выветривания водосборов гумидного тропического климата.

Прибрежно-морские пески – собственно терригенно-обломочной группы с относительно повышенным содержанием C_{opr} . Величины других вещественно-генетических показателей следующие: P_2O_5 (<0.5 %), CaCO₃ (<10 %), Fe₂O₃ (<5 %) и MnO (<0.2 %). В биогенной части присутствуют карбонатный планктон, остатки известковых водорослей. Минеральный состав выделяется высоким содержанием устойчивых к выветриванию минералов и пониженным вкладом менее устойчивых. В районе подводного вулкана Иль-де-Сандр (средний шельф, ст. 2030, восточная граница района исследований) отмечено повышенное содержание обломков базальтов, шлака, вулканического стекла, пироксенов и оливина. В донных осадках здесь были обнаружены барит и цеолиты (*Кулинич и др., 1989*).

234

Заключение

Представлены результаты литобиогеохимических работ в устьевой области мегасистемы «река Меконг – прилегающий шельф Южно-Китайского моря». Объектами исследований являлись взвешенный материал и донные осадки. Исходные материалы получены в двух совместных экспедициях ТОИ ДВО РАН (ранее ТОИ ДВНЦ АН СССР) и ИО ВАНТ в 1988 и 1990 гг.

Оценены потоки взвеси в устьевой области и прилегающем среднем шельфе в периоды летнего и зимнего муссонов. Представлены результирующие среднемноголетние литологическая структура поверхностного слоя донных осадков и распределения в них 29 элементов различных геохимических групп, включая органический углерод. Выделены литобиогеохимические зоны с тонкодисперсными осадками авандельты и прибрежно-морскими песками. Показано, что содержание мышьяка в прибрежно-морских осадках в 1988 г. было сопоставимо с его естественным содержанием в осадках шельфа морей Востока Азии. Однако средний уровень содержания мышьяка в донных осадках устьевой области был в 5.5 раза выше по сравнению с осадочными породами континентов. Причина подобной аномалии заключается в сельскохозяйственной деятельности на Меконгской и дельтовой равнине. Влияние регионального антропогенного фактора проявлялось преимущественно в распределении мышьяка в авандельтовых осадках, тогда как поведение большинства других изученных тяжелых металлов контролировалось воздействием природных процессов.

В 50 км восточнее МКД на одном и том же участке среднего шельфа осенью 1988 г. и зимой 1990 г. зарегистрирован ареал с отличительными величинами РОС и содержания в донных осадках фракции <0.01 мм. Квазистабильное положение ареала позволяет связать его с замкнутым характером циркуляции вод, предположительно антициклональной, преобладающей в этом районе. Горизонтальный размер этой гидрологической структуры оценивается в несколько десятков километров, вертикальный – в несколько десятков метров. В период летнего муссона круговорот достигает дна, тогда как усиление вертикальной стратификации во время зимнего муссона ограничивает его существование только над слоем скачка плотности.

Результаты литобиогеохимического мониторинга 1988 и 1990 гг. расширяют возможности для понимания уровня современного состояния экосистемы устьевой области трансграничной мегареки Меконг.

Благодарности. Авторы чтят память д.г.-м.н. профессора В.В. Аникиева, положившего начало междисциплинарному подходу к биогеохимическим исследованиям геосистем «река–море» на Дальнем Востоке, а также к.х.н. Г.М. Колесова (ГЕОХИ РАН, г. Москва), под руководством которого выполнялись высокотехнологичные виды аналитических исследований осадочного материала.

Литература

Агрест Э.М., Кузнецов Г.Н. Дрейф газовых каверн в неоднородном звуковом поле // Акуст. журн. 1972. Т. 18, № 2. С. 168–174.

Агрест Э.М., Кузнецов Г.Н. Исследование текущих параметров движения кавитационного пузырька в неоднородном звуковом поле // Акуст. журн. 1973. Т. 19, № 3, С. 321–326.

Агрест Э.М., Кузнецов Г.Н. Динамика распределения пузырьков по размерам в акустических полях // Акуст. журн. 1974а. Т. 20, № 3, С. 345–351.

Агрест Э.М., Кузнецов Г.Н. Распределение пузырьков в весомой вязкой жидкости // Акуст. журн. 19746, Т. 20, № 4. С. 497–502.

Агрест Э.М., Корец В.Л. Крупномасштабные пространственные осцилляции кавитационной полости в звуковом поле. // Акуст. журн. 1978. Т. 24, № 1. С. 1–9.

Акуличев В.А., Ильичев В.И. О спектральном признаке возникновении кавитации // Акуст. журн. 1963, Т. 9, № 2. С. 158–161.

Акуличев В.А. Гидратация ионов и кавитационная прочность воды // Акуст. журн. 1966. Т. 12, № 2. С. 160–166.

Акуличев В.А., Ильичев В.И. Пороги акустической кавитации в морской воде в различных районах Мирового океана // Акуст. журн. 2005. Т. 51, № 2. С. 167–179.

Акуличев В.А., Богуславский Я.Я., Иоффе А.А., Наугольных К.А. Излучение сферических волн конечной амплитуды // Акуст. журн. 1967. Т. 13, № 3. С. 321–328.

Акуличев В.А. Пульсации кавитационных полостей // Мощные ультразвуковые поля / под ред. Л.Д. Розенберга. М.: Наука, 1968. С. 129–166.

Акуличев В.А., Буланов В.А. Акустические исследования мелкомасштабных неоднородностей в морской воде. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 411 с.

Алекин О.А., Моричева Н.П. О выделении карбоната кальция организмами из морской воды // ДАН СССР. 1961. Вып. 136, № 6. С. 1454–1457.

Ан Л.Д. Особенности морфоструктуры равнины нижнего течения р. Меконг // Геоморфология. 1983. № 4. С. 87–93.

Аникиев В.В. Короткопериодные геохимические процессы и загрязнение океана. М.: Наука, 1987. 193 с.

Аникиев В.В. Экологические ориентиры стратегии экономического развития России. Устойчивое развитие // Наука и практика. 2002. № 1.

Аникиев В.В., Зайцев О.В., Логинов А.А. и др. Распределение и перенос взвешенного вещества в эстуарии р. Меконг и прилежащей части Южно-Китайского моря // Биоседиментация в морях и океанах. М.: Наука, 1983. С. 30–31.

Аникиев В.В., Зайцев О.В., Чинъ Тхе Хиеу и др. Изменчивость пространственно-временного распределения взвешенного вещества в приустьевой зоне р. Меконг // Океанология. 1986а. Т. 26. Вып. 6. С. 259–966.

Аникиев В.В., Савельева Н.И., Шевцова О.В. Изменчивость гидрохимических характеристик прибрежных вод Южно-Китайского моря // Комплексные исследования загрязнения окружающей среды в Дальневосточном регионе. Владивосток, 1986б. С. 78–88. (Тр. ДВНИГМИ; Вып. 37).

Аникиев В.В., Шумилин Е.Н., Вирцавс М.В. и др. Поведение тяжелых металлов при смешении речных и морских вод. Суточная изменчивость содержания тяжелых металлов в воде и взвеси приливного эстуария (р. Сайгон-Южно-Китайское море) // Геохимия. 1987. № 10. С. 1433–1442.

Аникиев В.В., Ильичев В.И., Лапин И.А. Механизмы седиментации растворенного органического вещества в эстуариях // ДАН СССР. 1988а. Т. 301, № 6. С. 1475–1478.

Аникиев В.В., Барчук В.Ф., Булкин В.С. Распределение в донных отложениях эстуария р. Раздольная–Амурский залив // Геохимия. 1988б. № 11. С. 1655–1661.

Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М., Лобанов А.А., Прасад С.К., Шумилин Е.К. Распределение редких и рассеянных элементов в системе взвесь–донные осадки на шельфе Восточно-Китайского моря // Геохимия. 1992. № 2. С. 284–291.

Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М., Шумилин Е. Н. Распределение и фракционирование элементов во взвеси эстуарной системы река Сайгон-Южно-Китайское море // Геохимия. 1993. № 5. С. 709–719.

Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М. и др. Влияние литодинамических факторов на распределение благородных металлов во взвеси и донных отложениях морской части эстуария р. Анадырь // Геохимия. 1997а. № 5. С. 535–551.

Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М. и др. Распределение и седиментационные потоки химических элементов в системе взвесь-донные осадки для эстуария р. Анадырь–Берингово море // Геохимия. 1997б. № 3. С. 320–330.

Аникиев В.В., Боцул А. И., Дударев О.В. и др. Распределение, фракционирование и потоки редкоземельных элементов в системе взвесь–донные отложения эстуария рек Меконг, Сайгон – Южно-Китайское море // Геохимия. 2001а. № 9. С. 986–996.

Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М., Боцул А.И., Уткин Н.В. Факторы, определяющие мезомасштабную изменчивость распределения взвешенного вещества и химических элементов в водах эстуария р. Амур – Охотское море // Геохимия. 20016. № 1. С. 71–94.

Аникиев В.В., Шумилин Е.Н., Дударев О.В., Боцул А.И., Захарова П.В., Колесов Г.М., Сапожников Д.Ю., Смит Р. Пространственная изменчивость распределения литологических характеристик и химических элементов в донных осадках Южно-Китайского моря, примыкающего к дельтам рек Меконг–Сайгон // Геохимия. 2004. № 111. С. 1301–1318.

Аскарьян Г.А. К вопросу о механизме инициирования вскипания жидких метастабильных систем под действием ионизирующего излучения // ЖЭТФ. 1957. Т. 31. № 5. С. 897–899.

Астахов А.С., Марков Ю.Л., Чинь Тхе Хиеу. Влияние реки Меконг на позднее четвертичное осадконакопление в Южно-Китайском море // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 3. С. 112–127.

Атлас океанов. Тихий океан. М.: МО СССР, 1974. 337 с.

Бабаян Д.К. Тибетский плацдарм китайской геополитики // Восток. Афро-азиатские общества: история и современность. 2011. № 4. С. 81–99.

Батурин Г.Н., Жегалин Е.А., Исаева А.Б. Формирование фосфатных зерен в осадках шельфа Намибии // Океанология. 1988. Т. 38, № 7. С. 260–269.

Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. 283 с.

Богданов К.Т., Мороз В.В. Термохалинная структура и циркуляция вод Южно-Китайского моря // Океанология. 1994. Т. 14, № 6. С. 811–816.

Боуден К.Ф. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 324 с.

Буланов В.А. Введение в акустическую спектроскопию микронеоднородных жидкостей. Владивосток: Дальнаука, 2001. 278 с.

Бычков А.С., Савельева Н.И., Павлова Г.Ю., Аникиев В.В. Пространственно-временная изменчивость карбонатного равновесия в приустьевой зоне р. Меконг // Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 136–144.

Бычков А.С., Павлова Г.Ю., Кропотов В.А. Карбонатная система // Химия морской воды и аутигенное минералообразование. М.: Наука, 1989. С. 49–111.

Власова Г.А., Нгуен Ба Суан, Деменок М.Н. Циркуляция вод Южно-Китайского моря в зоне вьетнамского течения в условиях южного тропического циклона весной 1999 г.: результаты численного моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9, № 4. С. 25–34.

Воинов О.В., Петров А.Г. Движение сферы переменного объема в идеальной жидкости около твердой поверхности // Изв. АН СССР. Механика жидкости и газа. 1971. Т. 5. С. 94–103.

Гордеев В.В. Геохимия системы река-море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.

Гуленко И.И., Корец В.Л., Мальков В.В Некоторые вопросы методики измерения кавитационных порогов // Симпозиум по физике акусто-гидродинамических явлений. Сухуми, 1975. С. 35–39.

Добровольский С.Г. Глобальные изменения речного стока. М.: ГЕОС, 2011. 660 с.

Дударев О.В. Пространственно-временная изменчивость характеристик взвеси в приустьевых зонах рек различных климатических обстановок // Современное осадкообразование в окраинных морях (статистические модели). Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 45–89.

Дударев, О.В., Боцул А.И., В.В. Аникиев и др. Современное осадкообразование в криолитозоне северо-западной части Анадырского залива (Берингово море) // Тихоок. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 12–25.

Дударев О.В., Семилетов И.П., Чаркин А.Н., Боцул А.И. Седиментационные обстановки на приконтинентальном шельфе Восточно-Сибирского моря // Доклады Академии наук. 2006. Т. 409, № 6. С. 822–827.

Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П., Крухмалев А.В. Пространственно-временная изменчивость изотопного состава органического углерода взвеси в нижнем течении и эстуарии реки Амур // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 6. С. 822–830.

Дударев О.В., Чаркин А.Н., Пипко И.И., Пугач С.П., Космач Д.А., Черных Д.В., Семилетов И.П., Винников А.В. Биогеохимические исследования в системе «река Анадырь – Берингово море» в летний период 2013 г // Океанология. 2015. Т. 55, № 5. С. 858–860.

Елистратов В.П., Ильичев В.И., Корец В.Л. Некоторые особенности динамики кавитационной полости // Тр. Акуст. ин-та АН СССР. 1968. Вып. 7. С. 20.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 411 с.

Заболотская Е.А. Взаимодействие газовых пузырьков в поле звуковой волны // Акуст. журн. 1984. Т. 30. С. 618–623.

Заездный А.М., Кушнир В.Ф., Ферсман Б.А. Теория нелинейных электрических цепей. М.: Связь, 1968. 400 с.

Иваненков В.Н. Основные закономерности распределения компонентов карбонатной системы в океане. Химия океана. М.: Наука, 1979. Т. 1: Химия вод океана. 518 с.

Ильичев В.И., Канзеба А.А., Кузнецов Г.Н., Листров А.Т. Движение газового пузырька в гидродинамическом поле обтекаемого тела // Тр. Акуст. ин-та АН СССР. 1969. Вып. 6. С. 136–144.

Ильичев В.И., Елистратов В.П., Корец В.Л., Мельников Н.П. Широтная изменчивость кавитационной прочности морской воды // Доклады Академии наук. 1992. Т. 324, № 5. С. 1108–1110.

Ильичев В.И., Корец В.Л., Мельников Н.П. Акустическое излучение одиночного неподвижного пузырька при периодических пульсациях // Акуст. журн. 1993. Т. 39, № 1. С. 101–107.

Ильичев В.И., Корец В.Л., Мельников Н.П. Излучение одиночного неподвижного пузырька при стохастических пульсациях //Акуст. журн. 1994. Т. 40, № 2. С. 257–261.

Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987. 205 с.

Каган Ю.М. К теории пузырьковой камеры // ДАН СССР. 1958. Т. 119. С. 247-250.

Капустина О.А. Дегазация жидкостей // Физические основы ультразвуковой технологии / ред. Л.Д. Розенберг. Ч. 4. М.: Наука, 1970. С. 253–336.

Кнэпп Р., Дейли Дж., Хеммит Ф. Кавитация. М.: Мир, 1974. 699 с.

Корнфельд М. Упругость и прочность жидкостей. М.: ГИТТЛ, 1951. 109 с.

Корец В.Л., Мельников Н.П., Фрейман М.Е. О стохастических пульсациях кавитационных полостей // Вопросы судостроения. Серия: Акустика. 1983. № 17. С. 62–67.

Корец В.Л., Мельников Н.П., Агрест Э.М., Ильичев В.И. Стохастические пульсации кавитационных полостей // ДАН СССР. 1985. Т. 282, № 3. С. 571–575.

Корец В.Л., Кузнецов Г.Н. Спектральные характеристики акустической кавитации // Симпозиум по физике акусто-гидродинамических явлений. Сухуми, 1975. М.: Наука, 1975. С. 68–74.

Кортнев А.В., Макаров В. Исследование ультразвуковой кавитации с помощью скоростной кинематографии // Ультразвуковая техника. 1967. № 6. С. 1–5.

Кузнецов Г.Н., Щекин Е.И. Взаимодействие пульсирующих пузырьков в вязкой жидкости // Акуст. журн. 1972. Т. 18, № 4. С. 565–570.

Кузнецов Г.Н., Щекин И.Е. Влияние коагуляции и диффузии газа на кавитационную прочность жидкости // Акуст. журн. 1975а. Т. 21, № 5. С. 751–759.

Кузнецов Г.Н., Щекин И.Е. Влияние поверхностей раздела на резонансные характеристики пузырьков // Акуст. журн. 1975б. Т. 21, № 2. С. 236–240.

Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. С. 162–217.

Левковский Ю.Л. Замыкание сферического газонаполненного пузырька вблизи границ // Акуст. журн. 1974. Т. 20, № 1. С. 62–66.

Лисицын А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е. и др. Потоки осадочного материала в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 748–758.

Лихт Ф.Р., Боцул А.И., Деркачев А.И. и др. Структура осадков и фаций Японского моря, Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 287 с.

Логвиненко Н.В. Бич-рок некоторых островов Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 2. С. 133–147.

Лоция Берингова моря. Ч. 1. Л.: ГУНИО МО СССР, 1981.

Ляхин Ю.И. О скорости обмена CO₂ между океаном и атмосферой в Центральной Атлантике // Тр. ЛГМИ. 1975. Т. 57. С. 100–109.

Ляхин Ю. И. О скорости обмена кислородом между океаном и атмосферой // Океанология. 1978. Т. 18, № 6. С. 1014–1021.

Мельников Н.П., Елистратов В.П. Временная изменчивость кавитационных порогов морской воды // Уч. зап. физического факультета Московского университета. 2014. № 6, С. 146340 (1–7).

Методы гидрохимических исследований океана. М.: Наука, 1978. 270 с.

Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек: учебник. М: Изд-во МГУ, 1998. 176 с.

Михайлов В.Н., Аракельянц А.Д. Особенности гидрологических и морфологических процессов в устьевой области р. Меконг // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 3. С. 259–273.

Морозов В.П. Численный анализ излучения звука сферической каверной // Тр. Акуст. ин-та АН СССР. 1969. Вып. 7. С. 115–127.

Нгуен Ван Кы. Устьевые области рек Вьетнама. Одесса: Астропринт, 2004. 339 с.

О введении шкалы практической солености, 1978 и нового международного уравнения состояния морской воды, 1980 // Океанология. 1982. Т. 22, вып. 2. С. 337–343.

Овсянникова С.В., Соколик Г.А., Эйсмонт Е.А. и др. Почвенные поровые растворы в процессах миграции ¹³⁷Cs, ⁹⁰Sr, ^{239, 240}Pu и ²⁴¹Am // Геохимия. 2000. № 2. С. 222–234.

Павлова Г.Ю., Тищенко П.Я., Волкова Т.И. и др. Интеркалибрация метода Бруевича для определения общей щелочности в морской воде // Океанология. 2008. Т. 48, № 3. С. 477–483.

Перельман А.И. Геохимия ландшафтов. М.: Географиз, 1961. 392 с.

Перельман А.И. Геохимия биосферы и ноосферы // Биогеохимические циклы в биосфере. М.: Наука, 1976.

Перник А.Д. Проблемы кавитации. Л.: Судостроение, 1966. 439 с.

Рой Н.А. Обзор. Возникновение и протекание ультразвуковой кавитации // Акуст. журн. 1957. Т. 3, № 1. С. 3–18.

Романкевич Е.А., Ветров А.А., Пересыпкин В.И. Органическое вещество Мирового океана // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 401–411.

Савичев О.Г., Зыонг Ф.Т. Связи между микроэлементным составом донных отложений и процессами осадконакопления в дельте реки Меконг (Вьетнам) // Изв. Томск. политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2015. № 1. С. 64–72.

Савичев О.Г., Гусева Н.В. Взаимосвязи между химическим составом донных отложений и поверхностных вод в устьевой области реки Меконг (Вьетнам) // Геосферные исследования. 2018. № 2. С. 72–82.

Сиротюк М.Г. Ультразвуковая кавитация // Акуст. журн. 1962. Т. 8, № 3. С. 255–272.

Сорокин Ю.И., Тяпкин В. С., Нгуен Так Ан. Первичная продукция фитопланктона в прибрежных водах центрального Вьетнама // Биология моря. 1982. № 6. С. 12–17.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

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

Флин Г. Физика акустической кавитации в жидкостях. Физическая акустика / под ред. У. Мэзон М.: Мир, 1967. Т. 1, ч. Б.

Чаркин А.Н., Дударев О.В., Салюк А.Н., Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Короткоживущие изотопы ²²⁴Ra и ²²³Ra в системе река Анадырь–Берингово море // Доклады академии наук. 2017. Т. 476, № 1. С. 51–54.

Чинь Тхе Хиеу. Донные отложения южновьетнамского шельфа: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Фрунзе, 1987. 22 с.

Юрасов Г.И. Исследование гидрологических условий на шельфе в районе дельты реки Меконг в период юго-западного муссона // Океанологические исследования в Тихом океане. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 56–60.

Akulichev V.A. Acoustic cavitation in low-temperature liquids // Ultrasonics. 1984. V. 24. P. 8-18.

Akulichev V.A., Bulanov V.A. Measurements of bubbles in sea water by nonstationary sound scattering // J. Acoust. Soc. America, 2011. V. 130, N 5, Pt. 2. P. 3438–3449.

An L.D., Luong P.T., Environmental change in southern part of Mekong River delta and problems of territorial rational use // Deltas of the World / Ed. R. Kay. New York: American Society of Civil Engineers, 1993. P. 14–121.

Apfel R.E. Sonic effervescence: a tutorial on acoustic cavitation // J. Acoust. Soc. America. 1977. V. 101. P. 1227–1237.

Apfel R.E. Acoustic cavitation // Methods Exp. Phys. 1981. V. 19. P. 355-411.

Bates R.G., Culberson C. Hydrogen ions and the thermodynamic state of marine system // The Fate of Fossil Fuel C02 in the Oceans. L.; N. Y.: Plenum Press, 1977. P. 45–62.

Ben-Jakov S. A method for calculating the in-situ pH of seawater // Limnol. Oceanogr. 1970. V. 15, N 2. P. 326–328.

Belzile N. The fate of arsenic in sediments of the Laurentian Trough // Geochemica et Cosmochemica Acta. 1988. V. 52. N 9. P. 2293–2302.

Benjamin T.B. Pressure Waves from Collapsing Cavities //In: Second Symposium on Naval Hydrodynamics. W., 1958. P. 207–229.

Berner R.A. Solubility of calcite and aragonite in seawater at atmospheric pressure and 34,5 ‰ salinity // Amer. J. Sci. 1976. V. 276, N 3. P. 713–730.

Bertolotti M., Sette D. On Nucleation Processer in Ultrasonic Cavitation and Bubble Chamber // Proc. Fourth Internat. Congr. Acoustics. Copenhagen, 1962. Paper J 26. 4 p.

Blake F.G. The Onset of Cavitation in Liquids // Acoust. Res. Lab. Harvard University. 1949. N 12. 52 p.

Blake J.R., Boulton J.M., Thomas N.H. Bubble Dynamics and Interface Phenomena // Fluid Mechanics and its Applications. 1994. V. 23.

Brennen C.E. Cavitation and Babble Dynamics. Oxford: University Press, 1995. 294 p. ISBN-0-19-509409-3.

Brewer P.G., Wong G.T., Bacon M.P., Spenser D.W. An Oceanic Calcium Problem? // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26, N. 1. P. 81–86.

Briggs L.V. Limiting negative pressure of water // J. Appl. Phys. 1950. V. 21. P. 721–722.

Chen W., Liu Q., Huh Ch.-H., Dai M., Miao Yu-C. Signature of the Mekong River plume in the western South China Sea revealed by radium isotopes // Journal Geop. Res. 2010. V. 115. C12002. DOI: 10.1029/2010JC006460.

Cole R.H. Underwater explosions. Princeton. Princeton University Press, 1948. 437 p.

Comans R.N., Hockley D.E. Kinetics of caesium sorption on illite // Geochem. et Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 1157–1164.

Cremers A., Elsen A., De Priter P., Maes A. Quantitative analysis of radicaesium retention in soils // Nature. 1988. V. 335. P. 247–249.

Crum L.A. Measurements of the growth of air bubbles by rectified diffusion // J. Acoust. Soc. America, 1980. V. 68. P. 203–211.

Crum L.A., Eller A.J. Motion of Bubbles in a Stationary Sound Field // J. Acoust. Soc. America. 1970. V. 48, N 1. P. 181–189.

Culkin F. The major constituents of seawater // Chemical Oceanography. 1965. V. 1. P. 121-161.

De Master D.J., Liu J.P., Eidam E., Nittrouer C.A., Nguyen T.T. Determining rates of sediment accumulation on the Mekong shelf: Timescales, steady-state assumptions, and radiochemical tracers // Continental Shelf Research. 2017. V. 147. P. 182–196.

Doinikov A.A. Bjerknes forces between two bubbles in a viscous liquid // J. Acoust. Soc. America. 1999. V. 106. P. 3305–3312.

Doinikov A.A. (ed) Bjerknes forces and translational bubble dynamics // Bubbles and Particles Dynamics in Acoustic Fields: Modern Trends and Applications. Trivandrum, Kerala, India: Research Signpost, 2005. P. 95–143.

Eller A., Flinn H.G. Rectified Diffusion during Nonlinear Pulsating of Cavitation Bubbles // J. Acoust. Soc. America. 1965. V. 37, N 3. P. 493–497.

Eisma D. Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries // Neth. J. Sea Res. 1986. V. 20. P. 183–199. DOI: 10.1016/0077-7579(86)90041-4.

Esche R. Untersuchung der Schwingungskavitation in Flussigkeiten // Ak. Beihefte. 1952. V. 4. P. 208–218.

Ferguson J.E., Gavis J. A review of arsenic cycle in natural waters // Water Res. 1972. V. 6. P. 1259–1274.

Finch R.D. Influence of Radiation on the Cavitation Threshold of Degassed Water // J. Acoust. Soc. America. 1964. V. 36. P. 2287–2292.

Fitzpatrick H.M. Cavitation Noise // Second Symposium on Naval Hydrodynamics. W., 1958. P. 201–206.

Gallowaw W.J., An Experimental Study of Acoustically Induced Cavitation in Liquids // J. Acoust. Soc. America. 1954. V. 26, N 6. P. 849–857.

Gilmore F.R. The Growth and Collapse of a Spherical Bubble in a Viscous Compressible Liquids. California Inst. of Tech., 1952. Rep. 26–4.

Grimm E.C. CONASS: A Fortran-77. Program for stratigraphically construct claster analysis by the method of cemental sum of square // Computers and Geosciences. 1987. V. 13, N 1. P. 13.

Il'ichev V.I., Korets V.L., Melnikov N.P. On Acoustic Radiation of Cavitation Bubble // Anahem California, International symposium on cavitation and multiphase flow noise. 1986. FED. V. 45. NCA. V. 2. P. 127–131.

Il'ichev V.I., Korets V.L. and Melnikov N.P. Spectral characteristics of acoustic cavitation // Ultrasonics. 1989. V. 27. P. 357–361.

Ingle S.E. Solubility of calcite in the ocean // Mar. Chem. 1975. V. 3, N 2. P. 301-319.

Kirkwood J.G., Bethe H.A. The Pressure Wave Produced by an Underwater Explosion. I. Basic Propagation Theory. OSRD Report. 1942. N 588. 90 p.

Lange Th. Methoden zur Untersuchung der Schwingungskavitation in Flussigkeiten mit Ultraschall // Ak. Beihefte. 1952. V. 2. P. 75–82.

Lauterborn W. Numerical Investigations of Nonlinear Oscillations of Gas Bubbles of Liquids // J. Acoust. Soc. America. 1976. V. 59, N 2. P. 283–293.

Lauterborn W. (ed.) Cavitation and Inhomogeneous in Underwater Acoustics. Berlin: Springer, 1980. 322 p.

Lauterborn W., Cramer E. Subharmonic route to chaos observed in acoustics // Physical Review Letter. 1981a. V. 47, N 20. P. 1445–1448.

Lauterborn W., Cramer E. On the Dynamics of Acoustic Cavitation Noise Spectrum // Acustica. 1981b, V. 49, N 4. P. 280–287.

Lauterborn W, Kurtz T., Mettin R., Ohl C.D. Experimental and theoretical bubble dynamics // Adv. Chem. Phys. 1999. V. 110. P. 295–380.

Leighton T.G. The Acoustic Bubble. London: Academic, 1994. 613 p.

Liu S., Lu P., Liu D., Jin P., Wang W. Pinpointing source and measuring the lengths of the principal rivers of the world // Internat. J. Digital Earth. 2009. V. 2 (1). P. 80–87.

Liu J.P., De Master D.J., Nittrouer C.A., Eidam E.F., Nguyen T.T. A seismic study of the Mekong subaqueous delta: Proximal versus distal sediment accumulation // Continental Shelf Research. 2017. V. 147. P. 192–212.

Lohmann L. 1991. Engineers move in the Mekong // New Scientist, 1991. 1777. P. 38-41.

Lugli F., Zerbetto F. An introduction to bubble dynamics // Phys. Chem. Chem. Phys. 2007. V. 9. P. 2447–2456.

Lyman J. Buffer mechanism of seawater / Ed. Ph. D. Thesis. Los-Angeles: Univ. California, 1956. 196 p.

Martin J.M., Meybeck M. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers // Marine Chem. 1979. N 7. P. 173–206.

Mehrbach C., Culberson C.H., Hawley J.E., Pytkowicz R.M. Measurement of apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure // Limnol. Oceanogr. 1973. V. 18, N 6. P. 897–907.

Meade R.H. Transport and deposition of sediments in estuaries // Geol. Soc. Amer. Mem. 1972. V. 133, N 1. P. 91–120.

Mellen R.H. Ultrasonic Spectrum of Cavitation Noise in Water // J. Acoust. Soc. America. 1954. V. 26, N 3. P. 356–360.

Mellen R.H. An Experimental Study of the Collapse of a Spherical Cavity in Water // J. Acoust. Soc. America. 1956. V. 28, N 3. P. 447–454.

Mekong river commission: State of the Basin Report. Vientiane: Lao PDR, Mekong River Commission, 2010.

Messino D., Sette D. Wanderling F. Statistical approach to Ultrasonic Cavitation // J. Acoust. Soc. America. 1963. V. 35. P. 1575–1583.

Meyers P.F. Organic geochemical proxies palaeoceanographic, paleolimnological and paleoclimatic processes // Org. Geochem. 1997. V. 27. P. 213–250.

Millero F. The thermodynamics of the carbonate system in seawater // Geochim. etcosmochim. Acta. 1979. V. 43, N 10. P. 1651–1661.

Milliman J.D. and Meade R.H. World-wide delivery of river sediment to the oceans // Journal of geology. 1983. V. 91. P. 1–21.

Milliman J.D., Syvitski J.P.M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers // Journal of Geology. 1992. V. 100. 525–544.

Mitterer R.M., Cunningham R.C. Jr. The interaction of natural organic matter with grain surfaces implications for calcium carbonate precipitation // Carbonate cements. Soc. Econ. Paleontol and Mineralogist: Spec. Publ. 1985. V. 36. P. 17–31.

Morse J.W., Mussi A., Millero F.J. The solubility of calcite and aragonite in seawater of 35 ‰ salinity at 25° C and atmospheric pressure // Geochim. et cosmochim. Acta. 1980. V. 44, N 1. P. 85–94.

MRC Strategic Environmental Assessment (SEA) of hydropower on the Mekong mainstream: summary of the final report [Electronic resource]. 2010. – Hanoi, Viet Nam: ICEM. 22 p. – URL: http://www. mrcmekong.org/assets/Publications/Consultations/SEA-Hydropower/SEA-FR-summary-13oct.pdf

Murray C.N., Riley J.P. The solubility of gases in distilled water and seawater. IV. Carbon dioxide // Deep-Sea Res. 1971. V. 18, N 6. P. 553–541.

Noltingk B.E. The Effects of Intense Ultrasonics in Liquids // Acoustics II. Handbuch der Physik: Encyclopedia of Physics. V. 3. Berlin; Heidelberg: Springer, 1962. P. 259–287.

Park P.K. Oceanic CO_2 system: an evolution of ten methods of investigation // Limnol. Oceanogr. 1969. V. 14. P. 179–186.

Parlitz U., Englisch V., Scheffczyk C., Lauterborn W. Bifurcation structure of bubble oscillators // J. Acoust. Soc. America. 1990. V. 88. P. 1061–1077.

Particles Dynamics in Acoustic Fields: Modern Trends and Applications. Kerala, India: Research Signpost, 2005.

Plesset M.S. On the Stability of Fluid Flows with Spherical Symmetry // J. Appl. Phys. 1954. V. 25. P. 96–98.

Prosperetti A. Bubbles // Phys. Fluids. 2004. V. 16. P. 1852-1865.

Rozenberg L.D. (Ed). High-Intensity Ultrasonic Fields. New York: Plenum, 1971. 429 p.

Rusby J.S.M. The Onset of Sound Distortion and Cavitation in Water and Sea Water //J. Sound Vib. 1970, V. 13, N 3. P. 257–267.

Sando-Wilkelmy S.A., Rivera-Duarte I. Flegal A.R. Distribution of colloidal trace metals in San-Francisco Bay estuary // Geochemica et Cosmochemica Acta. 1981. V. 60 (24). P. 4933–4944.

Sayles F.L., Mangelsdorf P.C. The equilibrium of clay minerals with seawater: Exchange reactions // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1977. V. 41, N 7. P. 951–960.

Scheffczyk C, Parlitz U, Kurt T., Knop W., Lauterborn W. Comparison of bifurcation structures of driven dissipative nonlinear oscillators // Phys. Rev. A.1991. V. 43. P. 6495–6502.

Sette D., Wanderling F. Nucleation by cosmic rays in ultrasonic cavitation // Phys. Rev. 1962. V. 125. P. 409–417.

Sette D. Sonic Cavitation and Ionizing Radiation // Proc. III Intern. Congr. Acoust. Stuttgart, 1959. V. 1. P. 330.

Seitz F. On the Theory of the Bubble Chamber // Phys. Fluids. 1958. V. 1. P. 2–13.

Sholkovitz E.R. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of the river water and seawater // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1976. V. 40, N 7. P. 831–846.

Skirrow G. The dissolved gases – carbon dioxide // Chemical Oceanography. 1975. V. 2. P. 1–192.

Strasberg M. Onset of ultrasonic cavitation in tap water // J. Acoust. Soc. America. 1959. V. 1. P. 163–176.

Sullivan K.A., Aller R.C. Diagenetic cycling of arsenic in Amazon shelf sediments // Geochemica et Cosmochemica Acta. 1996. V. 60, N 9. P. 1445–1471.

Takahashi T., Kaiteries P., Broecer W.S., Bainbridge A.E. An evaluation of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 32, N 2. P. 458–467.

Uda M., Nakao T. Water masses and current in South China Sea and their seasonal changes // Kuroshio III: Proc. 3rd C. S. K. Symp. Thailand, 1972. P. 161–188.

Unverricht D., Nguyen T.C., Heinrich C., Szczuciński W., Lahajnar N., Stattegger K. Suspended sediment dynamics during the inter-monsoon season in the subaqueous Mekong Delta and adjacent shelf, Southern Vietnam // J. Asian Earth Sciences. 2014. V. 79. 509–519.

Weiss R.T. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater // Deep-Sea Res. 1970. V. 17, N 4. P. 721–735.

Wolanski E., Nguen Ngoc Huan, Le Trong Dao, Nguen Huu Nhan, Nguen Ngoc Thuy. Fine-sediment dynamics in the Mekong River Estuary, Vietnam // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 1996. V. 43. P. 565–582.

Xue Z., He R., Liu J.P., Warner J.C. Modeling transport and deposition of the Mekong River sediment // Cont. Shelf Res. 2012. V. 37. P. 66–78. – http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2012.02.010

Yilmaz E., Hammit F.G., Keller A. // Cavitation inception thresholds in water and nuclei spectra by light-scattering technique // J. Acoust. Soc. America. 1976. V. 59, N 2. P. 329.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

4.1. ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОРСКОЙ ГРАВИМЕТРИИ НА ШЕЛЬФЕ ВЬЕТНАМА И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЯХ

Р.Г. Кулинич

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

Морские гравиметрические наблюдения на шельфе Вьетнама и в его ближайшем окружении были начаты Тихоокеанским океанологическим институтом Дальневосточного отделения АН СССР и Институтом морских исследований Национального Центра научных исследований СРВ в 1981 г. в составе комплексных геолого-геофизических экспедиций в рамках проекта "Южно-Китайское море". Работы выполнялись на судах «Каллисто», «Академик А. Несмеянов», «Академик М.А. Лаврентьев» и «Профессор Гагаринский» совместно с вьетнамскими учеными и включили два этапа. На первом этапе (1981–1989 гг.) гравиметрия выполнялась преимущественно южнее Вьетнама, на шельфе Сунда. На втором этапе (1992–1994 гг.) гравиметрическая съемка была продолжена в пределах вьетнамского шельфа и склона в северном направлении вплоть до залива Бакбо (Тонкинский залив). Некоторое количество попутных измерений было выполнено в глубоководной котловине Южно-Китайского моря во время перехода судов из Владивостока в Сингапур. Расположение гравиметрических профилей показано на рис.1.

Для гравиметрических наблюдений в разное время использовались разные типы набортных гравиметров российского производства. На первом этапе использовались гравиметры ГНГКА, на втором – ГМН-К. Наблюдения выполнялись группой гравиметров, от двух до шести приборов в группе.

По полученным данным были вычислены гравитационные аномалии в свободном воздухе и построена карта их распределения на изученной площади (рис. 2). Данные гравиметрической съемки стали источником новых для того времени сведений о глубинном строении и тектонике изученного района.

Общие представления о глубинном строении региона были получены путем двумерного плотностного моделирования земной коры Южно-Китайского моря **244**

Глава 4



Рис. 1. Расположение гравиметрических профилей, отработанных в 1981–1994 гг.

по данным гравиметрических наблюдений, выполненных по пути следования судов из п. Владивосток в п. Сингапур (рис. 3, 4).

Положение профиля выбиралось с учетом всех имевшихся геофизических данных так, чтобы в полной мере использовать их при моделировании и интерпретации полученных результатов (*Ben-Avraham, 1978; Emery et al., 1972; Ludwig et al., 1979*). В качестве источника сейсмической информации были использованы данные 8 радиобуйковых сейсмических станций, попавших в зону профиля.

Из них три станции имеют сведения о поверхности Moxo (*Ludwig et al., 1979*). Они были использованы при построении глубинных плотностных границ в земной коре. Верхняя часть разреза построена с использованием данных непрерывного сейсмического профилирования (НСП). На шельфе Сунда использована карта изопахит осадочного слоя, заимствованная из работы (*Величко, 1979*).

Согласно полученной модели общей особенностью рассматриваемого района является отсутствие структур с нормальной континентальной корой. Это проявляется как в мощности коры, так и в соотношении её верхней сиалической части и нижней – базитовой (рис. 4).



Рис. 2. Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе Вьетнамского шельфа и его обрамления по данным морской гравиметрии (1981–1994 гг.) и основные структуры фундамента шельфа, выделенные по гравитационным аномалиям.

Осадочные бассейны: 1 – Меконг, 2 – Южный Кон Сон, 3 – Саравак, 4 – Западная Натуна.

Горст-антиклинальные поднятия: 5 – Кон-Сон, 6 – Натуна; 7 – тектономагматический шов (Периферийный вал по Гнибиденко, 1979, Западный разлом Южно-Китайского моря, по Tran Tuan Dung et al., 2013)

Глубоководная котловина Южно-Китайского моря подстилается корой океанического типа, но в разных частях профиля её мощность и вещественный состав различны. На северо-востоке, в районе буйковой станции 212к23 (см. рис. 4.) мощность твердой коры немного превышает 11 км и почти вся она представлена базитами (третий слой, $\sigma = 2.90$ г/см³). В юго-западном направлении мощность коры существенно сокращается и на границе с островами Спратли и шельфом Сунда составляет 5–6 км, оставаясь в основном базитовой. В этом ограниченном районе наблюдается максимальный подъем мантии, которая интенсивно погружается под шельф Сунда. В пределах этой структуры мощность коры увеличивается до 22 км, а в её составе появляется сиалический фундамент плиты Сунда. Асимметрия наблюдается и в распределении осадочного чехла котловины. На северо-востоке, в районе буйковой станции 127к17, мощность осадков максимальна, достигая двух километров и более, а на юго-западе сокращается до нескольких сотен метров.

Причины указанной асимметрии, видимо, различны. Преобладание базитовых масс в коре на северо-востоке котловины можно объяснить магматогенной активностью соседней Филиппинской островной дуги. Неравномерная мощность донных осадков может быть обусловлена различными условиями их сноса с окружающей суши и транспортировки в рассматриваемый район. На северо-востке осадки, выносимые с континентального Китая, в силу отсутствия крупных морфоструктурных барьеров транзитом выносились в глубоководную часть моря, в результате чего здесь сформировался мощный осадочный слой. На юго-западе, где основным источником осадочных отложений является р. Меконг, между котловиной и устьем этой реки располагается общирный шельф Сунда, в пределах



Рис. 3. Положение профиля плотностного моделирования земной коры Южно-Китайского моря. *Буквами обозначены*: ДН – дуга Нансей, ФК – Филиппинская котловина, ГК – глубоководная котловина Южно-Китайского моря, ПВН – подводная возвышенность архипелага Спратли, ШС – шельф Сунда



Рис. 4. Плотностная модель земной коры Южно-Китайского моря (Кулинич, Обжиров, 1985). 1–3 – слои земной коры в глубоководной котловине: 1 – осадочный, 2 – осадочно-вулканогенный, 3 – базит-гипербазитовый («базальтовый»); 4–5 – верхняя кора за пределами глубоководной котловины: 4 – островодужная, 5 – плиты Сунда и её периферии (гранито-гнейсовый, «гранитный» слой); 6–8 – границы слоев: 6 – по сейсмическим данным, 7 – по данным (Величко, 1980), 8 – по гравиметрическим данным; 9 – граница Мохо, 10 – предполагаемые вулканогенные постройки кислого состава, 11 – базальтовые и метабазальтовые массивы, 12 – расчетные плотности, 13 – сейсмические скорости по данным радиобуйковых станций, 14 – положение сейсмических радиобуйковых станций и глубины их исследований. Буквенные обозначения: ШС – шельф Сунда, ПВН – подводная возвышенность с островами Спратли, ГК – глубоководная котловина Южно-Китайского моря, ФК – Филиппинская котловина, ДН – дуга Нансей

которого длительное время существовали крупные структурные барьеры, стоявшие на пути транспортировки осадков. К ним относятся так называемые валы Кон-Сон, Натуна и другие. Эти поднятия обособили такие крупные осадочные бассейны, как Меконг и Саравак. Часть континентальных выносов, которая преодолевала шельф Сунда, оседала в локальных впадинах архипелага Спратли (*Гнибиденко, 1979*). В результате этого лишь незначительная часть терригенного материала достигала глубоководной котловины.

Глубинное строение земной коры в районе архипелага Спратли имеет интересные особенности. Занимая достаточно низкое гипсометрическое положение

(в районе рассматриваемого профиля в среднем около 1500 м), этот район имеет субконтинентальное строение. Мощность коры здесь составляет в среднем 15 км. Однако она включает относительно мощный слой, плотность которого соответствует складчато-метаморфическим комплексам сиалического состава – 2.75 г/см³. Мощность нижней базитовой коры (плотность 2.90 г/см³) не превышает 5 км. Это хорошо согласуется с представлением о том, что фундаемент указанного района состоит из фрагментарных остатков континентальной коры (*Katili, 1983*). С этой позици район архипелага Спратли можно рассматривать в качестве раздробленной и опущенной окраины шельфа Сунда.

Строение земной коры шельфа Сунда приближается к континентальному, уступая последнему как по мощности (22–25 км), так и по соотношению «гранитного» и «базальтового» слоев. Первый из них имеет явно редуцированный характер, его мощность составляет не более 5–7 км. Известно, что стратиграфический диапазон складчато-метаморфического комплекса этой структуры простирается от докембрия до мела включительно (*Гнибиденко, 1979*). При такой длительной истории развития указанное состояние коры может быть следствием только деструктивных процессов. На это указывают также некоторые другие факторы (*Katili, 1983*).

Об этом свидетельствует и карта гравитационных аномалий, показанная на рис. 2. Она иллюстрирует сложный тектонический рельеф фундамента шельфа Сунда, представленный системой горсто-грабеновых структур. Такие структуры обычно создаются в результате деструктивных процессов.

Как видно, гравитационные аномалии детально фиксируют контуры известных осадочных бассейнов и разделяющих их горст-антиклинальных поднятий. К ним, в частности, относятся осадочные бассейны Меконг, Южный Кон Сон, Саравак, Западная Натуна и др., а также Кон Сон, Натуна и другие более мелкие поднятия.

Большой интерес представляет зона локальных гравитационных максимумов, которая протягивается примерно вдоль меридиана 109° в.д. между широтами 6–15° с.ш. В работах (*Гнибиденко, 1979; Parke et al., 1978*) этой зоне соответствует так называемый Периферийный вал. Указанные авторы рассматривали эту структуру как горст-антиклинальное поднятие, сложенное вулканическими породами мелового и палеогенового возраста.

Полученные нами данные позволили по-новому интерпретировать геологическую природу указанной зоны гравитационных аномалий. Имеются сведения, которые уточняют природу и генезис этой зоны. В пределах рассматриваемой зоны ученые Института вулканологии Дальневосточного отделения Российской академии наук в одной из экспедиций (Горшков, 1981) обнаружили признаки современной вулканической деятельности и подняли ультраосновные породы, видимо, вынесенные к поверхности во время извержения вулкана. Место отбора проб совпало с одним из гравитационных максимумов зоны. Это позволяет связывать происхождение максимума с массивом пород базитового состава, скрытого под донными осадками. Возможно, остальные идентичные аномалии рассматривае-

Глава 4

мой зоны имеют такие же геологические источники. В таком случае зона гравитационных максимумов фиксирует линейную магматогенную структуру глубинного заложения. Можно предполагать, что эта зона выполняет роль пограничной тектоно-магматической структуры, отделяющей шельф Сунда и южного Вьетьнама от глубоководного бассейна Южно-Китайского моря. Действительно, по разные стороны от этой структуры меняются глубинное строение, общий структурно-тектонический план и морфометрия морского дна.

Итак, приведенные данные позволяют рассматривать зону гравитационных максимумов как глубинную структуру, выполняющую роль пограничного тектоно-магматического шва, между докайнозойским фундаментом плиты Сунда и котловиной Южно-Китайского моря.

Проявление молодого и современного вулканизма свидетельствует о продолжающихся здесь глубинных геодинамических процессах, связанных, вероятно, с незаконченной эволюцией котловины Южно-Китайского моря.

Еще одним фактором, подтверждающим современную активность этой пограничной структуры, является обнаружение нашими работами в донных осадках и придонной воде аномальных концентраций водорода, метана и углекислого газа, превышающих фоновый уровень в 5–10 раз. Указанные аномалии были зафиксированы в 1981 г. и подтверждены в 1983 г. (Кулинич, Обжиров, 1985; Обжиров и *др., 1985*). Это позволяет сделать вывод, что в пределах рассматриваемой зоны происходит постоянная эманация глубинных газов, мигрирующих по системе активных разломов. В одной из последних работ вьетнамских ученых (Tran Tuan Dung et al., 2013) здесь также выделен крупный разлом, получивший название WESF (Западный разлом Южно-Китайского моря).

4.2. СТРУКТУРА КАЙНОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Чан Туан Зунг^{1,2}, Кулинич Р.Г.³, Буй Конг Куэ⁴, Нгуен Хонг Фыонг⁴, Нгуен Ван Сан⁵, Нгуен Куанг Минь¹, Нгуен Ба Дай¹, Нгуен Ким Зунг¹, Чан Туан Зыонг¹, Чан Чон Лап¹

¹Институт морской геологии и геофизики, Вьетнамская академия наук и технологий, г. Ханой, Вьетнам,

²Университет науки и технологий, Вьетнамская академия наук и технологий, г. Ханой, Вьетнам,

³Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Дальневосточное отделение

Российской академии наук, г. Владивосток,

⁴Институт геофизики, г. Ханой, Вьетнам,

5 Ханойский университет горного дела и геологии, г. Ханой, Вьетнам

Южно-Китайское море (ЮКМ) является одним из звеньев в цепи окраинных морей Тихого океана. Знание его глубинного строения, структуры фундамента и осадочного чехла имеет большое значение для решения проблемы происхожде-

250

ния, условий формирования и современного геодинамического состояния всей переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту.

Различные аспекты геологии и геофизики этого региона изучаются много лет. В исследованиях принимали участие научные и производственные организации разных стран. В 70-е годы прошлого столетия исследования выполняли К. Эмери (*Emery, Ben-Avraham, 1972*), Дж. Парк (*Parke et al., 1978*), З. Бен-Аврахам (*Ben-Avraham, 1978*), В. Людвиг (Ludwig et al., 1979). Основные результаты исследований следующего десятилетия изложены в работах (*Taylor, Hayes,, 1983; Katili, 1983; Hinz, Schluter, 1985; Rangin et al., 1985; Tapponnier et al., 1986* и др.). В это время Тихоокеанский океанологический институт Дальневосточного научного центра Академии наук СССР (ТОИ ДВНЦ АН СССР) начал исследования в Южно-Китайском море. Результаты исследований указанного периода изложены в работах (*Кулинич, Обжиров, 1985, Кулинич и др. 1989; Обжиров и др., 1985 и др.*). С 90-х годов прошлого века значительный вклад в исследования геологии и геофизики Южно-Китайского моря вносят вьетнамские ученые.

Несмотря на большое количество выполненных исследований полученные результаты неоднородны, часто схематичны, не дают полной и достаточно детальной картины геологии дна всего Южно-Китайского моря. Кроме того, многие районы изучены еще недостаточно. Так возникла необходимость дополнительных исследований с учетом накопленных знаний, использованием современных источников информации и методов интерпретации геолого-геофизических данных.

Одним из методов, способных объединить результаты разобщенных геолого-геофизических исследований, является спутниковая гравиметрия. В последние годы точность и разрешение спутниковой и судовой гравиметрии становятся сопоставимыми, а их совместное использование существенно расширяет возможность гравиметрического метода для решения различных задач морской геологии. Эта возможность была использована вьетнамскими учеными с участием российских коллег для изучения структуры фундамента и осадочного чехла Южно-Китайского моря (*Tran Tuan Dung et al., 2013, 2019*). В настоящем разделе мы излагаем результаты анализа и обобщения ранее выполненных исследований.

Для изучения структуры кайнозойского фундамента и осадочного чехла на всей площади Южно-Китайского моря авторы использовали судовые и спутниковые гравиметрические данные. Судовые гравиметрические данные были взяты из результатов международных экспедиций, выполненных в разные годы, куда вошли и российские гравиметрические съемки, проведенные в прибрежных водах Вьетнама и соседних акваторий. Авторы использовали также гравиметрические данные, полученные в рамках национальных исследовательских проектов, выполняемых Институтом морской геологии и геофизики, Вьетнамским нефтяным институтом и др. (Национальные проекты 48В-III-2, 1986–1990; КТ-03-02, 1991–1995; КНСN-06-04, 1996–1998; КНСN-06-12, 1999–2000; и КС-09-02, 2001– 2005). Кроме того, использованы гравиметрические данные, хранящиеся в Международном гравиметрическом бюро (*http://bgi.obs-mip.fr/data-products/Gravity-Databases/Marine-Gravity-data*). Спутниковые гравиметрические данные были Глава 4

заимствованы из работ (Sandwell, Smith, 1997, 2009; Sandwell et al., 2013, 2014).

Для определения плотности и мощности кайнозойских отложений были привлечены результаты батиметрических и сейсмических работ, выполненных геологоразведочными компаниями внутри и за пределами Вьетнама (Проекты VOR93, JMS05, PKL07-08 (*Nguyen Trong Tin, Tran Tuan Dung, 2010; Tran Tuan Dung, 2013*).

Совместная обработка и анализ перечисленных данных, подробно описанных в предшествующих работах, позволили построить достаточно точную, с хорошим разрешением карту гравитационных аномалий. Она была использована в качестве основы для изучения структуры фундамента и мощности осадочного чехла на всей акватории Южно-Китайского моря (рис. 1).

Для решения этой задачи из наблюденного гравитационного поля был выделен гравитационный эффект осадочного слоя. Осадочные отложения, залегая на поверхности дна и имея переменную мощность, должны создавать высокочастотные (коротковолновые) аномалии. После их удаления из наблюденного гравитационного поля оставшиеся длинноволновые аномалии должны отражать эффект



Рис. 1. Карта гравитационных аномалий Южно-Китайского моря в редукции Буге
геологических комплексов, залегающих на большей глубине, включая фундамент. На этой основе для выделения аномалий, вызванных осадочным слоем, мы использовали частотную фильтрацию.

Для выбора оптимального размера фильтра были выполнены следующие процедуры:

1) в районах, где имелись сейсмические данные, была построена трехмерная модель кайнозойских осадочных отложений;

2) рассчитан гравитационный эффект полученной трехмерной модели осадочного слоя;

3) выполнена частотная фильтрация наблюденных аномалий Буге с фильтрами различной длины волн (от 20 до 120 км с шагом 10 км);

4) выполнено сравнение полученных аномалий с гравитационным эффектом трехмерной модели осадочных отложений (см. п. 2). Минимальное расхождение, выявленное при таком сравнении, стало критерием выбора оптимального фильтра. Таким оказался фильтр с длиной волны 50 км. Более детальное описание методики расчетов приведено в предшествующих работах (*Tran Tuan Dung et al., 2013, 2019*).

Кайнозойский фундамент Южно-Китайского моря

После удаления гравитационного эффекта осадочного слоя оставшиеся гравитационные аномалии в совокупности с сейсмическими, батиметрическими и другими геолого-геофизическими данными были использованы для определения структурных характеристик фундамента Южно-Китайского моря. К ним относятся: плотностные и тектонические границы блоков, блоковые поднятия и депрессии, разломы различного ранга. Блоковые поднятия фундамента определялись по изолированным положительным аномалиям гравитационного поля. Для определения плотностных и тектонических границ в блоковой структуре фундамента были использованы векторы горизонтального градиента аномалий, оставшихся после удаления гравитационного эффекта осадочного слоя с фильтром 50 км. Для выявления глубинных разломов и других подобных объектов в коре Южно-Китайского моря мы использовали аномалии, оставшиеся после фильтрации наблюденного поля с фильтром 100 км. Для этого были сделаны расчеты горизонтального, в том числе максимального горизонтального градиента силы тяжести (Tran Tuan Dung et al., 2013). На основе анализа всех имеющихся и полученных данных была разработана структурная схема фундамента Южно-Китайского моря и его обрамления (рис. 2).

Как видно, представленная схема с большой детальностью иллюстрирует морфотектоническую структуру изучаемого региона. Сеть тектонических разломов играет основную роль в формировании такой структуры. Глубинными разломами формируются границы всех основных морфоструктур Южно-Китайского моря.

Среди них центральное место занимает глубоководная котловина с океанической корой. Глубинный разлом, входящий в систему Манильского желоба, обра-

зует восточную границу котловины. На севере она отделяется от шельфа южного Китая Южно-Хайнаньским разломом. На северо-западе и севере её границей является Южно-Парасельский разлом. Далее участок котловины с океанической корой распространяется в юго-западном направлении, располагаясь между поднятиями Парасельских островов и островов Спратли. На юго-западе узкий клин глубоководной котловины обрывается Западным разломом Южно-Китайского моря, а границей океанической коры здесь предполагается сдвиговая зона Туй Хоа (*Tran Tuan Dung et al., 2013*).

Внутри глубоководной котловины выявлены линейные зоны максимального горизонтального градиента силы тяжести с большой амплитудой. Одна из таких зон, протягивающаяся вдоль центральной части глубоководной котловины, рассматривается как след оси бывшего спрединга морского дна, сформировавшего её современную структуру. Подобные зоны, расположенные по периферии впадины, мы рассматриваем как границы района с океанической корой.

Поднятие Парасельских островов ограничивается двумя разломами, возможно имеющими глубинные корни: на юге и юго-востоке Южно-Парасельским, а на севере и северо-западе Южно-Хайнаньским. Фундамент Парасельских островов, как видно на рис. 2, расчленен многочисленными разломами различного направления и образует, видимо, систему блоковых поднятий и депрессий с участием структур магматогенного происхождения.

Поднятие островов Спратли также ограничивается несколькими крупными разломами. На западе и юго-западе это Западный разлом ЮКМ и разлом Барам, на востоке его границей является разлом Палаван. На севере и северо-западе это поднятие переходит в глубоководную котловину с океанической корой. Внутреннее строение поднятия островов Спратли также сформировано многочисленными разломами разных направлений, которые отчетливо выражены линейными зонами горизонтального градиента силы тяжести. Помимо этого здесь фиксируются многочисленные замкнутые максимумы горизонтального градиента силы тяжести. Возможно, это блоковые поднятия или массивы интрузивных пород в докайнозойском фундаменте, которые часто имеют более высокую плотность, чем вмещающие породы.

В Тонкинском заливе располагается система глубинных разломов, включающая разломы рек Красной и Ло (см. рис. 2). По нашим данным, разлом р. Красной практически не выходит за пределы Тонкинского залива и ограничивается широтой 17° с.ш. Разлом реки Ло проходит через Тонкинский залив с северо-запада на юго-восток. В прибрежной зоне Дананга (16° 30' с.ш.) он соединяется с Южно-Хайнаньским разломом и Западным разломом Южно-Китайского моря, которые в работе (*Tran Tuan Dung et al., 2013*) называются соответственно South Hainan Island Fault и West South China Sea Fault.

По нашему мнению, последний из них является одним из крупнейших глубинных разломов на западе Южно-Китайского моря. Первые относительно детальные геолого- геофизические характеристики этой тектонической структуры были получены в экспедициях Тихоокеанского океанологического института и

254





Рис. 2. Структурная схема фундамента Южно-Китайского моря и его обрамления

Института вулканологии (ИВ) Дальневосточного научного центра (ДВНЦ) в начале 80-х годов прошлого столетия.

Согласно результатам гравиметрической съемки, выполненной ТОИ, здесь была обнаружена зона гравитационных максимумов, простирающаяся в меридиональном направлении между 6⁰ и 15⁰ с.ш. В пределах этой зоны ученые ИВ обнаружили признаки современной вулканической деятельности и подняли со дна моря ультраосновные породы, видимо, вынесенные к поверхности во время извержения вулкана (*Горшков, 1981*). По этим и другим признакам зона гравитационных максимумов была идентифицирована как глубинная магматогенная структура, выполняющая роль пограничной тектоно-магматической структуры, отделяющей шельф Сунда и южного Вьетнама от глубоководного бассейна Южно-Китайского моря (*Кулинич, Обжиров, 1985*).

Более того, из предшествующих исследований следует, что данная структура может быть частью трансрегиональной тектонической системы, которая объединяет подобные структуры в полосе $100^{\circ}-110^{\circ}$ в.д. и протягивается через весь Китай и Монголию в пределы Сибирской платформы. Это хорошо видно на генеральной схеме тектонических структур Азии, приведенной в работе *(Тарроппier et al., 1986)*. Для лучшей видимости мы выделили указанную полосу точками (рис. 3).

Этот суперлинеамент на огромной территории Азии разграничивает разновозрастные геологические сооружения Альпийско-Гималайского (северозападного) и Тихоокеанского (северо-восточного) простирания (*Тудев и др., 1981;*



Рис. 3. Генеральная схема тектонических структур Азии (*Тарроппier et al., 1986*). 1 – сдвиги, 2 – надвиги, 3 – нормальные сбросы, 4 – предполагаемые разломы, 5 – оси складчатых структур, 6 – вулканиты, 7 – глубоководные желобы, 8 – предполагаемое положение суперлинеамента 100°–110° в.д.

256

Буш, 1983; Буш и др., 1984; и др.). По данным китайских авторов, на территории Китая в мезозое–кайнозое указанный линеамент стал границей между различными геодинамическими режимами: сжатия на западе и растяжения на востоке. Это коренным образом отразилось на генезисе разнотипных геологических структур по разные стороны от указанной зоны: в пределах восточного Китая развиты рифтогенные структуры растяжения, на его западе образовались осадочные структуры сдвиго-надвигового типа (*Liu Hefu, 1986*). По мнению (*Chen Guoda, 1965*), "дива"-структуры (геодепрессии) развились только восточнее этого суперлинеамента.

Западный разлом ЮКМ играет похожую роль на исследуемой площади (см. рис. 2). Действительно, по обе стороны от этого разлома большинство тектонических структур ориентированы в разных направлениях. К востоку от него преобладает северо-восточное направление, западнее этой структуры генеральное направление меняется на северо-западное. Исключение составляет простирание впадин Южный Кон Сон и Меконг. По-видимому, этот «прорыв» структур северо-восточного направления сквозь тектонический барьер Западного разлома связан с активной стадией кайнозойских геодинамических событий в период формирования океанической коры Южно-Китайского моря.

Таким образом, использование всех имеющихся данных в совокупности с использованием современных методов интерпретации гравиметрии позволило получить детальную картину разломно-блоковой структуры фундамента Южно-Китайского моря, уточнить границы его океанической земной коры и положение оси спрединга морского дна.

Кайнозойские осадочные отложения Южно-Китайского моря

Как сказано выше, в данном исследовании использована частотная фильтрация наблюденного гравитационного поля, изложенная в (*Tran Tuan Dung et al.,* 2013). Полученные остаточные аномалии были использованы для определения плотности и мощности кайнозойских осадочных отложений. Методика определения плотности изложена в (*Tran Tuan Dung et al., 2019*). На основе выполненных расчетов построена карта распределения плотности кайнозойских отложений (рис. 4).

Как видно, общий диапазон изменения плотности осадков в регионе составляет 1.8–2.6 г/см³. В осадочных бассейнах р. Красной и р. Меконг значения плотности кайнозойских осадков варьируют в диапазоне 2.0–2.4 г/см³. В бассейне Фу Хань плотность кайнозойских отложений колеблется от 1,8 до 2,6 г/см³. Значения плотности составляют 1,8 г/см³ в западной и южной частях, увеличиваются до 2,6 г/см³ в центре и уменьшаются до 2,4 г/см³ на восточной окраине бассейна. Плотность осадочных отложений во впадине Южный Кон Сон изменяется в пределах 2.4–2.6 г/см³. В районе островов Спратли значения плотности кайнозойских отложений колеблются от 1,8 до 2,6 г / см³.

На Парасельских островах плотность осадков ниже, чем на островах Спратли, и составляет 1,8–2,4 г/см³. Плотность кайнозойских осадков в глубоководной





Рис. 4. Карта распределения плотности кайнозойских отложений в Южно-Китайском море

котловине колеблется от 1,8 до 2,6 г/см³. Вдоль оси спрединга плотность минимальна и составляет 1,8 г/см³, но постепенно увеличивается к краям бассейна.

Полученные значения плотности были использованы в качестве входных данных для определения мощности кайнозойских отложений. Методика соответствующих расчетов приведена в (*Tran Tuan Dung et al., 2019*). Результаты расчетов представлены картой мощности кайнозойских осадочных отложений (рис. 5).

Расчеты показали, что мощность осадочного чехла на изученной площади варьирует от 155 до 8358 м. Максимальная мощность осадков сосредоточена во впадинах реки Красной, Фу Хань, Меконг и Южный Кон Сон. Мощность осадков во впадине р. Красной сокращается от более 8000 м в центральной части до 3000 м вблизи её бортов. В пределах впадины Фу Хань максимальная мощность кайнозойских осадков также составляет около 8000 м и постепенно понижается до 1500 м в районе глубоководной котловины. В центре впадины Меконг мощ-





Рис. 5. Карта мощности кайнозойских осадочных отложений Южно-Китайского моря

ность кайнозойских осадочных отложений достигает 5000 м и сокращается до 2000 м в её краевых частях.

В пределах впадины Южный Кон Сон максимальная мощность осадочных отложений составляет свыше 8000 м, а минимальная – около 4000 м.

В районах Парасельских островов и островов Спратли мощность кайнозойских осадочных отложений сильно варьирует в диапазоне 1000–4000 м. В центральной части глубоководной котловины мощность осадков минимальна, она достигает максимума в её юго-западной части и понижается в северо-восточном направлении. В целом мощность осадков здесь варьирует в диапазоне 185–2000 м.

В заключение надо отметить, что полученная нами модель распределения мощности кайнозойских осадочных отложений в Южно-Китайском море несколько отличается от предшествующих подобных моделей. В частности, мощность осадков в районе котловины с океанической корой по нашим расчетам оказалась

выше, чем предполагалось ранее. Особенно это касается юго-западной части осевой зоны спрединга, где мощность осадков достигает 1250–2500 м.

Литература

Буш В.А. Система трансконтинентальных разломов Евразии // Геотектоника. 1983. № 3. С. 15–31.

Буш В.А., Трифонов В.Г., Шульц С.С. Системы активных линеаментов Евразии по данным дешифрирования космических снимков // Тектоника Азии: Докл. 27-го МГК. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 42–53.

Величко М.Е. Дельтовые комплексы кайнозоя и особенности строения осадочной толщи Южно-Китайского моря: автореф. ...канд. геол.-минер. наук. М., 1980. 23 с.

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 164 с.

Горшков А.П. Исследование подводных вулканов в 10-м рейсе НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 39–45.

Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Структура и современная активность зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // Тихоок. геология. 1985. № 3. С. 102–106.

Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектоника Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.

Обжиров А.И., Ильичев В.И., Кулинич Р.Г. Аномалия природных газов в придонной воде Южно – Китайского моря // ДАН СССР. 1985. Т. 281, № 5. С. 1206–1209.

Тудев Ц., Чагнаадорж Д., Баяр Г. Основные черты тектонического строения Монголии по геофизическим данным // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 81–85.

Ben-Avraham Z. The evolution of marginal basins and adjacent shelves in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1978. V. 45. P. 269–288.

Chen Guoda. Diwa (Geodepression) Region – A New Type of Active Region of Post Platform stage // Problems on Tectonophysics of China. Beijing: Science Press, 1965. P. 1–52.

Emery K.O., Ben-Avraham Z. Structure and stratigraphy of the China basins //Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1972. V. 56, N 4. P. 839–859.

Hinz K., Schluter H.U. Geology of the Dangerous Crounds, South China Sea and the continental margin off South-West Palavan: Results of Sonne cruises So-23 and So-27 // Energy. 1985. V. 10, N 3/4. P. 297–315.

Katili J.A. Geology of Southeast Asia with particular reference to the South China Sea // Energy. 1983. V. 6, N 11. P. 1077–1091.

Liu Hefu. Geodinamic Scenario and Structural Styles of Mesozoic and Cenozoic Basins in China // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1986. V. 70, N 4. P. 377–395.

Liu Yixuan. The active fractures in South China Sea // Mar. Geol. and Quart. Geol. 1985. V. 5, N 3. P. 11–21.

Ludwig W.J., Kumar N., Houtz R.E. Profiler-Sonobuoy measurements in the South China Sea Basin // Geophys. Res. 1979. V. 84, N B7. P. 3505–3518.

Marine and continental tectonic map of China and its environments. Scale 1 : 5000000 / Ed. by Zhang Wenyon. Beijing, 1983.

Nguyen Trong Tin, Tran Tuan Dung., Tectonic characteristics of Cenozoic basins in the East Sea based on new studied results // International conference on Science and technology – 35 years of Vietnam Petroleum. 2010. P. 57–73.

Parke M.L., Emery K.O. Structural framework of continental margin in the South China Sea // Aver. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1978. V. 2, N 6. P. 913.

Rangin C., Stephan I.F., Muller C. Middle oligocene oceanic crust of the South China Sea jammed into Mindoro collision (Philippines) // Geology. 1985. N 13. P. 425–428.

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

Sandwell D. T., W. H. F. Smith, "Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 10039–10054.

Sandwell D. T., Garcia E., Soofi K., Wessel P., Smith W.H. F. Towards 1 MGal global marine gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1 // The Leading Edge. 2013. V. 32 (8). P. 892–899. https://doi.org/10.1190/tle32080892.1.

Sandwell D. T., Muller R. D., Smith W. H. F., Garcia E., Francis R. New Global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346 (6205). P. 65–67.

Taylor, B., Hayes, D.E. Origin and history of the South China Sea Basin // The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Washington, D.C., 1983. V. 27. P. 23–56.

Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia // Collision Tectonics / Ed. by M.P. Coward and A. Ries. Geological Society Special Pubblication. 1986. N 19. P.115–157.

Tran Tuan Dung et al. Some features on fault tectonics from interpretation of gravity anomalies in Vietnam southeast continental shelf // Vietnam Journal of Marine Science and Technology. 2006. V. 6, N 2. P. 124–132.

Tran Tuan Dung. Characteristics of structure – tectonic in the deep water of the East Sea of Vietnam based on interpretation of gravity and magnetic anomaly data // The 35th Conference of Vietnam Petroleum Institute. Hanoi, 2013. P. 55–66.

Tran Tuan Dung, Bui Cong Que, Nguyen Hong Phuong. Cenozoic basement structure in the South China Sea and adjacent areas by modeling and interpreting gravity data // Russ. J. Pac. Geol. 2013. V.13, N 4, P. 227–236.

Tran Tuan Dung, R. G. Kulinich, Nguyen Van Sang, Bui Cong Que, Nguyen Ba Dai, Nguyen Kim Dung, Tran Tuan Duong, and Tran Trong Lap. Improving Accuracy of Altimeter-derived Marine Gravity Anomalies for Geological Structure Research in the Vietnam South-Central Continental Shelf and Adjacent Areas // Russ. J. Pac. Geol. 2019. V. 13, N 4. P. 364–374.

КАЙНОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ НА ШЕЛЬФЕ ВЬЕТНАМА

5.1. ГОЛОЦЕНОВЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

А.С. Астахов¹, Ю.Д. Марков¹, Чинь Тхе Хиеу²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток ² Институт океанографии ВАНТ, г. Нячанг

Голоценовое осадконакопление на привьетнамской акватории Южно-Китайского моря активно изучалось в росийско-вьетнамских экспедициях на НИС «Академик Несмеянов», «Академик Виноградов», «Профессор Богоров», «Академик М.А. Лаврентьев», «Морской Геофизик» в 1981–1993 г. В результате этих исследований были детально изучены поверхностные осадки шельфа Сунда, по серии профилей вскрыты колонками, изучены и датированы верхнечетвертичные отложения шельфа, материкового склона и глубоководной котловины Южно-Китайского моря (*Кулинич и др., 1989; Астахов и др., 1989а,б, 1991, 1992, 1997; Астахов, Зайцев, 1990; Астахов, 1994, 2001; Астахов, Ващенкова, 1993; Марков и др., 1996*).

Данный раздел обобщает результаты изучения литологического состава голоценовых отложений, их стратиграфии и условий формирования с более подробным освещением процессов осадконакопления на шельфе Сунда.

Наиболее детально в указанный временной интервал изучались голоценовые осадки шельфа Сунда и его материкового склона для оценки влияния реки Меконг на современное и голоценовое осадконакопление. Река Меконг является одной из крупнейших рек по величине водного (387 км³ / год) и твердого (170 млн т / год) стоков (*Дударев, 1997*) в бассейне Тихого океана. Поставляемый ею материал в течение почти всего кайнозоя заполнял континентальные и шельфовые прогибы в районе современного шельфа Сунда и формировал тела бокового наращивания на бортах котловины Южно-Китайского моря. Миоценовые дельтовые и авандельтовые отложения в настоящее время рассматриваются как основной объект для поиска нефти и газа в регионе. Распределение материала, выносимого р. Меконг, в современных условиях изучено недостаточно. Известно, что часть его наращивает подводную дельту со скоростью 80–100 м/год (*Лисицын, 1974*). При удалении

262

от устья наблюдается резкое уменьшение мощности голоценовых отложений, и уже в большей части внешнего шельфа на поверхность дна выходят реликтовые голоценовые или более древние отложения.

На основе данных эпизодических наблюдений за распределением взвеси в поверхностных водах шельфа можно предположить преобладающий перенос взвешенных наносов от устья р. Меконг в южном и юго-западном направлениях (*Аникиев и др., 1983*), но с составом донных осадков это не сопоставлено. Кроме того, недостаточно изучено перемещение наносов в регрессивные периоды плейстоцена, когда они могли выноситься непосредственно на материковый склон.

Использованные данные и методика

Изучены пробы осадков, полученные дночерпателями и гидростатическими трубками ГСП-2 на шельфе, материковом склоне и в котловине Южно-Китайского моря (рис. 1). Непосредственно на борту судна определяли физические показатели осадков (влажность, объемный вес, пористость, содержание карбоната кальция газообъемным методом (*Acmaxob u dp., 1989a, б; 1992*), палеомагнитные характеристики), изготовляли и изучали микроскопические препараты. Гранулометрический и спектральный полуколичественный анализы выполняли в Центральной лаборатории Приморского геологического управления. Минералогический анализ выполнялся по стандартной для морских осадков методике для фракций 0,05–0,1 и 0,1–0,25 мм, а также путем подсчета в искусственных шлифах под микроскопом на интеграционном столике. Содержание железистых конкреций в осадках определяли количественно-массовым методом: подсчитывали количество конкреций в каждой гранулометрической фракции и затем суммировали с учетом массы каждой фракции.

Возраст осадков обоснован радиоуглеродными датировками, выполненными по стандартной методике Н.Н. Ковалюхом (Институт геохимии и физики минералов АН УССР), определениями изотопного состава кислорода раковин фораминифер (С.А. Горбаренко, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН), данными фораминиферового анализа, проведенного С.П. Плетневым (Тихоокеанский институт географии ДВО РАН) и О.А. Ткалич (Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН), определениями видового состава и экологии макрофауны (Г.А. Евсеев, Институт биологии моря ДВО РАН). Расчленение осадков на литологические (гранулометрические) типы и фации производилось на основе классификаций, использованных ранее для Японского моря.

Особенности осадконакопления на шельфе Сунда

Преобладающим типом поверхностных осадков на южновьетнамском шельфе являются мелкозернистые псаммиты, а на примыкающем материковом склоне – пелиты (рис. 2). Это соотношение в общих чертах сохраняется для всей верхней части осадочного чехла (на глубину 2–3 м), с некоторым увеличением доли алевритовых разностей.



Рис. 1. Карта района исследований и схема мощности голоценовых отложений (на врезке – местоположение района исследований) (*Acmaxos u dp., 1992*). 1 – станции с отбором колонок осадков (профиль 8714-8726 из (*Кулинич и dp., 1989*)); 2 – колонки, по которым изучались физико-механические свойства осадков; 3–6 – мощность голоценовых отложений в глубоководной части моря (3 –более 2 м, 4 – 1–2 м, 5 – 0,5–1 м, 6 – менее 0,5 м); 7 – седиментационные бассейны на шельфе с мощностью голоценовых отложений более 0,5–1 м; 8 – участки шельфа с отсутствием или малой мощностью голоценовых отложений; 9 – нижняя граница прибрежной зоны с большой изменчивостью мощности голоценовых отложении; 10 – местоположение профилей, приведенных на рис. 4; 11 – береговая линия; 12 – изобаты

Сохраняется также общая тенденция наличия двух популяций осадков – псаммитовой и пелитовой – почти без переходных типов (см. рис. 2, треугольник). Этот факт свидетельствует о высокой степени гидравлической дифференциации терригенного и биогенного материалов при осаждении в морских условиях. Смешанный гранулометрический состав, по которому отложения могут быть отне-



Рис. 2. Донные осадки шельфа Сунда (заштрихованный участок на врезке – местоположение района исследований) (Acmaxoв и др., 1989а, б). Литологические типы осадков; 1–2 – псаммиты Ps (1 – средне-крупнозернистые, 2 – мелкозернистые); 3 – алевритовый псаммит PsA; 4 – псаммит нерасчлененный с современной пирокластикой; 5 – алеврит A; 6 – алеврит псаммитовый, Aps; 7 – пелитовый алеврит, API; 8 – пелит, PI; 9 – алевритовый пелит, PIA; 10 – миктиты нерасчлененные M; 11 – станция и ее номер; 12 – изобаты, м; 13 – береговая линия. На треугольнике гранулометрического состава точками указаны результаты анализа морских осадков, крестиками – кор выветривания и континентальных отложений на шельфе

сены к миктитам (см. рис. 2, треугольник), характерен в изученном районе только для континентальных отложений и кор выветривания, вскрытых в отдельных местах под морскими отложениями (Астахов и др., 1989а, б). Коры выветривания представлены плотными пестро окрашенными (от серо-голубого до голубовато-коричневого цвета) миктитами, сформированными, предположительно, по неогеновым осадочным и вулканогенно-осадочным породам. Континентальные отложения более разнообразны по гранулометрическому составу, возрасту и условиям образования. Среди них преобладают аллювиальные слюдистые псаммиты и лагунно-дельтовые миктиты. Перекрывающие их морские отложения на шельфе представлены трансгрессивной толщей, сложенной линзами полифациальных отложений, формировавшихся при различных положениях уровня моря. Возможности использованных стратиграфических методов позволяют расчленить их на позднеплейстоценовые и голоценовые (см. рис. 2), в рамках которых для дальнейшей детализации выделяются фации. Для удобства описания они объединены в группы: литоральная (пляжа), берегового склона (до 20-30 м), внутреннего шельфа (от 20–30 до 50–55 м), внешнего шельфа (от 50–55 м до бровки шельфа).

В прибрежной части внутреннего шельфа распространены преимущественно мелкозернистые псаммиты фаций берегового склона и пляжа. На севере района эти отложения расчленяются с выделением среднезернистых псаммитов, относящихся к фации пляжа. Они представлены зеленовато-серыми мезомиктовыми кварцевыми и собственно аркозовыми (рис. 3, в) слабоизвестковистыми (рис. 3, а) осадками с примесью ракушечного детрита и целых раковин. Осадок, по-видимому, образован в основном за счет абразии коренных пород берега, в меньшей мере – аллювием небольших горных рек.

Мелкозернистые псаммиты на береговом склоне с глубинами 20-30 м представлены серыми с зеленоватым оттенком слабоизвестковистыми разностями с ракушечным детритом и примесью отдельных целых раковин, комочков плотной глины и дресвы выветрелых базальтов. Зерна минералов и обломки пород слабо окатаны, нередко встречаются угловатые неокатанные зерна. На внутреннем шельфе мелкозернистые псаммиты серые, светло-серые и зеленовато-серые, от вышеописанных они отличаются худшей сортировкой, меньшим содержанием мелкопсаммитовой фракции, большим – алевритовой и глинистой. Эти осадки сформировались, вероятно, в раннем голоцене в зоне активного волнового воздействия на береговом склоне, а затем при трансгрессии попали в зону периодического штормового воздействия. В этих условиях произошли дополнительный привнос материала в осадок и перестройка его структуры, очевидно, под действием однонаправленного водного потока. В южной части внутреннего шельфа и вблизи устья р. Меконг описываемые мелкозернистые псаммиты относятся уже к группе полевошпат-кварцевых граувакк (см. рис. 3, в). Обломки пород в них представлены в основном метаморфическими разностями (кварциты, слюдистые сланцы, зеленые туфы), в меньшей степени – эффузивами и гранитоидами.

Мелкозернистые псаммиты фации внутреннего шельфа также относятся к группе полевошпат-кварцевых граувакк. По набору минералов тяжелой подфрак-



Рис. 3. Характеристики поверхностных осадков шельфа Сунда (Астахов и др., 1989а, б; Астахов, Ващенкова, 1993).

а – содержание карбоната кальция, %: 1 – <10 (в пределах штриховой линии <5); 2 – 10–20; 3 – 20–30;
4 –>30; 4 – участки с аномально высоким и неравномерным содержанием (банки); б – содержание железистых конкреций % от массы осадка): 1 –>10; 2 – 5–10; 3 – 1–5; 4 – <1; в – минеральный состав осадков: 1 – полевошпат-кварцевые граувакки (8_{III}); 2 –преимущественно граувакковые аркозы (6_{II}) и мезомиктовые кварцевые псаммиты (4₁). На врезке классификационный треугольник по В.Д. Шутову (*Астахов и др., 1989а, б*); Q – кварц, Fs – полевые шпаты, RF – обломки пород и темноцветные минералы. Крестиками обозначены результаты анализа современных и реликтовых псаммитов мелководных фаций (сублиторали, литорали, берегового склона), точками – приглубых шельфовых фаций (внешнего и внутреннего шельфов); г – окатанность кварца фракции 0,25–0,315 мм из поверхностных осадков: 1 – более 0,20; 2 – 0,15–0,20; 3 – менее 0,15; 4 – изолиния окатанности 0,125; 5 – дельта реки Меконг; 6 – опустыненные участки побережья с развитыми эоловыми формами рельсфа; 7 – изобата 200 м; 8 – изученные пробы осадков и их номера

ции фракции 0,1–0,25 мм они также сходны с мелкозернистыми псаммитами берегового склона, но в них происходит обеднение рудных минералов (ильменита, лейкоксена) и возрастает количество темноцветных (роговой обманки, моноклинных пироксенов и слюды) (*Acmaxos и dp., 1989а ,б*). Мелкозернистые и алевритовые псаммиты, распространенные на внешнем шельфе с глубинами от 40 до 90 м (см. рис. 2), отличаются удивительным однообразием состава. Они зеленовато-серые, слабоизвестковистые и известковистые, очень однородны как по разрезу, так и по латерали, текучие, умеренно и плохо сортированные за счет повышенной примеси алевритового и пелитового материала. По минеральному составу относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам (см. рис. 3, *в*).

В средней части шельфа (см. рис. 2) среди голоценовых отложений в виде прерывистой полосы вдоль изобаты 50 м распространены реликтовые крупнозернистые псаммиты, приуроченные к древней позднеплейстоцен-голоценовой береговой линии. Осадки представлены светло-желтовато-серыми малокарбонатными умеренно сортированными разностями. Хорошая окатанность зерен кварца (рис. 3, г), полевых шпатов, обломков пород свидетельствует о длительной транспортировке и обработке. Вместе с тем в осадке много толстостенной морской фауны (обломки и целые раковины), указывающей на накопление осадка в прибрежно-морских условиях (пляж, верхняя часть берегового склона). По минеральному составу осадки относятся к группе граувакковых аркозов и полевошпат-кварцевых граувакк (см. рис. 3, *в*). Состав тяжелой подфракции мелкопесчаной фракции близок к другим голоценовым осадкам северной части района.

На материковом склоне и в пределах изученной части котловины Южно- Китайского моря (см. рис. 2) голоценовые отложения представлены монотонными слабокарбонатными и карбонатными пелитами, сменяющимися более грубыми осадками лишь в верхней части склона и на вершинах возвышенностей. Содержание карбоната кальция в них несколько уменьшается с юга на север (см. рис. 3, *a*), средняя абсолютная скорость осадконакопления составляет 17,2 г/см² за 1 тыс. лет (*Acmaxos u др., 1989а, б*).

На основании приведенных данных можно выделить некоторые основные признаки осадков, сформированных аллювиальным материалом р. Меконг. По общему минеральному составу осадков (подсчеты в искусственных шлифах) они выделяются повышенным содержанием обломков, устойчивых к механическому и химическому разрушению пород (кварциты, слюдистые сланцы). На классификационном треугольнике В.Д. Шутова (см. рис. 3, *в*) осадки приустьевого шельфа образуют компактное скопление точек на поле полевошпат-кварцевых граувакк, тогда как осадки северной части шельфа, откуда заведомо исключено поступление аллювиального материала р. Меконг, попадают на поля граувакковых аркозов и мезомиктовых кварцевых псаммитов. При этом для осадков северной части шельфа наблюдается закономерный разброс по минеральному составу в зависимости от фациальной принадлежности. В пляжевых отложениях по сравнению с более глубоководными наблюдается уменьшение содержания полевых шпатов и соответственное увеличение обломков пород (кварцитов). Это может быть объяснено меньшей устойчивостью полевых шпатов к механическому разрушению в условиях волноприбойной зоны.

По составу тяжелой подфракции фракции 0,1–0,25 мм осадки, сформированные терригенным материалом р. Меконг, отличаются повышенным содержанием устойчивых минералов и акцессориев метаморфических пород (лейкоксена, граната, турмалина, анатаза, корунда, рутила, хромшпинелидов), а также аутигенных и рудных минералов железа (мартита, лимонита, марказита, сидерита). Образование минералов последней группы происходит вблизи геохимической барьерной зоны река–море.

С этой же зоной связано и формирование на южновьетнамском шельфе гетит-гидрогетитовых конкреций (*Acmaxoв и др., 1989а, б, 1991*), круглых с преобладающим размером от 1 до 7 мм. Среди них выделяются конкреции двух типов: а) черные и темно-бурые с блестящей поверхностью и концентрическим строением; б) бурые и светло-коричневые с неровной корродированной поверхностью. Первые, предположительно, являются почти чистыми лепидокрокит-гетитовыми, вторые содержат значительную примесь карбонатного и глинистого материала (*Acmaxoв и др.,1991*). Встречаются также сростки, конкреции неправильной формы (с включениями вмещающего осадка), единичные крупные (до 20 мм) уплощенные конкреции, лежащие на поверхности дна.

Количественное распределение конкреций в поверхностном слое осадков приведено на рис. 3, б. Максимальные содержания приурочены к реликтовым и современным осадкам внешней зоны авандельты; на береговом склоне непосредственно вблизи устья р. Меконг и в эстуарии количество конкреций уменьшается. Учитывая аналогичную ситуацию на приустьевом шельфе других крупных рек (*Емельянов, 1998*), можно предположить, что основными факторами, определяющими концентрацию аутигенных образований железа в современных осадках зоны смешения, являются глубина окислительно-восстановительной границы (*Емельянов, 1998*) и скорости осадконакопления (максимальные концентрации приурочены к участкам замедления или отсутствия современного осадконакопления).

Помимо железа в зоне смешения морских и речных вод осадки обогащены некоторыми металлами, например, медью, никелем, кобальтом, марганцем, свинцом. Для первых двух элементов картина распределения в поверхностных осадках близка к распределению железистых конкреций (*Acmaxos u dp., 1989a, б*) с максимумами на внешнем шельфе и вблизи дельты на расстоянии 50–100 км от устья. Для остальных элементов максимумы концентрации удалены от устья в южном и юго-восточном направлениях на большие расстояния. В некоторых случаях в зоне смешения вод указанными элементами обогащены осадки, сформированные не выносами р. Меконг, а в результате абразионного сноса, выноса малых рек, биогенных остатков и др. Это определяет меньшую достоверность геохимических признаков авандельтовых осадков по сравнению с минералогическими.

Очень хорошим показателем осадочного вещества, поступившего с выносами реки Меконг, является окатанность и другие морфометрические показатели пес-

чаных зерен (*Астахов, Ващенкова, 1993*). Наименьшая окатанность зерен кварца фракции 0,25–0,315, стремящаяся к нулю, с унимодальным распределением характерна для приустьевого шельфа и отдельных участков вблизи бровки шельфа (см. рис. 1, 3, *г*), где предполагается наличие не измененных в морских условиях дельтовых отложений. Севернее совершенно неокатанный кварц отсутствует и появляются устойчивые популяции с окатанностью 0,08–0,16, 0,28–0,32 и др. Источником их могут быть пески, прошедшие эоловую обработку на побережье. Здесь в связи с относительно засушливым микроклиматом большие участки прибрежной суши лишены растительности и в эоловый перенос вовлекаются как пляжевые и аллювиальные пески, так и материал кор выветривания.

По минералогическим признакам вся южная часть изученного района покрыта осадками, сформированными выносами р. Меконг, но собственно дельтовые и авандельтовые отложения (выделяемые с учетом структурно-текстурных и геохимических признаков) позднего плейстоцена и голоцена распространены на шельфе в субширотной зоне между 8° 40′ и 10°10′ с. ш. На севере этой зоны верхнеплейстоценовые дельтовые отложения перекрыты голоценовыми осадками, сформированными материалом, поступившим с севера, или осадками смешанного состава.

Строение и условия формирования верхнечетвертичного осадочного чехла шельфа Сунда

Верхнеплейстоценовые осадки широко развиты на поверхности шельфа в его внешней части (см. рис. 2), а также вскрыты под чехлом голоценовых осадков на внутреннем шельфе. Наиболее детально они изучены по профилю А–Б (рис. 4). Этот район в значительной части является областью транзита наносов, в связи с чем на его поверхности сохранились реликтовые формы рельефа в виде береговых валов и долин субаэрального происхождения. Наиболее выражены в рельефе абразионные и аккумулятивные образования, сформированные при положении уровня моря ниже современной отметки на 140, 120, 90 и 70 м. К ним обычно приурочены пляжевые средне- и крупнозернистые хорошо перемытые псаммиты с обильной макрофауной двустворчатых моллюсков. Мористее этих береговых линий развиты более тонкие осадки, в основном мелкозернистые псаммиты, образованные, вероятно, на береговом склоне и внутреннем шельфе.

К наиболее древним позднеплейстоценовым отложениям нами отнесены аллювиально-морские дельтовые осадки, вскрытые на станциях 9387 и 8389 у бровки шельфа под морскими позднеплейстоценовыми отложениями (см. рис. 4). В верхней части разреза они представлены алевритами пелитовыми и псаммитами алевритовыми с линзами и прослоями мелкозернистых псаммитов и крупных алевритов, в нижней – мелко- и среднезернистыми псаммитами с линзами и гнездами алевритов. Осадки отличаются повышенной плотностью, ритмичной слоистостью, буровато-коричневыми цветом и содержат линзы и прослои зеленовато-серых алевритов и псаммитов с фораминиферами и тонкостенными рако-



Рис. 4. Строение верхней части осадочного чехла в северной части шельфа Сунда, профиль А-Б (см. рис. 2). 1 – псаммиты мелкозернистые обводненные, с повышенной примесью пелитового материала; 2 – плотная латеритная кора выветривания по предположительно неогеновым породам; 3 – линзы и прослои; 4 – станция и ее номер; 5 – абсолютный возраст осадков по ¹⁴ С, тыс. лет; 6 – возраст и генезис осадков (m – морские, ат – дельтовые и лагунные). Остальные условные обозначения см. на рис. 2

винами гастропод. По фациальной принадлежности они могут быть отнесены к эстуариевым и дельтово-морским отложениям, сформированным в период максимума поздневюрмской регрессии (18–20 тыс. лет назад).

На дельтовых отложениях с поверхности шельфа у его бровки (см. рис. 4) и на преобладающей части внешней зоны шельфа (см. рис. 2) залегают псаммиты различной (от мелко- до крупнозернистых) крупности фаций берегового склона, сформированные уже в ходе трансгрессии (преимущественно в позднеплейстоценовое время), при медленном подъеме уровня моря и его кратковременных остановках в период с 18 тыс. до 10 тыс. лет назад. На абразионной площадке, выделяемой по геоморфологическим признакам на глубине 136–140 м, развиты среднезернистые псаммиты (см. рис. 4, ст. 8389), сформированные, вероятно, на береговом склоне. Они желтовато-серые, хорошо промытые, без илистых частиц, с преобладанием окатанных и полуокатанных зерен. По минеральному составу относятся к группе полевошпат-кварцевых граувакк.

В подобных же условиях, после некоторого подъема уровня моря до отметки 120 м и следующей его остановки, образованы псаммиты на станциях 8387 и 8388 (центральная часть района) и на станциях В13-47, В13-48 и В13-51 – В13-53 (северная часть района). Они среднезернистые серые и желтовато-серые, слабоизвестковистые и известковистые, с преобладающей среднепсаммитовой фракцией с примесью гравия, раковинного детрита и целых раковин. Зерна кварца, полевых шпатов, гранитоидов, кварцитов и биогенные карбонатные обломки хорошо окатанные. Формирование осадков происходило в прибрежной зоне после относительно длительной обработки в аллювиальных или пляжевых условиях. По минеральному составу осадки относятся к группе мезомиктовых кварцевых псаммитов. По составу тяжелой подфракции мелкопесчаной фракции (*Acmaxoв u dp., 1989а, б*) они отличаются от голоценовых осадков в этом районе относительно невысокими содержаниями ильменита, лейкоксена, циркона и повышенными – эпитода, граната, силлиманита и турмалина.

Аккумулятивные тела береговой линии конца позднего плейстоцена вскрыты на севере района вблизи 70-метровой изобаты. Среди них изучены фации пляжа (ст. В13-43), берегового склона и, вероятно, внутреннего шельфа. По минеральному составу они относятся к полевошпат-кварцевым грауваккам. Мелкозернистые псаммиты фации берегового склона распространены мористее прибрежных средне- и крупнозернистых псаммитов и фациально их сменяют. Они детально изучены на севере района. На юге внешнего шельфа мелкозернистые псаммиты также представлены фациями внешнего шельфа, но из-за малой детальности исследований не могут быть расчленены, и описание их приведено только для внутренней и внешней частей внешнего шельфа.

В верхней части внешнего шельфа (около 50-метровой изобаты) на ст. 8380 и 8381 вскрыты аллювиально-морские дельтовые отложения конца позднеплейстоценового времени (см. рис. 5). Они залегают под морскими нижнеголоценовыми осадками, резко отличаясь от них как составом, так и физическими свойствами осадков и представлены плотными и очень плотными алевритовыми псаммитами и пелитовыми алевритами бурого цвета (*Марков и др., 1996*), с линзами зеленовато-серого мелкозернистого псаммита с морской фауной. Осадки сформированы, по-видимому, в результате размыва и переотложения латеритной коры выветривания в эстуарии при ингрессии моря. По облику они похожи на дельтовые отложения, вскрытые у бровки шельфа на ст. 8387, но несколько моложе их. Возраст их по ¹⁴С равен 13750 ± 280 лет.

Шельф Сиамского залива

В изученной восточной части Сиамского залива выявлено весьма контрастное специфическое строение верхней части осадочного чехла. Современные морские отложения здесь имеют небольшую мощность, местами практически отсутствуют, замещаясь остаточным горизонтом, сложенным песком, битой ракушей, мелкими гетитовыми конкрециями. В понижениях рельефа, как, например, на станции 8793 (рис. 5, г) и на станциях профиля 8714–8726 (см. рис. 2), отмечена несколько большая мощность голоценовых морских тонкозернистых осадков. В днищах затопленных долин эпизодически вскрыты лагунно-болотные отложения с прослоями торфяников и прибрежно-морской фауной. Возраст их определен радиоуглеродным методом 8,2–9,8 тыс. лет (*Кулинич и др., 1989*).

Под голоценовыми морскими отложениями почти всегда с видимым перерывом в осадконакоплении и размывом залегают разнообразные по облику, генезису и возрасту отложения. Среди них вскрыты коры выветривания, различные континентальные, лагунные, аллювиально-морские образования. Возраст последних 34,6–42,3 тыс. лет (*Кулинич и др., 1989*). На меньших глубинах предполагается наличие более молодых континентальных или прибрежно-морских отложений вплоть до голоценовых. Учитывая, что возраст перекрывающих морских осадков не древнее голоцена, можно рассчитать длительность перерыва в осадконакоплении. В центральной части залива этот перерыв составляет до 25–40 тыс. лет. Он



Рис. 5. Строение верхней части осадочного чехла (a, г), объемная влажность (б, д) и плотность (в, е) осадка по профилям в заливах Бакбо (а, в) и Сиамском (г, е). 1–10 – условные обозначения к профилям а и г: 1 – места отбора колонок осадков; 2 – 13 – типы осадков (2 – консолидированные дочетвертичные породы, 3 – коры выветривания, 4 – уплотненные отложения различного состава, 5 - пелиты, 6 - пелиты алевритовые, 7 - алевриты пелитовые, 8 - алевриты, 9 – алевриты псаммитовые, 10 – псаммиты алевритовые, 11 – псаммиты (пески) мелкозернистые, 12 – псаммиты (пески) среднезернистые, 13 – псаммиты (пески) крупнозернистые); 14 – линзы и прослои осадка иного литологического состава; 15 – линзовидные карбонатные конкреции; 16 – границы между фациями отложений; 17 - границы между литологическими типами осадков; 18 - нижняя граница голоценовых отложений (выделена зеленым); 19 - радиоуглеродные датировки (тыс. лет); 20-24 – влажность объемная, % (δ , δ) и плотность натурального осадка, г/см³ (*в*, *е*) соответственно: 20 – более 70 и более 1,9; 21 – 60–70 и 1,8-1,9; 22 - только для в и е - 1,7-1,8; 23 - 50-60 и 1,6-1,7; 24 - менее 50 и менее 1,6. Местоположение профилей см. на рис. 1

лишь частично связан с существованием здесь континентальных условий в период рисс-вюрмской трансгрессии. В большей мере это, вероятно, связано с действием приливных течений, скорость которых на выходе из залива может резко возрастать при ингрессии моря вглубь залива.

Шельф залива Бакбо

В заливе Бакбо предполагается несколько типов строения верхней части осадочного чехла. В осевой части залива наблюдается последовательная смена аллювиально-морских и эстуариевых отложений пестрого литологического состава раннеголоценового или позднеплейстоценового возраста собственно морскими преимущественно тонкозернистыми отложениями (*Acmaxoв и dp., 1992*). Возраст границы между этими пачками изменяется от 10–15 тыс. лет на глубинах около 60–100 м до 6–8 тыс. лет – на меньших глубинах (рис. 5, *a*). В некоторых колонках, отобранных вне осевой линии залива, мощность голоценовых отложений минимальна, и они залегают с видимым перерывом на более древних прибрежно-морских образованиях (см. рис. 5, *a*).

Состав и строение верхнечетвертичных отложений материкового склона и глубоководной котловины

В глубоководной части моря литостратиграфическое расчленение верхней части осадочного чехла основано на выделении отложений, сформированных в условиях резко повышенного поступления терригенного материала с шельфа в периоды регрессий. В южной части материкового склона, примыкающей к шельфу Сунда, выявлено три литостратиграфических горизонта (Астахов и др., 1989а, б). Верхний и нижний горизонты соответствуют вюрмскому и позднему послеледниковому трансгрессивным периодам (рис. 6). Отложения их отличаются повышенной карбонатностью за счет примеси раковин фораминифер и кокколитофорид с однородным преимущественно пелитовым составом. Промежуточный горизонт, отвечающий рисс-вюрмской регрессии, отличается низким содержанием карбоната кальция, повышенной примесью алеврита, наличием турбидитных прослоев, следов сползания по склону. Типичные турбидитные горизонты отмечены в осадках на глубинах 1500-2000 м и более (рис. 7, ст. 8929). Примечательно, что в части разреза этой колонки, отвечающей второму горизонту, песчаные прослои в турбидитах являются терригенными и по минералогии близки песчаным осадкам прилегающего шельфа, а прослой в основании голоценовых отложений содержит уже большое количество переотложенных раковин фораминифер. Возраст верхней границы среднего горизонта изменяется от 10 тыс. до 14 тыс. лет. Нижняя граница может быть оценена в 25-40 тыс. лет (непрерывный разрез не вскрыт).

В северной части материкового склона и в примыкающей котловине литологические признаки отложений трансгрессивной и регрессивной стадий несколько отличны от таковых в южной части, хотя и имеют общие особенности. В отложениях регрессивной фазы меньше содержание карбоната кальция и больше облоРис. 6. Строение голоцен-верхнеплейстоценовых отложений материкового склона, примыкающего к шельфу Сунда по профилям 8752–8310 (а) и 8756–8394 (б) (Астахов и др. 1989а, б). Местоположение профилей см. на рис. 1. 1–4 – литологические типы

осадков: 1 – алеврит, 2 – алеврит пелитовый, 3 - пелит алевритовый, 4 – пелит; 5 – примесь переотложенных комков плотного осадка; 6 – конкреции пирита; 7 – примесь мелкой рассеянной пирокластики; 8 – осадки с содержанием карбоната кальция более 7 %; 9 - 12 текстурные особенности осадков: 9 - неясно выраженная микрослоистость, 10 - турбидитные прослои, 11 – слои с нарушенной текстурой (предположительно оползшие), 12 – поверхности оползания; 13 – радиоуглеродные датировки: возраст/ лабораторный индекс; 14 границы литостратиграфических горизонтов: 1 – верхний, ll – нижний литострати-



графические горизонты

мочной составляющей, что хорошо проявляется в значениях магнитной восприимчивости (см. рис. 7, колонка 8924). В большинстве случаев она фиксируется визуально по смене осадков бурого или буровато-серого цвета типично морскими, серыми или зеленовато-серыми пелитами. Это связано, вероятно, с большим поступлением из устьев рек глинистого материала, обогащенного окислами железа, и относительно высокими скоростями осадконакопления на материковом склоне.

В центральной части моря, где разрез сложен кремнисто-карбонатными или слабокремнистыми отложениями, единых литостратиграфических уровней не



Рис. 7. Литологический состав и физико-механические свойства глубоководных отложений Южно-Китайского моря (*Acmaxos u dp., 1992*): а – структурные и текстурные особенности осадков; σ – вещественный состав осадков; W₀ – объемная влажность, %; dp – объемная масса минерального скелета, г/см³; х – магнитная восприимчивость, 10⁻⁶ ед. СГС. Цифры над колонками означают: числитель – номер станции, знаменатель – глубина моря, м.

1–11 – структурные и текстурные особенности осадков: 1–4 – гранулометрический состав (1 – пелиты, 2 – пелиты алевритовые, 3 – алевриты, 4 – псаммиты мелкозернистые); 5 – плотные комки переотложенного осадка; 6 – биотурбация 10–30 %; 7 – биотурбация менее 10 %; 8 – интервалы колонок с вертикальной отдельностью; 9 – линзы осадков инородного состава; 10 – литологические границы хорошо выраженные; 11 – литологические переходы постепенные; 12–15 – компоненты вещественного состава: 12 – обломочная терригенная, 13 – глинистая, 14 – кремнистая биогенная, 15 – карбонатная биогенная; 16 – повышенная примесь раковин фораминифер; 17 – гидроокислы железа; 18 – сульфиды железа; 19 – коричневатая и буроватая окраска осадков; 20 – радиоуглеродные датировки, тыс. лет.

установлено. В основании голоценовых отложений фиксируется некоторое обогащение биогенным карбонатом, а в верхах верхнеплейстоценовых отложений – обогащение остатками диатомей (см. рис. 7, колонка 907).

Анализ мощности голоценовых отложений (см. рис. 1) и скоростей осадконакопления в голоцене (*Acmaxos*, 2001) свидетельствует об относительно равномерном поступлении осадочного вещества с шельфа на материковый склон. На всем материковом склоне у его подножия отмечается мощность голоценовых отложений 1–2 м (100–200 см/тыс. лет) и лишь иногда больше. В сторону глубоководной котловины мощность голоценовых отложений уменьшается и в центральной части моря не превышает 0,5 м (<5 см/тыс. лет). Наличие на примыкающем шельфе устьевых зон гигантских рек Меконг и Красная практически не сказывается на скоростях голоценового осадконакопления на материковом склоне и в котловине. Имеющиеся данные по скоростям осадконакопления в позднем плейстоцене, когда уровень моря был ниже и устья рек приближены к материковому склону, свидетельствуют о значительно больших темпах осадконакопления.

Выводы

Исходя из указанных особенностей литологического состава и строения верхнечетвертичных отложений на шельфе Южно-Китайского моря можно выделить область полного или частичного формирования осадков за счет терригенных выносов р. Меконг. Особенно дельтовые и авандельтовые отложения, сформированные главным образом влекомыми наносами, образуют на шельфе разновозрастные линзы, распространенные восточнее современного устья вплоть до бровки шельфа. Южнее этой зоны, на всей изученной части шельфа Сунда, маломощные голоценовые и верхнеплейстоценовые осадки сложены переотложенными в морских условиях мелкопсаммитовыми и алевритовыми фракциями влекомых наносов и частично взвешенных. Основная же часть последних в современных условиях разносится, вероятно, далеко за пределы изученной акватории вплоть до Сиамского залива и юго-западной части глубоководной котловины Южно-Китайского моря. В регрессивные периоды они формировали крупные градационные линзы на материковом склоне. Растворенные наносы р. Меконг частично осаждаются в зоне смешения морских и речных вод, обогащая в аутигенной и сорбированной форме осадки шельфа некоторыми металлами (железом, медью, никелем, марганцем и др.). В целом дельтовое осадконакопление в позднечетвертичное время на южновьетнамском шельфе наследует миоцен-плиоценовое и приурочено главным образом к осадочным бассейнам Меконг и Южный Кон Сон.

В глубоководной части моря почти повсеместно выделяются два литостратиграфических горизонта. При формировании нижнего горизонта, во время наиболее низкого положения уровня моря в поздневюрмское время, на материковом склоне между $8^{\circ}30'$ и $10^{\circ}30'$ с. ш. интенсивно накапливался терригенный материал мелкоалевритовой и пелитовой размерности. Наносы поступали из приустьевой зоны р. Меконг и, частично, из размываемых четвертичных и неогеновых отложений шельфа и верхов материкового склона. При этом широко проявлялись процессы гравитационного перемещения наносов. Севернее и южнее указанного района происходило менее интенсивное накопление монотонных пелитовых слабокарбонатных и карбонатных осадков. Это свидетельствует о локальной поставке в это время на ограниченный участок материкового склона больших количеств терригенного материала, выносимого, вероятно, р. Меконг.

5.2. АССОЦИАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ ШЕЛЬФА И МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ВЬЕТНАМА

А.Н. Деркачев, Н.А. Николаева

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

Представленные ниже результаты исследований минерального состава осадков вьетнамского шельфа, материкового склона и его подножия являются продолжением работ по установлению факторов, контролирующих распределение обломочных минералов в осадках окраинных морей Востока Азии с целью выявления основных закономерностей формирования минеральных ассоциаций в различных типах седиментационных бассейнов. Ранее нами были изучены в основном бассейны окраинных морей (Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Филиппинского), расположенных в умеренно-гумидном и субтропическом климатических поясах (Деркачев, 1992, 1996; Деркачев и др., 1993; Деркачев, Николаева, 1992, 1993; Derkachev, Nikolaeva, 1995; Nechaev, Derkachev, 1995). Обобщение полученных по этим регионам данных, включая опубликованные работы (Игнатова, 1980; Игнатова и др., 1989; Петелин, 1957), позволило установить ведущую роль состава пород областей сноса (влияние петрофонда) и вулканизма в образовании облика минеральных ассоциаций осадков окраинных морей. Таким образом, минеральный состав отложений в общих чертах отражает геоструктурную позицию, сложившуюся на момент становления осадочной оболочки рассматриваемых бассейнов. При этом, процессы гидродинамики имеют второстепенное значение в преобразовании исходного состава обломочного вещества областей питания при его отложении в изученных морских бассейнах, за исключением отдельных локальных участков дна. К таким участкам можно отнести современные пляжи и подводные береговые склоны (в том числе и их реликтовые аналоги), где под действием интенсивного волнения происходит минералогическая дифференциация поступающего обломочного вещества по гидравлической крупности и как следствие – образование при определенных условиях отличных от исходных минеральных ассоциаций.

Для оценки влияния климатического фактора на формирование минерального состава морских осадков показательными являются бассейны, области сноса которых находятся во влажном тропическом климате, способствующем проявлению интенсивных процессов выветривания. С этой целью нами изучены осадки западной части Южно-Китайского моря, которое расположено в субэкваториальном поясе с ярко выраженной муссонной циркуляцией атмосферы.

Использованные данные и методика исследований

В основу работы положены результаты минералогического анализа проб из поверхностного слоя (0–10 см) осадков шельфа и материкового склона Вьетнама (между 6° и 18° с. ш.), отобранных в многочисленных экспедициях Тихоокеанско-

го океанологического института ДВНЦ АН СССР (ДВО РАН) на НИС «Каллисто», «Академик А. Несмеянов», «Академик А. Виноградов», «Академик М. Лаврентьев», «Профессор Богоров», «Профессор Гагаринский» за период 1981–1993 гг. и на НИС «Вулканолог» в 1982 г. (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР). Минералогический анализ выполнен авторами (частично – в Производственном объединении «Примгеология») иммерсионным методом: исследовалась тяжелая подфракция (плотность более 2,89 г/см³) крупноалевритовой размерности (0.1– 0.05 мм). Всего было проанализировано 179 проб.

Для получения сопоставимых данных при выделении минералогических провинций производился пересчет результатов анализов: из общей суммы исключались обломки пород и трудноопределимые зерна, аутигенные и рудные минералы. Сумма прозрачных минералов принималась за 100 %, и соответственно пересчитывалось содержание каждого минерала. Исключение сделано лишь для анализов осадков Сиамского залива, т.к. здесь на многих станциях отмечается высокое содержание сидеритовых микроконкреций (до 99 %).

Для установления основных закономерностей формирования и распределения минеральных ассоциаций широко использовались методы многомерной статистики. Группирование станций по набору минеральных компонентов проводилось на основе кластерного анализа: использовались счетные процедуры модификации 3. Гримма (*Grimm, 1987*). Результаты вычислений были представлены в виде дендрограмм, по которым проводилось объединение станций с близким минеральным составом в ассоциации разного ранга. В качестве меры сходства применялся коэффициент «косинус ТЭТА» Имбри и Парди (*Йереског и др., 1980*). Характерные особенности минеральных ассоциаций достаточно эффективно отображаются по значениям коэффициента концентрирования (Кк), который представляет собой отношение средних содержаний минералов каждой ассоциации к их среднебассейновым содержаниям (*Деркачев, Николаева, 1992; Шиманович, 1982*).

Основным методическим подходом при выяснении закономерностей формирования минералогических ассоциаций являлся анализ парагенетических связей минералов, основанный на методах корреляционного и R-модификации факторного анализа (Деркачев, 1996; Формации..., 1981).

В качестве основы корреляционного и факторного анализов были использованы программы, созданные Дж. Дэвисом (Девис, 1977) и модифицированные И.В. Уткиным к IBM-PC. Для определения эффективности проведенного выделения минералогических ассоциаций были рассчитаны значения дискриминантных функций (пакет прикладных программ STATGRAPH). Полученные значения дискриминантных функций также могут быть использованы при дополнительных исследованиях в данном регионе.

Условия осадкообразования

Исследуемый район охватывает обширную область шельфового мелководья, материковый склон и его подножие (рис. 1). По морфологии шельф разделяется на три крупных района: залива Бакбо, юго-восточного Вьетнама и Сунда.

Широкий шельф залива Бакбо (шириной до 400 км) пространственно совпадает с крупным унаследованным прогибом, в значительной мере компенсированным осадконакоплением (осадочный бассейн Бакбо-Шонгхонг) (Кулинич и *др., 1989*), и представляет собой область аккумулятивного выравнивания, находящуюся под сильным влиянием выносов р. Красной. Южнее 15° с. ш. шельф практически не выражен, ширина его резко уменьшается до 20 км, а уклоны дна увеличиваются. Обширную область аккумулятивно-абразионного выравнивания представляет шельф, прилегающий к дельте р. Меконг и Сиамскому заливу (северо-западная часть шельфа Сунда) (*Турко, 1973*). Здесь на многих участках сохранились реликты древних береговых линий позднеплейстоцен-голоценового возраста (на глубинах 20, 36, 50, 70, 90, 120, 140 м), фрагменты которых отчетливо фиксируются по перегибам дна и структурно-вещественному составу осадков (*Кулинич и др., 1989*).



Рис. 1. Минералогическая изученность осадков западной части Южно-Китайского моря

280

Океанографические особенности Южно-Китайского моря обусловлены муссонной циркуляцией атмосферы, от сезонных изменений которой зависят направление и скорость перемещения водных масс. Зимний муссон способствует формированию мощного течения (скорость достигает 1 м/с), направленного на юг вдоль побережья Вьетнама. В летний период наблюдается обратная картина: юго-западный муссон вызывает северо-восточное перемещение водных масс (*Amлас..., 1968; Лоция..., 1987; Ростов и др., 2009*). Основное значение для процессов осадконакопления имеет динамика водных масс в зимний период, когда сильное сточное течение не только выносит из залива Бакбо тонкозернистый материал, но и оказывает эродирующее воздействие на дно. Определенные коррективы в распределение осадочного вещества вносят также приливно-отливные течения и ветровое волнение. Максимальные величины приливов (до 3–6 м) наблюдаются в заливе Бакбо и в районе устья р. Меконг (*Данг Конг Минь, 1975*).

Интенсивное развитие процессов хемогенного выветривания в условиях тропического климата, обилие атмосферных осадков, большой жидкий сток обеспечивают повышенный твердый сток, основная доля которого приходится на реки Меконг, Красная, Менам (*Emery, Niino, 1963; Milliman, Meade, 1983*). В составе твердого стока преобладает тонкий глинистый материал, причем объемы выносимого материала подвержены сильным сезонным колебаниям: максимум приходится на май–октябрь (*Аникиев и др., 1983*).

Направление, дальность транзита и области осаждения выносимого этими реками осадочного материала во многом зависят от сложившихся на прилегающих участках шельфа гидродинамических условий. Залив Бакбо и участки шельфа к югу от него находятся под определяющим влиянием выносов р. Красной. Относительная изолированность залива обеспечивает уменьшение интенсивности ветрового волнения, что способствует осаждению на этих участках дна тонкой взвеси. Здесь на глубинах 20–70 м довольно отчетливо прослеживается поле тонких глинистых осадков, вытянутое к юго-востоку вдоль побережья Вьетнама от устья р. Красной до широты о-ва Ре. Не исключена также дополнительная поставка тонкого материала реками, впадающими на данном участке побережья. По мере удаления к югу и востоку от основного потока, несущего взвесь, в осадках уменьшается количество тонких частиц, они замещаются постепенно более грубозернистыми осадками. Последние занимают внешнюю часть шельфа, протягиваясь вдоль восточного побережья Вьетнама до залива Кам Рань (*Структура..., 1983*).

Принципиально отличны процессы осадкообразования в северной части шельфа Сунда, прилегающей к дельте р. Меконг. Распределение осадков здесь сходно с изученными ранее районами широких шельфов окраинных морей, для которых характерно развитие реликтовых осадков прибрежных фаций (Деркачев и др., 1993; Короткий, 1978; Марков, 1983; Марков, Николаева, 1989; Структура..., 1983).

Основная масса взвешенного материала, выносимого р. Меконг, осаждается непосредственно в придельтовой области (*Аникиев и др., 1993*). Однако открытый характер побережья способствует интенсивному волновому и приливно-от-

ливному воздействию, поэтому на шельфе не образуется крупных полей алевритово-глинистых осадков, в отличие от заливов Бакбо и Сиамского. Интенсивные гидродинамические процессы обеспечивают вынос за пределы шельфа не только взвешенного материала, поступающего со стоком р. Меконг, но и ранее отложенного тонкозернистого материала, который также вовлекается в движение.

Характеристика минералогических провинций

По результатам кластерного и Q-факторного анализов в осадках изученного района выделен ряд минералогических ассоциаций различного уровня (табл. 1, 2). Наиболее крупные из них объединены в Аннамско-Хайнаньскую, Меконгскую и Сиамскую терригенно-минералогические провинции (рис. 2). Отдельно выделена вулканогенно-терригенная провинция островов Иль-де-Сандр и Ре. Минеральные ассоциации провинций характеризуются довольно однообразным минеральным составом: в них преобладают эпидот и амфиболы при относительно высоких содержаниях группы устойчивых минералов, в том числе темных рудных (ильменита и лейкоксена). Колебания в содержании ведущих (преобладающих) минералов на различных участках шельфа в основном можно связать с неоднородностью состава пород областей сноса, различной интенсивностью литодинамических процессов, а также эволюцией осадкообразования в послеледниковое время.

Аннамско-Хайнаньская провинция протягивается практически вдоль всего шельфа восточного побережья Вьетнама от залива Бакбо до мыса Зинь (Падаран). На широте 11° с. ш. граница провинции смещается за пределы шельфа и далее к югу проходит у подножия материкового склона (см. рис. 2).

Провинция включает ряд минеральных ассоциаций, которые условно можно отнести к подпровинциям. Результаты дискриминантного анализа показывают достаточно высокую эффективность (92–100 %) выделения минеральных ассоциаций, лишь для ассоциаций $IE_2^{1}-IE_2^{2}$ и IIE_2^{1} отмечается незначительное перекрытие полей (рис. 3).

В составе ассоциаций провинции в основном преобладают амфиболы и эпидот, среднее содержание которых и их взаимоотношение изменяются в широких пределах в зависимости от количества слюд и устойчивых минералов (циркона, граната, анатаза, турмалина). Отдельные максимумы содержаний амфиболов и эпидота достигают 47.4 и 50.3 % соответственно. Как следует из рис. 4, суще-

Рис. 2. Схема минералогического районирования осадков западной части Южно-Китайского моря. <u>Терригенные минералогические провинции</u>: $1-2 - Сиамская; ассоциации: <math>1 - IA_1$ (сидеритовая), $2 - IIE_1^2$ (сидерит-слюдистая); 3-7 - Аннамско-Хайнанъская; ассоциации: $3 - IIE_1^2 - IIE_1^3$ (роговая обманка-слюдистая), $4 - IIE_1^1$ (слюда-эпидот-роговообманковая с сидеритом), $5 - IIE_2^2$ (актинолит-слюда-эпидот-роговообманковая), $6 - IIE_2^1$ (роговая обманка-эпидотовая), $7a - IE_2^1$ (роговая обманка-эпидотовая с повышенным содержанием группы устойчивых минералов), $IE_2^2 - IE_2^3$ (актинолит-роговая обманка-эпидотовая), $76 - IIIA_1^{1-2}$ (роговая обманка-эпидот-цирконовая); 8-12 - Меконгская;ассоциации: $8 - IIA_2^1$ (слюда-турмалин-роговая обманка-эпидотовая), IIA_2^2 (турмалин-циркон-эпидот-роговообманковая), IIA_3^3 (циркон-роговая обманка-эпидотовая); $9 - IIA_3^1$ (роговая обманка-эпи-



дот-устойчивая (метаморфические минералы, турмалин, циркон)), IIA_3^2 (турмалин-циркон-эпидотовая), $10 - IA_2^1$ (роговая обманка-эпидот-циркон-турмалин-сидеритовая), IA_2^2 (эпидот-устойчивая с сидеритом), $11 - IIIA_1^1$ (турмалин-циркон-эпидот-роговообманковая), IIA_1^2 (эпидот-устойчивая с преобладанием циркона), $12 - IIA_1^1$ (цирконовая с эпидотом), IIA_1^2 (роговая обманка эпидот-цирконовая). Терригенно-вулканогенная минералогическая провинция: 13 - вулканов Илъ-де-Сандр и о-ва Pe; ассоциации: IB_1^1 (эпидот-оливин-роговообманковая), IB_1^2 (роговая обманка-циркон-эпидотовая с повышенным фоном содержания пироксенов). 14-17 – границы: 14 – провинций, 15-16 – ассоциаций разного ранга, 17 – провинций в заливе Бакбо: 1-6 – номера провинций по (*Chen, Zhang, 1986*). П р и м е ч а н и е . Минеральные ассоциации провинций выделены на основе кластерного анализа



Рис. 3. График значений 1-й и 2-й дискриминантных функций минеральных ассоциаций Аннамско-Хайнаньской провинции.

Ассоциации: $1 - IE_2^{-1} - IE_2^{-2}$; $2 - IIE_2^{-1}$; $3 - IE_2^{-1}$; $3 - IE_2^{-1$ IIE_{2}^{2} ; 4 - ΠE_{1}^{1} - IIE_{1}^{2} - IIE_{1}^{3} ; 5 - IIA_{1}^{1} - $IIIA_{1}^{1-2}$. Уравнения линейных дискриминантных функций: df, = -0.014 Срх-0,017 Орх+0.109 НЬ + 0.046 Ер-0.349 Gar-0.042 Zi-0.003 Ap+0.143 Sph+0.036 Tou+0.031 An-0.169 Chl-0.077 Mt+0.205 Ol+0.032 Act+0.117 Mi + 0.065 Ca+1.734 NaAm-5.29678; df₂ = 0.035 Cpx+0.117 Opx+0.345 Hb+0.466 Ep+0.982 Gar+0.532 Zi+0.883 Ap+0.099 Sph+0.38 Tou+0.413 An+0.138 Chl+0.486 Mt+1.06 Ol+0.447 Act+0.519 Mi+0.661 Ca+0.527 NaAm-46.0328. Границы полей между минеральными ассоциациями (отрезки прямых линий) проведены по перпендикулярам к центрам отрезков прямых, соединяющих средние значения дискриминантных функций каждой ассоциации (Stokes, Lowe, 1988)

ствует довольно отчетливое обособление ведущих групп минералов. Максимальные концентрации эпидота наблюдаются в заливе Бакбо и прилегающих участках шельфа, что в целом соответствует области развития ассоциаций IE_2^{1-3} . К югу в осадках шельфа его содержание постепенно снижается (ассоциация IIE_2^{-1}). Максимальные содержания амфиболов (по отношению к эпидоту) смещены на большие глубины – внешнюю часть шельфа, материковый склон и его подножие (ассоциация IIE_2^{-2}). Относительное обогащение осадков устойчивыми минералами отмечается в прибрежных районах и на глубинах 70–100 м севернее широты о-ва Ре (ассоциации $IIIA_1^{1-2}$), Слюды образуют два поля высоких содержаний (ассоциации IIE_1^{1-3}).

Первое протягивается вдоль северо-восточного побережья Вьетнама до о-ва Ре (глубины 20–70 м) и пространственно совпадает с тонкими осадками конуса выноса р. Красной. Второе поле, более значительное по площади, приурочено к периферийным участкам прилегающей глубоководной котловины Южно-Китайского моря.

В целом минеральный облик осадков провинции определяют следующие минералы (расположены в порядке увеличения значений коэффициента концентрирования): сфен, гранат, эпидот, роговая обманка, слюды, щелочной амфибол, хлорит и актинолит. Последовательность данной группы минералов для отдельных ассоциаций, а также появление в их составе других специфических компонентов может изменяться (табл. 2), что зависит прежде всего от особенностей поставки обломочного материала с суши и процессов его дифференциации по гидравлической крупности. При этом практически для всех выделенных минералогических ассоциаций отмечается повышенный (относительно средних значений для района исследований) фон содержаний хлорита, актинолита, щелочного амфибола, реже эпидота (Кк более 2).

Меконгская провинция занимает северную часть шельфа Сунда, прилегающую к дельте р. Меконг. Отличительным признаком, объединяющим минеральные ассоциации провинции, является повышенный фон содержаний группы устойчивых минералов (циркона, рутила, граната, турмалина, сфена, ставролита, андалузита), в том числе ильменита и лейкоксена (см. рис. 4, В). Причем концентрация минералов этой группы в некоторых минеральных ассоциациях в 2–8 раз выше среднебассейновых значений (см. табл. 1, 2), а доля ильменита и лейкоксена в количественном отношении для большинства проб составляет более 30 %. Коэффициент устойчивости (Ки) минеральных ассоциаций провинции выше (в среднем 58.4–76.0), чем ассоциаций северо-восточных районов шельфа Вьетнама (см. табл. 2).

Из рисунков 2, 4 следует, что на рассматриваемом участке шельфа наблюдается определенная зональность в распределении минералов с различной гидравлической крупностью. Отчетливо прослеживаются пятнисто-полосовые аномалии высоких концентраций группы устойчивых минералов (ассоциации IA₂¹⁻², IIA₁¹⁻², ША¹⁻²), в которых велика доля циркона (до 68.8 %), темных рудных (до 75.0 %), турмалина (до 25.1 %), рутила (анатаза) (до 10 %) и др. Представление о количественном соотношении минералов в каждой ассоциации можно получить из таблиц 1 и 2. Ассоциации подобного типа образуются, по данным Ю.П. Хрусталева с соавторами (Хрусталев и др., 1987), в области высоких концентраций группы устойчивых минералов у входа в Сиамский залив. Такие же по составу ассоциации обнаружены среди реликтовых осадков внешнего шельфа на глубинах 50-70, 90–120 м и на отдельных подводных банках, редко – на материковом склоне (см. рис. 2). Специфичен состав минеральных ассоциаций IA₂¹⁻², распространенных к югу от мыса Камау у входа в Сиамский залив, а также спорадически встречающихся в осадках внешнего шельфа. Здесь концентрация циркона ниже, чем в предыдущих ассоциациях (в среднем 17.1–21.4 %), но наблюдаются более высокие содержания турмалина, анатаза, группы метаморфических минералов и особенно сидерита, что сближает их с ассоциацией ІА, Сиамской провинции (см. табл. 1, 2).

Процессы селективной сортировки обломочного материала, происходящие в осадках рассматриваемого участка шельфа, способствовали формированию противоположных по составу минеральных ассоциаций, в которых преобладают минералы с меньшей гидравлической крупностью: слюды, эпидот, амфиболы (ассоциации IIA₂¹⁻³). Содержание эпидота и амфиболов здесь увеличивается до 57.5 % (в среднем 39.9 %) и 69.9 % (в среднем 29.2 %) соответственно. Ассоциации подобного типа отмечаются на внешнем шельфе (глубины более 100 м) и на участках прибрежного мелководья, прилегающих к дельте р. Меконг в зоне осаждения выносимого этой рекой взвешенного материала (см. рис. 2; 4). Значительное расширение области развития этой минеральной ассоциации наблюдается в северо-восточной части шельфа между островами Тху, Иль-де-Сандр и подводной банкой Ройал-Бишоп. В рельефе дна здесь прослеживается пологая, вытянутая

accountantum x σ x<	Минералогические	C	хd	0	xd	H	q	F	d D	3	ar	Ĩ	71	A	d	S	h	Tc	n	
Cuaancesan spoenturan LA, (11) 0.09 0.15 0.34 1.24 1.16 0.77 1.12 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14 0.14 0.15 0.14 0.15 0.14 0.15 0.14 0.15 0.15 0.14 0.13 0.13 0.13 0.13 0.13 0.13 0.13 0.13 0.14 0.13 <th colspa="0.</th"><th>ассоциации</th><th>X</th><th>ь</th><th>X</th><th>ь</th><th>X</th><th>в</th><th>Х</th><th>σ</th><th>X</th><th>ь</th><th>X</th><th>ь</th><th>X</th><th>ь</th><th>X</th><th>υ</th><th>X</th><th>ь</th></th>	<th>ассоциации</th> <th>X</th> <th>ь</th> <th>X</th> <th>ь</th> <th>X</th> <th>в</th> <th>Х</th> <th>σ</th> <th>X</th> <th>ь</th> <th>X</th> <th>ь</th> <th>X</th> <th>ь</th> <th>X</th> <th>υ</th> <th>X</th> <th>ь</th>	ассоциации	X	ь	X	ь	X	в	Х	σ	X	ь	X	ь	X	ь	X	υ	X	ь
								Сиамск	90du кv.	виµни										
IIIS, 1(5) 1.82 1.25 0.71 0.88 9.61 3.75 4.91 3.58 0.46 0.67 0.67 1.50 0.34 0.71 Annoxee-Xainantexcen spontmeters annoxee-Xainantexcen spontmeters Annoxee-Xainantexcen spontmeters IIIS, 1(3) 1.20 0.24 0.67 0.61 0.14 5.83 0.94 0.67 0.67 0.67 0.63 0.91 0.02 0.91 0.02 0.91 0.02 0.93 0.04 0.05 0.13 2.99 0.14 0.53 5.66 0.39 0.43 0.61	IA ₁ (11)	0.09	0.15	0.20	0.34	1.24	1.16	0.77	1.12	0.05	0.14	2.10	5.13	0.14	0.27	0.12	0.21	2.07	3.13	
Annancko-Xaimaneckaa npoannuus IB, ¹⁻² (15) 0.94 0.62 0.09 0.21 21.75 6.42 39.95 6.17 2.48 1.07 6.35 5.66 0.39 0.41 IB, ² (2) 1.20 0.57 0.51 0.57 6.57 6.57 0.57 6.57 0.57 0.57 0.57 0.57 0.57 0.57 0.58 20.10 15.37 3.16 2.73 3.18 2.65 0.99 10.1 IB, ¹ (3) 1.20 1.23 0.57 0.72 5.84 20.10 15.77 3.18 2.65 0.99 10.7 IB, ¹ (1) 1.36 1.32 0.83 2.24 0.50 10.3 <	$IIE_{2}^{1}(5)$	1.82	1.25	0.71	0.85	9.61	3.75	4.91	3.58	0.46	0.67	0.67	1.50	0.54	0.74	0.27	0.45	5.41	4.93	
ID $1-2$ (15) 0.94 0.62 0.09 0.21 21.75 6.42 39.95 6.17 2.48 1.07 6.35 5.66 0.33 0.64 ID $1/2$ (1) 1.21 1.28 0.22 0.30 20.58 6.99 49.19 1.61 0.62 0.88 4.82 4.62 0.43 0.61 ID $1/3$ 1.20 1.28 0.21 0.51 1.53 3.16 2.73 3.18 2.65 0.43 0.61 ID $1/10$ 1.36 1.07 2.33 1.26 1.33 2.05 0.44 0.71 2.25 0.44 0.71 2.25 0.44 0.71 2.25 0.44 0.71 2.25 0.44 0.71 0.75 0.35 0.46 0.70 0.51 0.55 0.44 0.71 0.75 0.35 0.44 0.71 0.75 0.35 0.44 0.71 0.75 0.35 0.44 <th0.71< th=""> 0.75 0.35 <th< th=""><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th>Аннам</th><th>ско-Хай</th><th>наньски</th><th>зоди ві</th><th>тнии</th><th>1</th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th><th></th></th<></th0.71<>							Аннам	ско-Хай	наньски	зоди ві	тнии	1								
ID 1.21 1.28 0.22 0.30 20.58 6.90 49.19 1.61 0.62 0.88 4.82 4.62 0.43 0.13 ID 1.3 7.20 6.61 0.67 0.27 5.84 2.01 0.57 0.19 1.07 2.26 0.97 0.01 1.20 2.41 5.84 2.01 0.57 0.98 2.41 0.72 5.84 2.01 0.71 1.22 0.91 1.02 1.22 0.29 0.27 0.91 0.71 1.22 0.24 0.72 0.53 0.21 0.72 0.81 0.71 0.72 0.24 0.71 0.72 0.24 0.71 0.72 0.24 0.71 0.72 0.72 0.74 0.71 0.72 0.72 0.74 0.71 0.72 0.74 0.71 0.72 0.74 0.71 0.72 0.74 0.71 0.72 0.71	$IB_2^{1-2}(15)$	0.94	0.62	0.09	0.21	21.75	6.42	39.95	6.17	2.48	1.07	6.35	5.66	0.39	0.49	1.70	1.16	4.85	3.04	
III5 (6) 7.20 6.61 0.67 0.12 5.84 2.01 15.37 3.16 2.73 3.18 2.65 2.69 0.61 III5 (7) 1.70 1.98 1.46 0.57 0.72 5.84 2.61 0.05 0.13 2.99 4.27 0.98 1.0 III5 (11) 1.36 1.00 1.32 0.88 24.16 5.02 31.74 5.74 2.81 1.01 8.71 7.25 0.94 0.71 III5 (11) 1.36 1.00 1.32 0.88 24.16 5.02 31.74 5.74 2.81 1.01 8.71 7.25 0.94 0.71 III5 1.36 0.33 0.24 0.50 5.02 31.74 5.74 2.81 1.01 8.71 7.25 0.94 0.71 III5 1.27 0.31 1.32 1.324 1.32 1.325 1.12 1.12 1.12 1.12 1.12 <th>$IB_{2}^{3}(2)$</th> <th>1.21</th> <th>1.28</th> <th>0.22</th> <th>0.30</th> <th>20.58</th> <th>6.99</th> <th>49.19</th> <th>1.61</th> <th>0.62</th> <th>0.88</th> <th>4.82</th> <th>4.62</th> <th>0.43</th> <th>0.61</th> <th>0.01</th> <th>0.01</th> <th>4.39</th> <th>4.40</th>	$IB_{2}^{3}(2)$	1.21	1.28	0.22	0.30	20.58	6.99	49.19	1.61	0.62	0.88	4.82	4.62	0.43	0.61	0.01	0.01	4.39	4.40	
IIB (6) 1.98 1.46 0.57 0.79 1607 7.22 5.84 2.61 0.05 0.13 2.99 4.27 0.98 1.02 IIB (11) 1.36 1.00 1.32 0.88 24.16 5.02 31.74 5.74 2.81 1.72 3.21 -2 IIB (11) 1.36 1.00 1.32 0.88 24.16 5.02 31.74 5.74 2.81 1.72 3.21 -2 IIB (13) 0.83 0.24 0.59 1.60 1.12 1.36 0.53 1.06 1.32 0.88 2.416 0.57 2.944 5.50 2.98 1.33 0.61 IIA, $^1(6)$ 0.71 0.31 1.07 1.93 1.12 1.364 1.27 1.01 1.16 IIA, $^1(6)$ 0.71 0.71 0.73 1.12 1.12 1.16 1.16	III5 ¹ (3)	7.20	6.61	0.67	0.61	21.47	5.84	20.10	15.37	3.16	2.73	3.18	2.65	2.69	0.61	1.06	1.84	1.68	1.73	
III5 (1) 1.70 2.43 1.05 1.74 21.45 5.01 16.91 10.50 0.41 1.72 3.21 - - III5 (1) 1.36 1.00 1.32 0.88 24.16 5.02 31.74 5.74 2.81 1.07 7.25 0.94 0.71 III5 (13) 0.63 0.83 0.24 0.59 16.06 6.70 25.32 9.44 5.50 2.82 13.36 0.53 0.65 IIIA, ¹⁺³ (6) 0.75 0.39 0.70 1.93 1.12 1.34 0.47 1.35 1.36 0.53 0.65 0.55 0.55 0.55 0.55 0.54 0.57 0.55 0.54 0.55 <th0.55< th=""> 0.55 0.55 <t< th=""><th>$IIB_1^2(6)$</th><td>1.98</td><td>1.46</td><td>0.57</td><td>0.79</td><td>16.07</td><td>7.22</td><td>5.84</td><td>2.61</td><td>0.05</td><td>0.13</td><td>2.99</td><td>4.27</td><td>0.98</td><td>1.04</td><td>0.05</td><td>0.13</td><td>1.24</td><td>1.77</td></t<></th0.55<>	$IIB_1^2(6)$	1.98	1.46	0.57	0.79	16.07	7.22	5.84	2.61	0.05	0.13	2.99	4.27	0.98	1.04	0.05	0.13	1.24	1.77	
IID 1.36 1.00 1.32 0.88 24.16 5.02 31.74 5.74 2.81 1.01 8.71 7.25 0.94 0.71 IID 1.46 0.63 0.83 0.24 0.59 1.60 6.70 25.32 9.44 5.50 2.98 13.36 0.53 0.65 IID 1.46 0.63 0.83 0.24 0.59 16.06 6.70 25.32 9.44 5.50 2.98 13.36 0.53 0.65 IA (4) 0.81 0.75 0.39 1.07 0.95 9.98 4.10 21.33 9.47 1.12 1.14 2.71 2.14 2.73 1.67 1.27 2.14 1.51 8.16 6.17 1.182 2.45 1.01 0.75 0.14 0.75 0.16 0.76 1.83 0.50 0.51 1.15 1.14 1.17 1.17 1.17 1.17 1.12 1.16 1.16 1.25 1.16 1.16	$III5_{1}^{3}(7)$	1.70	2.43	1.05	1.74	21.45	5.01	16.91	10.50	0.47	0.41	1.72	3.21			0.66	0.64	2.02	1.18	
IIIS (13) 2.81 1.45 0.46 0.70 36.79 7.32 25.50 9.22 1.07 0.76 1.89 2.44 0.51 0.53 0.65 IIIA (4) 0.63 0.83 0.24 0.59 16.06 6.70 25.32 9.44 5.50 2.98 2.44 0.51 0.53 0.66 IA, (4) 0.81 0.70 1.93 1.12 13.61 7.92 13.91 7.23 1.67 1.25 1.14 2.01 1.01 IA, (6) 1.15 1.27 2.14 1.51 8.16 6.17 11.82 2.45 2.01 0.70 1.03 0.61 1.05 0.70 1.01 0.73 0.53 0.55 0.14 1.15 0.71 0.73 0.58 3.14 9.47 1.12 1.01 0.73 0.56 0.53 0.56 0.53 0.56 IIA, (5) 0.38 0.39 3.14 2.44 2.45 1.12	$III5_{2}^{1}(11)$	1.36	1.00	1.32	0.88	24.16	5.02	31.74	5.74	2.81	1.01	8.71	7.25	0.94	0.71	2.11	1.23	2.68	1.48	
IIIA ₁ ¹⁻² (6) 0.63 0.83 0.24 0.59 16.06 6.70 25.32 9.44 5.50 2.98 28.29 13.36 0.53 0.66 IA ₁ ¹⁻² (6) 0.81 0.76 1.93 1.12 13.61 7.92 13.91 7.23 1.67 1.25 1.71 2.01 1.15 IA ₁ ² (6) 0.75 0.39 1.07 0.95 9.98 4.10 21.33 9.47 1.12 1.04 21.38 1.226 4.06 1.67 IA ₁ ² (6) 1.15 1.27 2.14 1.51 8.16 6.17 11.82 2.45 11.12 10.44 20.11 0.17 0.75 0.64 1.66 1.67 0.53 0.50 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.53 0.55 0.55 0.55 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51 0.51	$III5_{2}^{2}$ (13)	2.81	1.45	0.46	0.76	36.79	7.32	25.50	9.22	1.07	0.76	1.89	2.44	0.51	0.52	1.23	0.67	2.14	1.18	
Mekoneckaan npogunuur IA ₁ ¹ (4) 0.81 0.93 1.12 1.3.61 7.92 1.67 1.25 17.15 7.14 2.01 1.15 IA ₂ ² (6) 0.75 0.39 1.07 0.95 9.98 4.10 21.33 9.47 1.12 1.04 21.38 12.26 4.06 1.65 IA ₁ ¹ (6) 1.15 1.27 2.14 1.51 8.16 6.17 11.82 2.45 2.21 1.40 57.05 10.17 0.73 0.55 IIA ₁ ² (9) 0.98 0.42 0.68 13.14 9.44 24.55 10.13 0.46 0.44 40.51 0.53 0.55 0.55 0.55 0.54 0.44 IIA ₁ ¹ (7) 1.72 1.89 0.58 0.75 15.21 2.14 1.26 1.25 1.24 0.25 0.54 0.44 IIA ₁ ² (7) 4.19 2.36 1.58	$IIIA_{1}^{1-2}$ (6)	0.63	0.83	0.24	0.59	16.06	6.70	25.32	9.44	5.50	2.98	28.29	13.36	0.53	0.60	1.16	0.68	2.81	1.08	
IA ₁ ¹ (4) 0.81 0.70 1.93 1.12 13.91 7.23 1.67 1.25 17.15 7.14 2.01 1.15 IA ₁ ² (6) 0.75 0.39 1.07 0.95 9.88 4.10 21.33 9.47 1.12 1.04 21.38 12.26 4.06 1.68 IIA ₁ ¹ (6) 1.15 1.27 2.14 1.51 8.16 6.17 11.82 2.45 2.21 1.40 57.05 10.17 0.73 0.50 IIA ₁ ² (9) 0.98 0.942 0.68 13.14 9.44 244.55 10.13 0.46 0.44 40.51 12.01 0.38 0.25 IIA ₁ ² (9) 0.98 0.95 13.22 35.74 8.22 0.55 0.64 9.88 7.19 0.54 0.44 IIA ₁ ² (7) 1.72 1.89 0.58 35.95 13.22 35.74 8.22 0.55 0.64 9.88 7.19 0.54 0.44 IIA ₁ ² (7) <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th>V</th> <th>1еконгс</th> <th>кая про</th> <th>винция</th> <th>1</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th>							V	1еконгс	кая про	винция	1									
IA ₁ ¹ (6) 0.75 0.39 1.07 0.95 9.98 4.10 21.33 9.47 1.12 1.04 21.38 12.26 4.06 1.68 IIA ₁ (6) 1.15 1.27 2.14 1.51 8.16 6.17 11.82 2.45 2.21 1.40 57.05 10.17 0.73 0.56 IIA ₁ (6) 1.15 1.27 2.14 1.51 8.16 6.17 11.82 2.45 12.1 140 57.05 10.17 0.73 0.56 IIA ₁ ² (9) 0.98 0.95 0.51 0.58 35.95 13.22 35.74 8.22 0.46 0.44 40.51 12.01 0.38 0.25 IIA ₁ ² (7) 1.72 1.89 0.58 13.32 35.74 8.22 0.55 0.64 9.88 7.19 0.54 0.47 IIA ₁ ² (7) 4.19 4.36 1.40 1.52 1.41 1.40 24.52 1.56 0.41 0.35 0.46	$IA_{2}^{1}(4)$	0.81	0.70	1.93	1.12	13.61	7.92	13.91	7.23	1.67	1.25	17.15	7.14	2.01	1.15	1.09	1.31	17.34	7.52	
IIA ₁ ¹ (6) 1.15 1.27 2.14 1.51 8.16 6.17 11.82 2.45 2.21 1.40 57.05 10.17 0.73 0.50 IIA ₁ ² (9) 0.98 0.98 0.42 0.68 13.14 9.44 24.55 10.13 0.46 0.44 40.51 12.01 0.38 0.28 IIA ₁ ² (1) 2.08 0.98 0.51 0.58 35.95 13.22 35.74 8.22 0.55 0.64 9.88 7.19 0.36 0.45 IIA ₁ ² (1) 1.72 1.89 0.58 0.55 13.22 35.74 8.22 0.57 0.64 9.88 7.19 0.36 0.45 IIA ₁ ² (7) 1.72 1.89 0.58 0.55 8.46 48.26 8.14 0.87 0.76 1.34 1.34 1.34 IIA ₁ (7) 4.19 4.53 1.56 9.26 1.14 1.46 0.54 0.54 0.19 0.54 0.45 1	$IA_{2}^{2}(6)$	0.75	0.39	1.07	0.95	9.98	4.10	21.33	9.47	1.12	1.04	21.38	12.26	4.06	1.68	1.63	1.55	10.32	3.68	
IIA ₁ ² (9) 0.98 0.42 0.68 13.14 9.44 24.55 10.13 0.46 0.44 40.51 12.01 0.38 0.28 IIA ₁ ⁻² (14) 2.08 2.09 0.51 0.58 35.95 13.22 35.74 8.22 0.55 0.64 9.88 7.19 0.54 0.45 IIA ₁ ⁻² (14) 2.08 0.51 0.58 0.55 13.22 35.74 8.22 0.55 0.64 9.88 7.19 0.54 0.45 IIA ₁ ² (7) 1.72 1.89 0.58 0.75 15.85 8.46 48.26 8.14 0.87 0.76 1.94 1.36 IIA ₁ (7) 4.19 1.66 8.67 4.30 25.06 1.14 1.40 24.92 15.84 0.14 0.25 IIA ₁ (7) 0.97 0.84 0.59 0.54 3.18 20.05 0.64 1.34 1.36 IIA ₁ (7) 1.05 0.94 0.50 1.05 1.071	$IIA_1^1(6)$	1.15	1.27	2.14	1.51	8.16	6.17	11.82	2.45	2.21	1.40	57.05	10.17	0.73	0.50	1.59	1.96	3.29	1.98	
IIA ₁ ¹⁻² (14) 2.08 2.09 0.51 0.58 35.95 13.22 35.74 8.22 0.55 0.64 9.88 7.19 0.54 0.45 IIA ₁ ² (7) 1.72 1.89 0.58 0.75 15.85 8.46 48.26 8.14 0.87 0.76 14.29 6.80 1.94 1.36 IIA ₁ ⁴ (7) 4.19 4.36 1.16 1.49 16.26 9.26 21.61 15.82 1.14 1.40 24.92 15.84 0.14 0.25 IIA ₁ ⁴ (7) 4.19 2.70 1.40 16.66 8.67 4.30 25.06 14.13 0.68 1.61 32.3 0.62 0.93 0.43 0.25 IIA ₁ (5) 0.97 0.84 0.59 0.54 3.43 10.71 28.07 9.23 6.62 1.93 0.62 0.93 0.63 0.94 IIA ₁ (5) 0.97 0.84 3.162 0.54 3.163 1.26 0.93 0.62	$IIA_{1}^{2}(9)$	0.98	0.98	0.42	0.68	13.14	9.44	24.55	10.13	0.46	0.44	40.51	12.01	0.38	0.28	0.30	0.50	9.39	5.46	
IIA ₃ ³ (7) 1.72 1.89 0.58 0.75 15.85 8.46 48.26 8.14 0.87 0.76 14.29 6.80 1.94 1.36 IIA ₃ ¹ (7) 4.19 4.36 1.16 1.49 16.26 9.26 21.61 15.82 1.14 1.40 24.92 15.84 0.14 0.27 IIA ₃ ¹ (5) 0.97 0.84 0.59 1.66 8.67 4.30 25.06 14.13 0.68 1.01 32.08 15.33 0.62 0.94 IIIA ₁ (5) 0.97 0.84 0.59 0.54 33.43 10.71 28.07 9.23 6.29 1.33 13.50 8.39 0.43 0.41 0.25 IIIA ₁ (5) 0.97 0.84 0.59 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.23 8.62 1.05 0.91 IIIA ₁ (5) 1.50 1.25 1.45 0.83 5.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.62 0.95 IIIA ₁ (5) 1.50 1.53 1.65 1.46	IIA_2^{1-2} (14)	2.08	2.09	0.51	0.58	35.95	13.22	35.74	8.22	0.55	0.64	9.88	7.19	0.54	0.45	0.23	0.24	8.30	3.26	
IIA ₃ ¹ (7) 4.19 4.36 1.16 1.49 16.26 9.26 21.61 15.82 1.14 1.40 24.92 15.84 0.14 0.23 IIA ₃ ¹ (16) 4.78 2.70 1.40 1.66 8.67 4.30 25.06 14.13 0.68 1.01 32.08 15.33 0.62 0.96 IIIA ₁ ¹ (5) 0.97 0.84 0.59 0.54 33.43 10.71 28.07 9.23 6.29 1.33 13.50 8.39 0.43 0.41 0.25 0.43 0.43 0.41 0.52 0.43 0.43 0.41 0.52 0.43 0.43 0.41 0.52 0.43 <	$IIA_{2}^{3}(7)$	1.72	1.89	0.58	0.75	15.85	8.46	48.26	8.14	0.87	0.76	14.29	6.80	1.94	1.36	0.51	0.84	6.29	4.28	
IIA ₁ ² (16) 4.78 2.70 1.40 1.66 8.67 4.30 25.06 14.13 0.68 1.01 32.08 15.33 0.62 0.96 IIIA ₁ ⁴ (5) 0.97 0.84 0.59 0.54 33.43 10.71 28.07 9.23 6.29 1.33 13.50 8.39 0.43 0.41 IIIA ₁ ² (11) 1.50 1.25 1.45 0.83 5.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.23 8.62 1.05 0.91 IIIA ₁ ² (11) 1.50 1.25 1.45 0.83 5.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.23 8.62 1.05 0.91 IIIA ₁ ² (11) 1.50 1.25 1.45 0.83 5.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.23 8.62 1.05 0.91 IIIA ₁ ² (11) 3.64 1.51 6.34 2.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 <th>$IIA_{3}^{1}(7)$</th> <th>4.19</th> <th>4.36</th> <th>1.16</th> <th>1.49</th> <th>16.26</th> <th>9.26</th> <th>21.61</th> <th>15.82</th> <th>1.14</th> <th>1.40</th> <th>24.92</th> <th>15.84</th> <th>0.14</th> <th>0.23</th> <th>0.49</th> <th>0.99</th> <th>10.92</th> <th>4.42</th>	$IIA_{3}^{1}(7)$	4.19	4.36	1.16	1.49	16.26	9.26	21.61	15.82	1.14	1.40	24.92	15.84	0.14	0.23	0.49	0.99	10.92	4.42	
IIIA, ¹ (5) 0.97 0.84 0.59 0.54 33.43 10.71 28.07 9.23 6.29 1.35 13.50 8.39 0.43 0.41 IIIA, ² (11) 1.50 1.25 1.45 0.83 5.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.23 8.62 1.05 0.91 IIIA, ² (11) 1.50 1.25 1.45 0.83 5.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.23 8.62 1.05 0.91 IIIA, ² (11) 1.50 1.25 1.45 0.83 5.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.23 8.62 1.05 0.91 IIIA, ² (2) 3.64 1.51 0.83 5.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.23 8.62 1.05 0.91 III, ² (2) 3.64 1.57 23 13.28 1.84 0.46 4.52 2.76 1.12 0.51 <th>IIA_{3}^{2} (16)</th> <th>4.78</th> <th>2.70</th> <th>1.40</th> <th>1.66</th> <th>8.67</th> <th>4.30</th> <th>25.06</th> <th>14.13</th> <th>0.68</th> <th>1.01</th> <th>32.08</th> <th>15.33</th> <th>0.62</th> <th>0.96</th> <th>0.35</th> <th>0.60</th> <th>17.73</th> <th>5.62</th>	IIA_{3}^{2} (16)	4.78	2.70	1.40	1.66	8.67	4.30	25.06	14.13	0.68	1.01	32.08	15.33	0.62	0.96	0.35	0.60	17.73	5.62	
IIIA ² (11) 1.50 1.25 1.45 0.83 5.96 3.18 20.07 6.84 4.21 2.91 30.23 8.62 1.05 0.91 IIIA ² IIIa ¹ <	IIIA ¹ (5)	0.97	0.84	0.59	0.54	33.43	10.71	28.07	9.23	6.29	1.33	13.50	8.39	0.43	0.41	0.56	0.12	9.10	3.93	
Провинция островов Иль де Сандр и Ре (вулканогенно-терригенная) IБ, ¹ (2) 3.64 1.51 6.34 0.19 28.85 4.65 17.23 13.28 1.84 0.46 4.52 2.76 1.12 0.55 TE 2.40 2.66 1.77 2.634 1.77 2.63 1.12 0.55	$IIIA_{1}^{2}(11)$	1.50	1.25	1.45	0.83	5.96	3.18	20.07	6.84	4.21	2.91	30.23	8.62	1.05	0.91	5.18	3.84	6.42	4.41	
IE, (2) 3.64 1.51 6.34 0.19 28.85 4.65 17.23 13.28 1.84 0.46 4.52 2.76 1.12 0.55 IF 2.40 2.50 2.68 8.64 1.77 26.54 11.48 24.64 7.37 27.64 1.021 1.66 0.55				Пpt	прнияс	ато в	0808 M	ть де Са	ндр и F	е (вулк	ногони.	1әш-оні	ннәгпди	(вв						
	$IIS_{1}^{1}(2)$	3.64	1.51	6.34	0.19	28.85	4.65	17.23	13.28	1.84	0.46	4.52	2.76	1.12	0.55	2.36	1.80	3.30	2.61	
1.0 (10) [3.20] 2.00 [0.04] [1.27] [20.24] [11.40 [24.04] [7.07] [2.17] [2.10] [2.00] [0.04] [1.2.21]	$IB_{1}^{2}(10)$	3.20	2.68	8.64	1.27	26.24	11.48	24.54	7.37	2.79	1.42	13.54	12.21	1.06	0.79	3.21	1.14	4.21	3.22	

Глава 5 _____

286

							Cuamch	odu вv	вирни									
IA, (11)	1.14	1.73	0.30	0.73	0.04	0.13	0.03	0.10	0.15	0.25	3.18	5.34	88.35	14.11	0.04	0.13	43.93	29.77
$IIE_{2}^{1}(5)$	0.98	1.20	1.02	1.20			0.17	0.37	1.52	1.85	58.03	6.43	13.86	10.61		1	31.06	15.55
						Аннам	ско-Хай	інаньска	вodu вı	виµни								
$IIS_{2}^{1-2}(15)$	4.12	2.65	2.29	0.64	1.15	0.95	0.29	0.33	8.92	2.77	3.38	2.06	0.87	1.11	0.47	0.28	56.61	6.90
$II5_{2}^{3}(2)$	3.43	1.76	2.15	0.05	0.62	0.88			4.26	0.60	3.78	1.71	3.96	5.00	0.31	0.44	51.13	9.03
$IIE_{1}^{1}(3)$	0.84	1.03	1.70	1.57	0.13	0.23			5.67	2.78	15.33	4.53	13.43	11.84	1.69	1.23	58.07	32.80
$IIB_1^2(6)$	1.10	1.60	2.06	1.73	0.14	0.35	0.08	0.20	1.87	1.74	63.14	13.26	1.86	3.20	1	1	36.91	6.29
$IIE_{1}^{3}(7)$	0.41	0.45	3.21	2.17	0.17	0.21	1.00	1.19	6.13	4.39	39.54	8.77	3.50	6.80	0.06	0.16	39.11	9.24
$IIE_{2}^{1}(11)$	1.76	1.17	6.88	2.05	0.81	0.58	0.29	0.83	6.44	3.15	7.37	4.35	0.52	0.78	0.10	0.18	57.57	6.53
$IIE_{2}^{2}(13)$	0.99	0.75	3.01	1.21	0.59	0.52	0.28	0.45	8.39	5.22	12.82	6.63	1.49	1.87	0.06	0.14	44.48	14.48
$IIIA_{1}^{1-2}$ (6)	3.62	3.26	2.49	1.26	0.80	0.99	0.13	0.21	6.18	2.68	5.48	2.34	0.72	1.09	0.06	0.14	68.07	4.76
						I	Меконгс	ная про	винция									
$IA_{2}^{1}(4)$	4.86	1.36	0.16	0.31	1.56	1.46			0.44	0.63	1.22	2.16	22.26	22.19			61.12	27.79
$IA_{2}^{2}(6)$	3.15	3.76	0.74	1.81	7.81	4.42		Ι	0.31	0.75	9.04	6.18	6.72	11.27	1		72.06	11.71
$IIA_1^1(6)$	2.42	1.36	1.31	1.39	0.92	0.81	0.14	0.22	1.28	2.32	2.99	2.38	2.69	2.01	0.10	0.17	68.06	5.25
IIA_{1}^{2} (9)	1.78	1.00	0.05	0.16	0.95	0.59	0.16	0.46	0.10	0.30	5.53	7.78	1.30	2.22	I		74.50	6.28
IIA_{2}^{1-2} (14)	0.97	0.78			2.15	1.60			I		2.84	4.66	0.27	0.57			58.43	6.72
$IIA_{2}^{3}(7)$	1.81	1.70	I		3.09	2.09	I	-			4.05	4.71	0.74	1.65			66.35	9.77
$IIA_{3}^{1}(7)$	3.63	3.59			10.30	2.54		Ι		I	1.83	3.34	3.43	4.04	1	1	70.44	9.67
$IIA_{3}^{2}(16)$	1.53	1.17	I		3.65	1.76			I	1	1.55	3.31	1.90	2.46	1	1	76.05	4.55
$IIIA_1^1(5)$	0.87	0.72	I		1.83	1.46	I	Ι	I	I	3.19	3.45	1.18	2.39			66.52	7.14
$IIIA_{1}^{2}$ (11)	6.79	2.05	0.48	0.75	1.81	1.48			2.31	2.53	8.27	7.74	3.72	4.33	0.55	0.58	67.88	11.46
			Π_{p}	тнняо.	ия остр	0606 M.	ль де Сі	индр и Р	е (вулк	ногонт	дәш-он	ригенн	(вр					
$II5_{1}^{1}(2)$	1.07	0.01	4.13	2.21	0.01	0.01	18.63	6.68	0.90	1.27	5.36	2.48	0.55	0.75	0.17	0.25	38.07	7.11
$II5_{1}^{2}(10)$	1.89	1.69	1.00	0.92	0.76	0.96	1.52	2.44	2.42	3.70	3.92	4.60	0.91	1.59	0.11	0.23	51.42	9.80

кон, Ар – апатит, Sph – сфен, Тои – турмалин, Ап – анатаз, брукит, рутил, Chl – хлорит, Mt – метаморфические минералы (андалузит, силлиманит, ставролит, дистен), Ol - оливин, Асt - актинолит, Мi - слюды, Ca - карбонаты, NaAm - сумма щелочных амфиболов и пироксенов. Минеральные ассоциации выделены по кластерным диаграммам. Ки – коэффициент устойчивости, х – среднее содержание минералов, за исключением рудных и аутигенных минералов, обломков пород (в %6); с - стандартное отклонение; цифры в скобках - количество анализов в минеральных ассоциациях *Пр и м е ч а н и е*. Индексы минералов: Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Нb – роговая обманка, Ер – эпидот, Gar – гранат, Zi – цир-

Глава 5

287

T		~					0
1	а	0	Л	И	Ш	а	- 2

Характерные группы минералов ассоциаций провинций, выделенные по значению коэффициента концентрирования (Кк>1)

Индексы	Группы минералов				
ассоциаций	труппы минералов				
	Сиамская провинция				
IA	Ca				
II6, ²	Ca-Mi				
Ar	намско-Хайнаньская провинция				
ΙБ ₂ ¹⁻²	Tou-Sph-Gar-Chl-Ep-Act-NaAm				
<u>IБ₂³</u>	Act-Chl-An-Ep-NaAm				
IIE ¹	Ep-Sph-Chl-Mi-Ca-Gar-Act-Ap-Cpx-NaAm				
II6, ²	Cpx-Ap-Chl-Mi				
II6, ³	Cpx-Opx-Chl-Act-Ol-Mi				
IIE ₂ ¹	NaAm-An-Opx-Ap-Ep-Gar-Sph-Act-Chl				
II6 ₂ ²	Hb-Sph-Mi-Ep-Cpx-Chl-Act				
IIIA ¹⁻²	Ep-An-Chl-Zi-Act-Gar				
	Меконгская провинция				
IA ₂ ¹	Sph-Mt-Gar-Zi-Opx-Ca-An-Tou				
IA ₂ ²	Mi-Opx-Ep-Gar-Sph- Zi-Tou-Mt-Ap				
IIA ₁ ¹	Chl-Ap-An-Sph-Gar- Opx-Zi				
IIA ₁ ²	An-Ep-Tou-Zi				
IIA ₂ ¹⁻²	Hb-Cpx-Mt-Tou-Ep				
IIA ₂ ³	Cpx-An-Tou-Zi-Ep-Mt-Ap				
	Ep-Opx-An-Tou-Zi-Cpx-Mt				
IIA ₃ ²	Ap-Ep-Opx-Mt-Cpx-Zi-Tou				
IIIA ₁ ¹	Ep-Tou-Hb-Gar				
IIIA ₁ ²	Opx-Ap-Zi-Gar-An-Sph-NaAm				
Прови	нция вулканов Иль-де-Сандр и о-ва Ре				
IE ₁ ¹	Hb-Gar-Ap-Cpx-Sph-Chl-Opx-Ol				
IB ₁ ²	Act-An-Zi-Ep-Cpx-Gar-Sph-O1-Opx				

Примечание. Индексы минералов см. в табл. 1. Выделенные минералы имеют значения коэффициента концентрирования (Кк) более 2. в субширотном направлении депрессия, представляющая собой реликт палеодолины р. Меконг, затопленной в ходе гляциоэвстатической трансгрессии в позднем плейстоцене–голоцене (*Ку*линич и др., 1989).

Наиболее значительные площади шельфа Сунда занимают минеральные ассоциации (IIA, $^{1-2}$, IIIA, $^{1-2}$), по составу являющиеся промежуточными между наиболее дифференцированными по гидравлической крупности представителями (см. выше). Они содержат в примерно равных количествах амфиболы, эпидот, циркон, однако в целом в них преобладает группа устойчивых минералов (см. табл. 1, 2). Характерной особенностью является относительно повышенный фон содержаний группы метаморфических минералов (андалузита, силлиманита, ставролита, дистена), сфена и граната. Из графика значений дискриминантных функций (рис. 5) следует, что наиболее отчетливое обособление харак-

терно для устойчивых минеральных ассоциаций. Менее эффективно (88–95 %) разделяются ассоциации IIA₂–IIA₃ ввиду довольно близкого их состава.

Сиамская провинция по составу резко отличается от минеральных ассоциаций вьетнамского шельфа (см. рис. 5, врезка; см. табл. 1, 2). Она характеризуется высокой концентрацией аутигенных минералов, и прежде всего сидерита, содержание которого достигает 69.0–99.8 %. Он встречается в виде округлых микроконкреций, имеющих радиально-лучистое и концентрическое строение, и их сростков. Диапазон окраски микроконкреций очень широкий (от бесцветной до темно-бурой) и зависит от количества захваченных в ходе роста минеральных


Рис. 4. Распределение минералов в осадках вьетнамского шельфа и прилегающих районов (по значению коэффициента контрастности – Кс). А: эпидот, хлорит, актинолит: 1 – Кс<1.5; 2 – 1.0<Кс<1.5; 3 – 0.5<Кс<1.0; 4 – -0.5<Кс<0.5: 5 – -1.0<Кс<-0.5; 6 – Кс<-1.0. Б: роговая обманка: 1 – Кс<1.5; 2 – 1.0<Кс<1.5; 3 – 0.0<Кс<1.0; 4 – -1.0<Кс<0.0; 5 – Кс<-1.0. В: группа устойчивых минералов (ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, анатаз, турмалин, гранат, сфен): 1 – Кс<1.5; 2 – 1.0<Кс<1.5; 3 – 0.5<Кс<1.0; 4 – 0.0<Кс<0.5; 5 – -0.5<Кс<0.0; 6 – Кс<-0.5.

Примечание. Кс=(Xi-X)/S, где Xi – истинное содержание минерала в пробе, X – среднее содержание минерала из всей выборки для изученного района (среднебассейновое содержание), S – стандартное отклонение

включений вмещающих осадков и степени окисления. Реже встречаются зерна в форме ромбоэдров со сглаженными краями. Из других аутигенных минералов следует отметить довольно значительное количество гидроксидов железа, на отдельных станциях – микроконкреций пирита и глауконита.

Второй по значимости в составе минеральных ассоциаций является группа устойчивых минералов (циркон, рутил, турмалин) и слюды (см. табл. 1, 2). В случае исключения всех аутигенных минералов они займут ведущее положение в минеральном комплексе провинции. Ассоциация с группой устойчивых минералов (IA₁) тяготеет к прибрежным районам Сиамского залива, а слюдистая (IIБ₁²) – к центральной его части. Относительно повышенный фон содержания устойчивых минералов обусловлен иными причинами, чем в Меконгской провинции. Обломочные минералы в эти районы залива поставляются главным образом малыми реками с небольшим эрозионным врезом, дренирующими отроги Кардамоновых гор и прилегающие равнины, где широко развиты покровные отложения и коры выветривания (*Сухорукова, Ковалева, 1988; Шлыков, Нгуен Тхань, 1982*).

Провинция вулканов Иль-де-Сандр и о-ва Ре распространена на внешнем шельфе Вьетнама (см. рис. 2). Вследствие специфического состава вулканокласти-



Рис. 5. Графики значений 1-й и 2-й дискриминантных функций минеральных ассоциаций Меконгской провинции и в целом провинций южной части вьет-

намского шельфа (врезка в верхнем левом углу). Ассоциации Меконгской провинции: $1 - IA_2^{-1} - IA_2^{-2}$; 2 – $IIA_{1}^{1}-IIA_{2}^{2}; 3 - IIA_{2}^{1}-IIA_{2}^{2}-IIA_{3}^{3}; 4 - IIA_{2}^{1}-IIA_{2}^{2}; 5 - II-$ IA₁¹-IIIA₁². Уравнения линейных дискриминантных функций: df, = 1.873 Cpx+1.769 Opx+1.788 Hb+1.783 Ep+1.006 Gar+1.812 Zi+1.521 Ap+1.408 Sph+1.747 Tou+1.7 An + 2.099 Chl+1.843 Mt+2.026 Act+1.762 Mi+1.767 Ca-176.75; df_=-0.375 Cpx-0.514 Opx-0.404 Hb-0.417 Ep-0.32 Gar-0.382 Zi-0.632 Ap-0.567 Sph-0.451 Tou-0.47 An+0.115 Chl-0.632 Mt-0.444 Act-0.365 Мі-0.48 Са+40.4236. Ассоциации провинций южной части вьетнамского шельфа (врезка): А-В – Сиамской: $A - IA_1$; $B - IIB_1^2$; C - Меконгской; D - вулканов Иль-де-Сандр. Уравнения линейных дискриминантных функций: df, = 0.49 Cpx+0.78 Opx+0.517 Hb+0.522 Ep+0.592 Gar+0.517 Zi+0.546 Ap+0.635 Sph+0.532 Tou+0.454 An+0.672 Chl+0.559 Mt+0.541 Ol+0.508 Act+0.498 Mi+0.355 Ca-50.6283 df2 = -0.059 Cpx-0.716 Opx-0.133 Hb-0.141 Ep-0.172 Gar-0.102 Zi-0.37Ap-0.271 Sph-0.107 Tou-0.15 An+0.411 Chl-0.161 Mt-0.365 O1-0.297 Act+0.017 Mi-0.159 Ca+13.1983

ческого материала, чуждого осадкам данного региона, она хорошо отделяется от ассоциаций окружающих участков дна (см. рис. 5, врезка). Пространственно провинция разобщена. Наиболее крупное поле, расположенное между островами Катуик и Тху (Фу-Куй), в общих чертах совпадает с вулканической зоной, в которую входит группа подводных вулканов Ильде-Сандр и Ветеран (Бондаренко, Надежный, 1985; Горшков, 1981; Гущенко, 1979). Поле значительно меньших размеров выделено в 600 км севернее и приурочено к о-ву Ре вулканического происхождения (*Острова...*, 1993).

Минеральные ассоциации данной провинции (IБ₁¹-IБ₁²) относятся к смешанным вулканогенно-терригенным. Объединяющими признаками для них являются повышенные концентрации клинопироксенов (Кк=2.1-2.4), op-(Кк=7.0–9.5) топироксенов И особенно оливина (Кк=4.6-56.5). Максимальное содержание оливина (до 23.4 %) отмечено в мелкозернистых туффитовых псаммитах в районе юго-западного вулканического конуса группы вулканов Иль-де-Сандр. На других участках, где в осадках содержится примесь вулканокластического материала (до 43.0 %), количество оливина не превышает 10 %. На удалении всего 2-3 км от центров извержений содержание вулканокластики в осадках резко снижается до единичных знаков или полного исчезновения. Вулканокластика в осадках представлена свежим пузырчатым стеклом основного

состава, часто с вкрапленниками идиоморфных кристаллов оливина, реже – клинопироксенов, а непосредственно у центров извержений – шлакоподобными обломками базальтов (*Марков, 1993*).

Комплекс терригенных обломочных минералов и их количество в рассматриваемых ассоциациях близки по составу ассоциациям прилегающих участков шельфа (IIA₂²⁻³) (см. табл. 1, 2).

Закономерности формирования минеральных ассоциаций осадков

С целью выявления общих, характерных для всего региона в целом, закономерностей изменчивости в распределении минералов и установления причин, вызывающих эту изменчивость, была применена Q-модификация факторного анализа. Пробы с максимальными факторными нагрузками по каждому из факторов были приняты в качестве эталонов. Минеральный состав этих проб наиболее полно отражает те процессы, которые привели к формированию совокупности объектов (станций) (*Йереског и др., 1980; McManus et al., 1977; Wang, Liang., 1982*).

Результаты исследований показали, что 95.8 % всей изменчивости в распределении минералов можно объяснить четырьмя факторами. При этом значительная доля общей дисперсии приходится на первые два фактора с вкладом 43.0 и 28.6 % соответственно.

Максимальные значения факторных нагрузок первого фактора отмечаются на станциях B1/31 и B38-28 (см. рис. 1), минеральные ассоциации которых характеризуются преимущественно роговообманково-эпидотовым составом. Изолинии высоких значений факторных нагрузок данного фактора (более 0.7) оконтуривают практически весь вьетнамский шельф (за исключением южных и юго-восточных районов) и материковый склон, в общих чертах совпадая с распространением ассоциаций Аннамско-Хайнаньской провинции. Область современного осаждения тонкой взвеси (конуса выноса рек Красной, Меконг, подножье материкового склона), а также северо-западная часть шельфа Сунда, где широко развиты реликтовые осадки, характеризуются низкими значениями факторных нагрузок.

Минеральные ассоциации, объединяемые по этому фактору, отражают главным образом влияние источников поступления обломочного вещества, среди которых доминируют палеозойско-докембрийские метаморфические породы Контумского выступа (гнейсы, кварциты, амфиболиты, кристаллические и слюдистые сланцы, известняки и др.) и породы Аннамитского мезозойского складчатого пояса. Причем на минеральный облик осадков северо-восточной части вьетнамского шельфа (относительно повышенный фон содержания эпидота, актинолита, хлорита) существенное влияние оказал, вероятно, комплекс основания Аннамитского складчатого пояса, представленный слабометаморфизованными осадочными, реже вулканогенными породами палеозойского и более древнего возраста (*Кудрявцев и др., 1969; Тектоника..., 1966*). Одним из важных источников поступления роговых обманок в осадки являются разновозрастные интрузии гранитоидов, крупные массивы которых эродируются в пределах Контумского выступа и о-ва Хайнань. Не исключено, что повышенный фон их содержания, прослеживающийГлава 5

ся вдоль всего внешнего шельфа и материкового склона (см. рис. 4, Б) своим происхождением в значительной мере обязан Хайнаньскому гранитному плутону.

Для станций, объединяемых по второму фактору, свойственно высокое содержание группы устойчивых минералов, главным образом циркона и турмалина. Наиболее характерными являются минеральные спектры станций 8331 и В1/26. Изолинии высоких значений факторных нагрузок (более 0.5) оконтуривают поле, занимающее практически весь широкий шельф южнее 11° с. ш., которое в целом соответствует распространению минеральных ассоциаций Меконгской провинции (см. рис. 2). Меньшее по площади поле отмечается на внешнем шельфе к северу от о-ва Ре в пределах Аннамско-Хайнаньской провинции. Максимальные же значения факторных нагрузок (более 0.8) располагаются в виде вытянутых вдоль изобат изолированных полос и пятен, пространственно совпадающих с положением древних береговых линий голоцен-позднеплейстоценового возраста, выявленных в этом регионе (Кулинич и др., 1989; Марков, Николаева, 1989). Такое распределение высоких значений факторных нагрузок не случайно. Оно, с одной стороны, отражает интенсивность современных гидродинамических процессов, а с другой – фиксирует реликты древних аккумулятивных форм, образовавшихся в высокоэнергетической зоне волнового воздействия при низких уровнях моря в плейстоцене-голоцене и подвергшихся впоследствии длительному процессу перемыва.

Резко противоположная по свойствам минеральная ассоциация выделяется по третьему фактору (вклад в дисперсию 12.4 %). Типичными ее представителями являются минералогические спектры станций B38-16 и B38-18. В ее составе преобладают минералы с наибольшей миграционной способностью (преимущественно слюды). Они фиксируют области со спокойным гидродинамическим режимом, в которых происходит осаждение наиболее тонкой взвеси. Причем здесь же отмечаются высокие скорости осадконакопления. Общая картина распределения подобных областей в привьетнамских районах Южно-Китайского моря принципиально не отличается от выявленных ранее в Японском и Восточно-Китайском морях. Они представляют собой конусы выноса крупных рек в пределах шельфа, а также подножия склонов с прилегающими участками глубоководных котловин (Деркачев, 1996; Деркачев и др., 1993; Derkachev, Nikolaeva, 1995; Marine..., 1990; Wang, Liang, 1982; You et al., 1983).

По четвертому фактору (вклад в дисперсию 11.8 %) выделяются ассоциации с высоким содержанием сидерита. Эти ассоциации распространены в основном в пределах Сиамской провинции. Наиболее характерными являются минеральные спектры станций 87/19 и 87/26. Размыв в пределах прилегающей суши мощных кор выветривания приводит к поступлению в осадки Сиамского залива большого количества железа, что способствует формированию микроконкреций сидерита и гидроксидов железа. Отдельные станции с относительно повышенными значениями факторных нагрузок данного фактора (0.2–0.4, редко – 0.5–0.6) встречаются на прилегающем к дельте р. Меконг шельфе и материковом склоне, но из-за ограниченного количества имеющегося у нас материала выявить здесь какую-то закономерность в распределении сидерита нам не удалось.

Дополнительную информацию о закономерностях формирования минерального состава осадков дает исследование парагенетических ассоциаций минералов, основанное на методах корреляционного и R-модификации факторного анализов. Были изучены две выборки, включающие минеральные ассоциации Аннамско-Хайнаньской и Меконгской (совместно с Иль-де-Сандр) провинций.

Так, в Аннамско-Хайнаньской провинции наиболее значимыми являются следующие парагенетические ассоциации минералов: ильменит (лейкоксен)–цир-кон-гранат–анатаз (рутил); актинолит–роговая обманка с примыкающими к ним эпидотом и хлоритом; анатаз-метаморфические минералы–турмалин–эпидот; апатит–клинопироксен–карбонат; слюды; гранат–сфен и тяготеющий к ним эпидот; хлорит–ортопироксен–оливин (рис. 6, А).

Судя по структуре корреляционных связей и минеральным парагенезам, выделенным на основе ведущих факторов, на графике нагрузок, построенном в плоскости двух ведущих факторов (см. рис. 6,А), прослеживается относительное обособление наиболее тяжелых и устойчивых минералов (ильменита, лейкоксена, циркона, граната, анатаза). Данный минеральный парагенез имеет ограниченное распространение; он встречен в осадках внешнего шельфа к северу от о-ва Ре на глубинах 70–110 м и пространственно совпадает с полем развития ассоциаций IIA₁²–IIIA₁¹⁻² (см. рис. 2). Менее отчетливо этот парагенез выражен в южной части провинции (южнее залива Кам Рань).





Рис. 6. Ассоциации тяжелых минералов в плоскости ведущих факторов. Провинции: А – Аннамско-Хайнаньская, Б – Меконгская и Иль-де-Сандр. Корреляционные связи: 1 – сильные, 2 – умеренные, 3 – слабые, 4 – контуры парагенезов минералов с учетом факторных нагрузок по 5 ведущим факторам. Индексы минералов см. в табл. 1. N – количество анализов, г – значимый коэффициент корреляции при 95 % -ном уровне значимости

Глава 5

Устойчивую отрицательную корреляционную связь он имеет с минералами с меньшей плотностью и большей миграционной способностью (слюдами, эпидотом, актинолитом, хлоритом, роговой обманкой). При этом наиболее подвижные из них (группа слюд) образуют самостоятельный парагенез, приуроченный к осадкам конуса выноса р. Красной и подножию материкового склона. Однако следует отметить, что глубокой дифференциации минералов по гидравлической крупности в осадках провинции не произошло. Об этом можно судить по сохранившимся парагенезам минералов, свойственных гранитно-метаморфическим породам региона, а также по наличию слабых положительных корреляционных связей ильменита (лейкоксена), циркона, граната с промежуточными по физико-механическим свойствам минералами (см. рис. 6, А).

Исследование корреляционных связей минералов с глубиной моря позволило установить приуроченность некоторых из них к береговым питающим провинциям. Отмечается уменьшение с глубиной количества темных рудных минералов, эпидота, анатаза, группы метаморфических минералов, актинолита. Менее отчетливо эта тенденция проявляется для граната, циркона, сфена, турмалина. Положительная связь с глубиной характерна для пироксенов, оливина, апатита, карбонатов, роговых обманок и слюд.

Примесь вулканокластики в осадках провинции прослеживается по парагенезу хлорит–ортопироксен–оливин. Однако доля его в осадках весьма незначительна: он отмечается на станциях в районе о-ва Ре, где известны проявления вулканической деятельности в позднем плейстоцене-голоцене (*Острова..., 1993*). Разнос вулканокластики трассируется на расстояние до 200 км к югу от острова по единичным находкам идиоморфных зерен оливина в «рубашке» из бурого вулканического стекла.

В структуре корреляционных связей и парагенезах минералов осадков широкого шельфа Вьетнама, прилегающего к дельте р. Меконг (провинции Меконгская и Иль-де-Сандр), отмечаются элементы как сходства, так и различия по сравнению с Аннамско-Хайнаньской провинцией. Одной из отличительных особенностей является четко выраженный парагенез хлорит-ортопироксен-оливин, который резко обособляется и выделяется по первому фактору (рис. 6,Б). Наиболее ярко он выражен в районе вулканической группы Иль-де-Сандр, являющейся основным поставщиком вулканокластики в этом районе. Одно из последних извержений вулкана наблюдалось в 1923 г. (Бондаренко, Надежный, 1985; Гущенко, 1979). Разнос оливина прослежен в юго-западном направлении на расстояние более 150 км, хотя и встречается он здесь в виде единичных зерен. Рассматриваемый парагенез не однороден, в нем может отсутствовать (или содержаться лишь в единичных знаках) оливин (ассоциации IБ¹₁–IБ²₁, см. табл. 1, 2), но объединяющим признаком для него является повышенный фон содержания пироксенов. Ассоциация подобного типа встречается также в устье р. Сайгон, куда пироксены поставляются из четвертичных базальтов, покровы которых широко распространены в пределах водосбора (Кудрявцев и др., 1969; Тектоника..., 1966).

Глубина минералогической дифференциации обломочного материала на рассматриваемом участке выражена значительно сильнее, чем в северных районах

вьетнамского шельфа. Об этом можно судить по резкому разобщению минералов с различной гидродинамической устойчивостью (фактор II, см. рис. 6, Б). Эпидот и роговая обманка, основные компоненты минеральных ассоциаций региона, противопоставляются остальным минералам. Для них характерна положительная корреляционная связь с глубиной моря; по мере уменьшения гидродинамической активности придонных вод их содержание в осадках внешнего шельфа увеличивается (см. область развития ассоциации IIA,¹⁻³, см. рис. 2). Небольшие максимумы отмечаются в приустьевой зоне р. Меконг на участках интенсивного осаждения выносимой взвеси (см. рис. 4,Б). В группе устойчивых минералов также наблюдается обособление минералов в зависимости от их плотности. Так, хорошо прослеживается парагенез наиболее гидродинамически устойчивых минералов – циркона и темных рудных (к которым примыкает и рутил), имеющих отрицательные корреляционные связи с глубиной моря. Максимально данный парагенез проявляется на глубинах 20-30 м и приурочен к отложениям прибрежных фаций (вероятно, раннеголоценового возраста), подвергшихся интенсивному перемыву под действием штормового волнения и приливно-отливных течений. На больших глубинах, среди аналогичных по фациальной природе отложений древних береговых уровней, этот парагенез выражен в меньшей степени. О глубине процессов дифференциации минералов по гидравлической крупности свидетельствует также поведение в осадках минералов с промежуточной гидродинамической устойчивостью, прежде всего граната. В отличие от северных районов шельфа, где гранат входит в устойчивую ассоциацию совместно с темными рудными минералами, цирконом и рутилом (см. рис. 6,А), здесь он образует самостоятельный парагенез со слабыми корреляционными связями со сфеном и анатазом (см. рис. 6, Б). Пространственно он примыкает к периферийным участкам (с некоторым сдвигом на большие глубины) распространения наиболее устойчивой минеральной ассоциации, тем самым оттеняя интенсивность процессов минералогической сепарации.

Выводы

Проведенный анализ распределения минеральных ассоциаций в осадках вьетнамского шельфа и прилегающих глубоководных участков Южно-Китайского моря позволил выявить основные черты их формирования.

Учитывая высокое содержание в составе минеральных комплексов морских осадков неустойчивых минералов, можно достаточно уверенно сказать, что влияние климатического фактора на образование минеральных ассоциаций данного региона хотя и заметно, но не является определяющим. И это несмотря на то, что в пределах водосборного бассейна в условиях влажного тропического климата в результате процессов хемогенного выветривания коренных пород формируются мощные коры выветривания и покровные отложения, минеральные комплексы которых представлены весьма устойчивыми компонентами (*Ocmpoвa..., 1993; Сухорукова, Ковалева, 1988; Шлыков, Нгуен Тхань, 1982*). Одной из предпосылок, способствующих обогащению шельфовых осадков неустойчивыми минералами, можно считать влияние абразионных процессов, как современных, так и Глава 5

протекавших в больших масштабах при гляциоэвстатических трансгрессиях моря в плейстоцене–голоцене, в ходе которых размыву подверглись не только коры выветривания, но и значительные массивы неизмененных пород. Определенные коррективы, вероятно, вносят крупные транзитные реки (Красная, Меконг), дренирующие в верховьях горные сооружения с сильным эрозионным врезом, превышающим мощность кор выветривания. О значительном выносе реками неустойчивых минералов можно судить по взвеси, в минеральном составе которой преобладают амфиболы и эпидот, а также повышенному фону содержаний этих минералов и слюд в осадках, прилегающих к устью реки. В то же время в осадках, области сноса которых дренируются речными системами с небольшим эрозионным врезом в мощные коры выветривания, роль климатического фактора в формировании минерального состава усиливается. Здесь образуются устойчивые минеральные ассоциации без заметных признаков их гидродинамической переработки в морских условиях. Примером могут служить минеральные ассоциации северо-восточной части Сиамского залива.

В минеральных ассоциациях осадков изученного района отмечается относительно повышенный фон содержания устойчивых минералов. Причем здесь «вызревание» минеральных ассоциаций в процессе дифференциации обломочного вещества по гидравлической крупности заходит значительно дальше, чем в бассейнах умеренного пояса, что в какой-то мере предопределено подготовкой вещества на прилегающей суше, т.е. климатическим фактором.

Большее значение, чем климатический фактор, в формировании минерального состава осадков оказывают гидродинамические процессы, протекающие в самом бассейне осадконакопления. Минералогическая дифференциация обломочного вещества по гидравлической крупности характерна для осадков всего вьетнамского шельфа, причем более интенсивно она выражена в осадках северо-западной части шельфа Сунда, примыкающей к дельте р. Меконг. Характер распределения минералов здесь зависит не только от действия современного волнения и приливно-отливных течений, но в значительной мере предопределен эволюцией осадконакопления в ходе гляциоэвстатических колебаний уровня моря в позднем плейстоцене–голоцене (особенно в эпохи стабилизации уровня моря), когда сформировались прибрежно-морские отложения, близкие по составу современным осадкам волнового поля. Реликты последних выявлены на многих участках шельфа.

В целом рассмотренные выше закономерности в распределении минералов с различной гидравлической крупностью в осадках изученного региона, отраженные в факторных ассоциациях, прослеживаются для многих участков широких шельфов окраинных морей (Деркачев, 1996; Деркачев и др., 1993; Формации..., 1981; Wang, Liang, 1982).

Благодарности. Авторы выражают признательность организаторам и руководителям экспедиций со стороны ТОИ ДВНЦ АН СССР (ДВО РАН) и Национального центра научных исследований Вьетнама (НЦНИ СРВ – ИО ВАНТ) за предоставленную возможность проведения исследований донных осадков в экономической зоне Вьетнама, а также О.В. Дудареву и В.П. Нечаеву – за переданные результаты по взвеси седиментационных ловушек из устьевой зоны р. Меконг; Ю.Д. Маркову и А.И. Боцулу – за предоставленные пробы осадков южной части вьетнамского шельфа; И.В. Уткину – за помощь в проведении модернизации программ статистической обработки материалов на IBM PC.

5.3. АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ОСАДКАХ ВЬЕТНАМСКОГО ШЕЛЬФА

Н.В. Астахова, А.С. Астахов

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

Юго-западная часть Южно-Китайского моря представляет значительный интерес для исследователей. В этом районе наблюдаются современные проявления подводного вулканизма вблизи островов Тху-Катуик (Cù lao Thu). Изучение многочисленных подводных вулканов показало, что, по-видимому, все они являются моногенными одноактными вулканами, образующими своеобразную ареальную зону (Горшков, 1981). Район характеризуется аномально высокими значениями теплового потока (Ke Ru, Pigott, 1986), а также аномальными содержаниями ме-

Рис. 1. Карта района исследований с элементами тектонического строения (Кулинич, Обжиров, 1985). 1 – станции с повышенным содержаниаутигенных сульфидов ем (а) и карбонатов (б) в донных осадках; 2-4 – основные тектонические структуры: 2 - Периферийный вал (Гнибиденко, 1979) 3 – котловина Южно-Китайского моря, 4 рифтогенная впадина Западная Натуна; 5 – ареальная вулканическая зона Тху-Катуик (Горшков, 1981)



297

Глава 5

тана, водорода, углекислого газа в придонной воде (Обжиров и др., 1985). Выявленные аномалии приурочены к тектонически активной зоне Периферийного вала (Гнибиденко, 1979) (рис. 1). Эта структура представляет собой тектоно-магматический шов, заложенный на стыке относительно стабильной плиты Сунда с новообразованной котловиной Южно-Китайского моря (Кулинич, Обжиров, 1985). В четвертичных осадках этого района выявлено аутигенное минералообразование карбонатов и сульфидов железа.

Аутигенные карбонаты

В осадках Южно-Китайского моря карбонатные новообразования встречаются довольно часто. Они широко распространены в зоне мелководья, образуя так называемые бич-роки, состоящие в основном из обломков раковин, кораллов, с незначительной примесью кварца, сцементированных кристаллическим кальцитом или арагонитом (*Короткий и др., 1993*). Нами же были изучены карбонаты из осадков залива Бакбо и впадины Западная Натуна (*Астахова и др., 1996; Астахова, Сорочинская, 1999*).

В заливе Бакбо аутигенные карбонаты обнаружены в двух колонках, поднятых с глубин 23–81 м. Они встречаются в интервалах 0–20 см колонки 8771 (глубина отбора 81 м) и 26–54 см колонки 8785 (глубина отбора 23 м) в прибрежно-морских голоценовых отложениях, представленных уплотненными алевритовыми пелитами с большим количеством растительных остатков. По внешнему виду это стяжения округлой, уплощенной или неправильной формы белого, серого или светло-коричневого цвета. Максимальный размер 7×5×2 см. Образованы они пелитоморфным или мелкокристаллическим кальцитом, цементирующим терригенный осадок. Во внутренних частях некоторых стяжений выделяются прослои твердого белого и сероватого известняка (табл. 1). В этих же образцах по плоскостям напластования и в многочисленных трещинах встречаются щетки прозрачных или белых кристаллов кальцита.

В районе впадины Западная Натуна карбонатные образования были обнаружены в двух колонках донных осадков (ст. 8935, глубина отбора 115 см; ст. 8937,

Таблица 1

Станция	Широта	Долгота	Глубина, м	Интервал, см	Возраст осадка	MgO	CaO	CO ₂	Н. о.	δ ¹⁸ O, %00 smow	δ ¹³ C, ‰ Pdb
8785	15°55,7	108°30,8	23	30–60	Q _{IV}	0,79	53,78	43,04	2,39	+24,2	-6,5
8937	09°07,1	109°08,5	230	170–195	Q _{III}	3,61	41,54	36,51	18,34	+31,2	-26,0
8935	09°19,8	108°56,6	115	40-50	Q _{III}	3,08	15,11	15,21	66,60	+29,9	-39,7

Химический и изотопный состав аутигенных карбонатов

Примечание. Определение карбонатной составляющей в изученных образцах было сделано объемным «баритовым» методом по стандартной методике.

глубина отбора 230 м) (см. рис. 1). На этих станциях в придонной воде зафиксированы высокие аномалии метана: 10 – 150×10⁻⁴ мл/л при фоновом его содержании 0,7 – 0,8×10⁻⁴ мл/л. Осадки на обеих станциях позднеплейстоценового возраста и представлены чередованием песчаных и мелкозернистых заиленных прослоев. В колонке 8935 они имеют мощность 20–40 см. Граница между ними выражена весьма отчетливо. В песчаных прослоях содержится до 40 % целой и битой ракушки. В колонке 8937 слои имеют большую мощность, границы между ними постепенные, и наиболее тонкозернистыми разностями являются алевриты пелитовые.

Карбонатные конкреции встречены в песчаных слоях в интервале 40–60 см колонки 8935 и 80–200 см колонки 8937. Выше этих интервалов залегают тонкозернистые горизонты, слабопроницаемые для газов и поровых вод.

В верхней части колонки 8935 карбонатом цементируется донный осадок, представленный терригенными минералами и обломками пород с примесью органических остатков: фораминифер, двустворчатых моллюсков и т. д. В результате получились слаболитифицированные, слегка ожелезненные корки неправильной формы с максимальным размером до 5 см, с многочисленными ямками и выростами. Часть поверхности некоторых образцов покрыта органической коркой, напоминающей бактериальные маты. Ниже по разрезу, в интервале 25–30 см, появляются карбонатные образования типа инкреций, которые имеют цилиндрическую форму с полой серединой, заполненной грубозернистым песчаником, сцементированным карбонатом. Длина их до 3 см при диаметре 0,9 см.

В нижней части колонки, в интервале 40–50 см, обнаружено плотное плоское (толщина до 0,5 см) стяжение серого цвета, округлой формы, около 3 см в диаметре, с неровной поверхностью. Оно образовано мелкокристаллическим карбонатом, цементирующим терригенные зерна.

На ст. 8937 карбонатные новообразования встречаются в нижней части колонки в виде стяжений разной формы, чаще уплощенных, слегка округлых. В интервале 80–115 см матриксом является грубозернистый осадок с большой примесью органических остатков. Вниз по разрезу количество органики значительно уменьшается, а терригенный материал становится средне-мелкозернистым с примесью алевролита. По химическому составу карбонаты обеих станций можно отнести к магнезиальным кальцитам (см. табл. 1).

Для выявления условий образования аутигенных карбонатов был изучен изотопный состав кислорода и углерода отобранных образцов (анализ выполнили С.А. Горбаренко, ТОИ ДВНЦ АН СССР, А.В. Игнатьев, ДВГИ ДВНЦ АН СССР). Анализ проводился на отечественном масс-спектрометре МИ-1201 по стандартной методике (Игнатьев и др., 1979). Углекислый газ из образцов был выделен при помощи 99 %-ной ортофосфорной кислоты при температуре 50° С в течение 3 часов.

Изотопный состав кислорода (δ^{18} O) изученных карбонатов варьирует от +24.2‰ в заливе Бакбо до +31.2‰ во впадине Западная Натуна (см. табл. 1). Это может быть связано как с разной температурой их образования, так и с место-

нахождением. В заливе Бакбо карбонаты формируются в прибрежной зоне, где происходит смешивание пресных континентальных и соленых морских вод, что приводит к обогащению воды легким кислородом.

Изотопный состав углерода карбонатов залива Бакбо δ^{13} С составляет -6.5 ‰. При диагенетических процессах углекислота, образующаяся при бактериальном разложении органического вещества в осадке, имеет изотопный состав от -20 до -25 ‰ (Галимов, 1968). В дальнейшем значение δ^{13} С углекислоты может только увеличиваться за счет ее смешения с неорганическим растворенным углеродом (от -2 до +2 ‰) иловых вод. Таким образом, образование этих карбонатов произо-шло в результате диагенеза осадков. Карбонаты такого типа встречаются преимущественно в шельфовых отложениях, богатых органическими остатками.

Изотопный состав углерода карбонатов во впадине Западная Натуна δ^{13} С варьирует от -26 до -39.7 ‰ (PDB). Образование этих карбонатов связано с микробиальным окислением биогенного и/или термогенного метана, просачивающегося сквозь толщу донных осадков. Карбонаты этого типа обнаружены в зонах газовых аномалий на склонах островов Сахалин и Парамушир, в осадках впадины Дерюгина, Восточно-Корейского залива и прослеживаются по всей осадочной толще, независимо от возраста осадков. Исходя из условий залегания и морфологических особенностей можно предположить, что образование карбонатов в условиях интенсивного поступления углеводородных газов происходит очень быстро. Поэтому наличие большого количества аутигенных карбонатов в верхних частях донных осадков с большой вероятностью указывает на существование газовых выходов в этом районе, т.е. может служить поисковым признаком нефтегазоносных площадей на морском дне.

Аутигенные сульфиды

Сульфидные конкреции были обнаружены в колонке донных осадков (см. рис. 1, ст. 8758) в интервале 90–510 см. Несколько севернее ее при эхолотном промере выявлена конусовидная подводная возвышенность со звукорассеивающей



Рис. 2. Эхолотный профиль меду станциями 8757 и 8758 (местоположение см. на рис. 1)

аномалией над ее вершиной (рис. 2) (Астахова, Астахов, 1990).

Верхние 45 см осадка колонки представлены полужидким и слабоуплотненным светло-серым пелитом голоценового возраста с содержанием фораминифер до 5–15 %. Ниже, по всей длине колонки, залегают более плотные микрослоистые пелиты позднеплейстоценового возраста. Слоистость в них обусловлена чередованием слойков и линз мощностью 2–4 мм голубовато-серого и более темного, зеленовато-серого, цвета.

Песчано-алевритовые фракции этих осадков представлены аутисульфидами генными железа с незначительной примесью (1-3 %) минератерригенных лов: кварца, слюды, полевых шпатов. Отмечается большое количество раковин фораминифер, значительно меньше спикул губок и других органических остатков. Сульфиды образуют многочисленные сростки в виде палочек, комочков неправильной формы, заполняют ка-



Рис. 3. Сульфидные конкреции из осадков шельфа Южно-Китайского моря (ст. 8758). Ув. 3. Пояснения см. в тексте

меры фораминифер, нарастают на раковины, цементируют их. Встречаются как магнитные, так и немагнитные сульфиды, а также их сростки. Цвет немагнитных сульфидов желтый и серый, магнитных – преимущественно темно-серый, почти черный. Обнаруженные сульфидные конкреции имеют сравнительно большие размеры, что вообще нехарактерно для аутигенных сульфидов. Почти все они неправильной формы, неслоистые (рис. 3). По данным рентгеноструктурного анализа они подразделяются на пиритовые и пирит-пирротиновые (обр. 3).

Самое крупное стяжение пирита по форме напоминает листок (см. рис. 3, обр. 1). Размеры его 3×2 см при толщине менее 1 мм. Стяжение хрупкое, легко ломается, поверхность его неровная, ямчатая. При большом увеличении на экране сканирующего электронного микроскопа хорошо видна колломорфная структура основной массы с хорошо сформировавшимися глобулями разного размера (рис. 4, *a*).

Наиболее правильную форму имеет шаровидная конкреция диаметром 1 см (см. рис. 3, обр. 2), очень плотная, твердая, образованная также пиритом. Цвет ее темно-серый, на поверхности слегка коричневатый за счет гидроокислов железа. Структура колломорфная, и лишь при увеличении более 10 000 раз видны отдельные редкие гнезда октаэдрических кристаллов (рис. 4, δ).

Конкреция неправильной формы с максимальными размерами $1 \times 0.6 \times 0.4$ см (см. рис. 3, обр. 3), с глубокими ямками и тонкими, лезвиевидными выступающими ребрами образована пирротином и пиритом. На экране сканирующего электронного микроскопа хорошо видно распределение в конкреции этих минералов (рис. 4, e).

Скрытокристаллический пирротин образует центральную часть конкреции, фрамбоидальный пирит – внешнюю часть, а также выполняет полости в пирроти-



Рис. 4. Микроструктуры конкреций сульфидов из четвертичных осадков юго-западной части Южно-Китайского моря:

а – отдельные глобули на фоне основной колломорфной массы, пирит, обр. 1, x2000; б – колломорфная структура пирита, обр. 2, х1300, в – граница между скрытокристаллическим пирротином и фрамбоидальным пиритом, обр. 3, х1800; г фрамбоидальный пирит, обр. 3, х2700 ∂ – фрамбоидальный пирит, обр. 4, x700; *е* – октаэдрический пирит, цементирующий осадок, x1800; *ж* октаэдрический пирит в раковине фораминиферы, х6500; з – октаэдрические кристаллы пирита, погруженные в мелкокристаллическую массу; поверхность агрегатов покрыта, вероятно, аморфной пленкой, ст. 8388, x2000

не. Это указывает на то, что он образовался позже пирротина. Фрамбоиды пирита представляют собой агрегаты с плотной упаковкой одноразмерных октаэдрических кристаллов (рис. 4, *г*).

Сульфидная «палочка» (см. рис. 3, обр. 4) является агрегатом идеальных фрамбоидов с плотной упаковкой одноразмерных пентагон-додекаэдрических кристаллов (рис. 4, *д*). Фрамбоидальный пирит такого типа часто встречается в донных осадках.

Изучение более мелких образований при помощи сканирующего электронного микроскопа позволило выявить и другие формы кристаллов пирита. Помимо уже описанных фрамбоидов встречаются хорошо ограненные октаэдрические кристаллы. Агрегаты таких кристаллов образуют тонкие прожилки в глине, цементируют осадок (рис. 4, е). Такие же октаэдры заполняют раковины фораминифер (рис. 4, ж), хотя для Тихого океана более характерно развитие по органическим остаткам фрамбоидального пирита (*Лейн, 1979*).

В юго-западной части Южно-Китайского моря было отобрано большое количество колонок донных осадков. Сульфидные конкреции встречены только на ст. 8758, хотя обогащение осадка аутигенным пиритом наблюдалось на нескольких станциях. В частности, был изучен аутигенный пирит из верхней части (5–11 см) колонки ст. 8388 (глубина 120 м) (см. рис. 1). Осадки на этой станции представлены очень плотными голубовато-серыми алевритовыми пелитами позднечетвертичного возраста с точками и пятнами бурого и буровато-красного цвета. Осадки сформировались, предположительно, в лагунных и мелководно-морских условиях и затем были частично эродированы. Следы этой эрозии проявляются в виде биотурбированного горизонта, в котором ходы илоедов заполнены песком с битой ракушей и гетитовыми конкрециями. Перекрываются эти отложения маломощным (5 см) покровом современных подвижных песков. Подобное строение поверхностного горизонта осадков достаточно часто встречается на воздымающихся участках шельфа Сунда и в Сиамском заливе.

Изученный пирит представлен бесформенными или удлиненными агрегатами разного размера, но не более 0.25 мм. Реже встречаются сростки пирита с терригенными минералами. При большом увеличении видно, что агрегаты являются

Таблица 2

		0200									
Эле- мент	ст. 8/58										
		Обра	зец		Пирит	Тяжелая	Валовая	Пирит			
	1	2	3	4	пирит	фракция	проба	тирит			
Fe	41.26	43.70	47.89	42.62	43.04	40.66	3.36	H.a			
Mn	517.5	267.0	179.4	221.4	214.1	856.9	1067.5	1345.0			
Ni	58.3	73.8	134.5	73.8	107.1	212.5	17.0	182.0			
Со	31.3	Н. о	89.7	40.6	37.5	99.2	14.2	158.0			
Pb	29.6	48.5	67.3	18.5	32.1	42.5	24.5	110.0			
Zn	87.5	97.1	56.1	48.2	56.1	141.6	55.0	H.a			
Cd	4.4	19.4	Н. о	3.7	4.8	8.5	0.9	8.0			
Ag	Н. о	48.5	Н. о	Н. о	Н. о	Н. о	1.0	4.0			
$\delta^{34}S$	-27.3	-0.3	+29.3	H.a.	H.a.	H.a.	H.a.	+10.9			

Содержание микроэлементов в аутигенных сульфидах из четвертичных осадков юго-западной части Южно-Китайского моря, Fe в %, Mn – Ag в 10⁻⁴%

Примечание. Описание образцов см. в тексте. Содержание микроэлементов определялось методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии. Н.о – не определено, Н.а – не анализировалось. Глава 5

обломками более крупных образований (рис. 4, 3). На сколе четко выделяются хорошо ограненные октаэдрические кристаллы, погруженные в мелкокристаллическую массу. Поверхность агрегатов покрыта, по-видимому, аморфной пленкой, облегающей и сглаживающей выступающие грани кристаллов.

Содержание микроэлементов в аутигенных сульфидах и конкрециях приведено в табл. 2. Наиболее обогащен микроэлементами пирит со ст. 8388, а среди конкреций – пирит-пирротиновая. Высокие содержания цинка, никеля и кобальта в тяжелой фракции, возможно, связаны с гранулометрией, т. е. обогащен более тонкий осадок, в данном случае – крупностью 0.25–0.1 мм.

Изотопный состав серы изученных сульфидов варьирует в очень широких пределах от – 27.3 до +29.3‰, что указывает на разные источники серы. Образец 1 имеет явно диагенетическое происхождение. Значения δ^{34} S пирита от – 0.5 до +3.0 ‰ отмечаются во внутренней, высокотемпературной, части «курильщиков» Восточно-Тихоокеанского поднятия (*Гидротермальные сульфидные руды..., 1992*). А вообще для сульфидов современных подводных гидротермальных построек характерен разброс значений δ^{34} S – от 0 до +12 ‰ (*Гричук, 2000*). Это объясняется смешанным происхождением серы в них: основная доля серы поступает при выщелачивании сульфидов из базальтов (δ^{34} S = 0 ‰) и меньшая – за счет восстановления сульфат-иона морской воды в недрах конвективной системы (δ^{34} S = +20 ‰). Хотя Д. В. Гричук отмечает, что, если запас сульфатов ограничен, должно наблюдаться рэлеевское исчерпание и изотопный состав получающихся сульфидов будет утяжеляться; при полном восстановлении он станет равен исходному сульфату. Тем не менее объяснение значения δ^{34} S пирита +29.3 ‰ пока вызывает затруднения.

Выводы

В результате проведенных исследований выявлено, что образование аутигенных сульфидов и карбонатов в четвертичных осадках юго-западной части Южно-Китайского моря связано с различными процессами. Изотопный состав карбонатов указывает на разный источник углерода, участвующего в их образовании. Это может быть окисленный метан или диагенетическая углекислота. Можно предположить, что в большинстве случаев газы, поступающие в поверхностный слой осадков и водную толщу, имеют смешанное происхождение, что и отражается в изотопном составе аутигенных карбонатов.

Разнообразие форм кристаллизации аутигенных сульфидов Южно-Китайского моря также связано с условиями их формирования. Образование сульфидов в этом районе происходит в результате как диагенетических, так и гидротермальных процессов. Локализация сульфидной минерализации в близповерхностных осадках в конкретных установленных точках может быть объяснена малой мощностью рыхлых отложений и их тонкозернистым строением в сочетании с благоприятными эндогенными условиями.

304

Литература

Аникиев В.В., Дударев О.В., Колесов Г.М., Шумилин Е.Н. Распределение и фракционирование элементов во взвеси эстуарной системы река Сайгон – Южно-Китайское море // Геохимия. 1993. № 5. С. 709–719.

Аникиев В.В., Зайцев О.В., Логинов А.А. и др. Распределение и перенос взвешенного вещества в эстуарии р. Меконг и прилегающей части Южно-Китайского моря и биоседиментация в морях и океанах // Биоседиментация в морях и океанах: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Теберда, 26 сент.–1 окт. 1983. М.: Наука, 1983. С. 30–31.

Астахов А.С. Минералого-геохимические ассоциации шельфовых отложений окраинных морей Востока Азии // Тихоок. геология. 1994. № 3. С. 21–32.

Астахов А.С. Литохимия осадков материковой окраины Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 240 с.

Астахов А.С., Ващенкова Н.Г. Морфометрический анализ терригенного кварца при литодинамических и палеогеографических реконструкциях // Литол. и полез. ископаемые. 1993. № 5. С. 106–117.

Астахов А.С., Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н. Строение и физико-механические свойства верхней части осадочного чехла на западе Южно-Китайского моря // Тихоок. геология. 1992. № 5. С. 47–56.

Астахов А.С., Горбаренко С.А., Ткалич О.А. Динамика верхнечетвертичного осадконакопления на материковом склоне Южно-Китайского моря // Тихоок. геология. 1989а. N 4. C. 85–80.

Астахов А.С., Зайцев О.В. Морфометрический анализ псаммитов (методика и возможности применения): Препринт / Тихоок. океанол. ин-т. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 33 с.

Астахов А.С., Макаревич Р.А., Можеровский А.В. Литология и фациальная приуроченность железистых конкреций западной части Южно-Китайского моря // Литол. и полез. ископаемые. 1991. № 1. С. 52–60.

Астахов А.С., Марков Ю.Д., Чинь Тхе Хиеу. Влияние реки Меконг на позднечетвертичное осадконакопление в Южно-Китайском море // Литол. и полез. ископаемые. 1989б. № 3. С. 112–127.

Астахов А.С, Боцул А.И., Деркачев А.Н, Дударев О.В., Ващенкова Н.Г., Марков Ю.Д., Николаева Н.А., Уткин И.В. Современное осадкообразование в окраинных морях Востока Азии (статистические модели). Владивосток: Дальнаука, 1997. 240 с.

Астахова Н.В., Астахов А.С. Конкреции сульфидов из четвертичных осадков юго-западной части Южно-Китайского моря // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 76–81.

Астахова Н.В., Обжиров А.И., Астахов А.С., Горбаренко С.А. Аутигенные карбонаты в зонах газовых аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоок. геология. 1996. № 4. С. 34–40.

Астахова Н.В., Сорочинская А.В. Аутигенные карбонаты в осадках окраинных морей северо-западной части Тихого океана // Тихоок. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 41–49.

Атлас поверхностных течений Австрало-Азиатских морей. Л.: Изд-во Гидрографического управления Министерства Обороны СССР, 1968.

Бондаренко В.И., Надежный А.М. Основные черты строения и морфологии вулканической зоны и отдельных подводных вулканов в районе островов Катуик и Фу-Куй на шельфе Вьетнама по данным непрерывном сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 34–43.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.

Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. Санкт-Петербург: Недра, 1992. 278 с.

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 164 с.

Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.

Горшков А. П. Исследования подводных вулканов в 10-м рейсе НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 39–45.

Гущенко И.И. Извержения вулканов мира (каталог). М.: Наука, 1979. 476 с.

Глава 5

Данг Конг Минь. Распространение приливных волн и приливные колебания уровня Южно-Китайского моря // Океанология. 1975. № 4. С. 580–586.

Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 574 с.

Деркачев А.Н. Минералогические провинции осадков Японского моря // Тихоок. геология. 1992. № 6. С. 12–30.

Деркачев А.Н. Минералогические особенности окраинно-морского седиментогенеза (на примере Японского моря). Владивосток: Дальнаука, 1996. 222 с.

Деркачев А.Н., Лихт Ф.Р., Марков Ю.Д., Уткин И.В., Николаева Н.А., Боцул А.И., Хан Чун Себ. Строение и состав четвертичных отложений // Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. С. 149–195.

Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические провинции осадков района островной дуги Нансей (Рюкю) и ее обрамления // Литол. и полез. ископаемые. 1992. № 5. С. 51–64.

Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические особенности осадков окраинных морей Востока Азии // Тихоок. геология. 1993. № 6. С. 58–74.

Дударев О.В. Пространственно-временная изменчивость характеристик взвеси в приустьевых зонах рек различных климатических обстановок // Современное осадкообразование в окраинных морях Востока Азии (статистические модели). Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 45–89.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 411 с.

Игнатьев А.А., Горбаренко С.А., Киселев В.И. К методике исследования температуры роста морских организмов изотопно-кислородным методом // Биогеохимия морских беспозвоночных. Новосибирск, 1979. С. 118–123.

Игнатова В.Ф. Современное осадкообразование в Татарском проливе. М.: Наука, 1980. 78 с.

Игнатова В.Ф., Кузьмин Я.В., Чугунов А.Б. Использование статистических методов в целях терригенно-минералогического районирования (на примере современных осадков Татарского пролива) // Периокеанический седиментогенез. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 23–30.

Йереског К.Г., Клован Д.И., Реймент Р.А. Геологический факторный анализ. Л.: Недра, 1980. 224 с.

Короткий А.М. Геоморфология и палеогеография материкового Япономорского шельфа в верхнем плейстоцене // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 189–197.

Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Ганзей А.А., Волков В.Г. Острова вьетнамского шельфа: рельеф, осадки, история развития. М.: Наука. 1993. 134 с.

Кудрявцев Г.А., Агентов В.Б., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В. Геология Юго-Восточной Азии, Индокитай. Л.: Недра, 1969. 240 с.

Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.

Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Структура и современная активность зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // Тихоок. геология. 1985. № 3. С. 102–106.

Лейн А.Ю. Сульфиды // Литология и геохимия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 75–85. *Лисицын А.П.* Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лоция Южно-Китайского моря. Л.: Изд-во Глав. упр. навигации и океанографии МО СССР, 1987. Ч. 2, вып. 1.

Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Эйберман М.Ф. Происхождение глинистых образований в осадках южновьетнамского шельфа (Южно-Китайское море) // Литол. и полезные ископаемые. 1996. № 4. С. 350–358.

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

Марков Ю.Д. Современный седиментогенез на вулканах Иль-де-Сандр и прилегающей части шельфа (Южно-Китайское море) // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 48–60.

Марков Ю.Д., Николаева Н.А. Позднечетвертичные отложения Южно-Китайского моря // Периокеанический седиментогенез. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 40–46.

Обжиров А.И., Ильичев В.И., Кулинич Р.Г. Аномалия природных газов в придонной воде Южно-Китайского моря // ДАН СССР. 1985. Т. 281, № 5. С. 1206–1209.

Острова вьетнамского шельфа. М.: Наука, 1993. 134 с.

Петелин В.П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря // Тр. Инта океанологии АН СССР. 1957. Т. 22. С. 77–138.

Ростов И.Д., Мороз В.В., Богданов К.Т., Пан А.А., Ростов В.И., Рудых Н.И., Дмитриева Е.В.,

Лучин В.А. Атлас по океанографии Южно-Китайского моря. ТОИ ДВО РАН, 2009. Т. 9, версия 1. – http: pacificinfo.ru/data/cdrom/9/ (CD-ROM).

Структура осадков и фации Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 286 с.

Сухорукова С.С., Ковалева Е.Ф. Литология и генезис покровных отложений Вьетнама: препринт № 12. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 38 с.

Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии. Масштаб 1: 5000000. Ленинград, 1966. 487 с.

Турко Н.Н. Рельеф дна Южно-Китайского моря и моря Сулу // Океанология. 1973. Т. 13, вып. 3. С. 460–466.

Формации и седиментогенез материковой окраины. Л.: Недра, 1981. 196 с.

Хрусталев Ю.Б., Хрусталев Л.Ю., Туровский Д.С., Ле Тхе Хоп. Минералогия донных осадков западного шельфа и материкового склона Южно-Китайского моря // Литол. и полезные ископаемые. 1987. № 2. С. 3–11.

Шиманович С.Л. Минералогия аллювиальных отложений Белорусского Понеманья. Минск: Наука и техника, 1982. 200 с.

Шлыков В.Г., Нгуен Тхань. Минеральный состав четвертичных глинистых отложений зоны влажных тропиков (на примере Вьетнама) // Вест. МГУ. Сер. Геол. 1982. № 4. С. 60–71.

Chen L.R., Zhang X.R. Peculiarities of mineral distribution in sediments of northern part of the Bakbo Gulf // Acta Oceanologica Sinica. 1986. V. 8, N 3. P. 340–346.

Derkachev A.N., Nikolaeva N.A. Heavy mineral associations found in sediments of the East China Sea and adjacent Ryukyu and Taiwan areas // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic. Taiwan: Oceanic Science. 1995. V. 6, N 1. P. 75–90.

Emery K.O., Niino H. Sediments of the gulf of Thailand and adjacent continental shelf // Geological Society of America Bulletin. 1963. V. 74, N 5. P. 541–554.

Grimm E.G. CONISS: a Fortran-77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares // Computers and Geosciences. 1987. V. 13, Iss. 1. P. 13–35. https:// doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7.

Ke Ru, Pigott J. D. Episodic Rifting and Subsidence in the South China Sea // The Amer. Association of Petrol. Geol. Bulletin. 1986. V. 70, N 9. P. 1136–1155.

Marine Atlas of the Bohai Sea, Yellow Sea, East China Sea: Geology and Geophysics / Li Q. (Ed.). Beijing: China Ocean Press, 1990 (in Chinese with English abstract).

McManus D., Venkatarathnam K., Hopkins D., Nelson C.H. Distribution of bottom sediments on the continental shelf, northern Bering Sea // US Geological Survey. 1977. Professional Paper 759-C. 30 p. – https://doi.org/10.3133/pp759C

Milliman J.D., Meade R.H. World-wide delivery of river sediment to the oceans // The Journal of Geology. 1983. V. 91, N 1. P. 1–21.

Nechaev V.P., Derkachev A.N. Heavy-Mineral Assemblages in Quaternary Sediments of the Philippine Sea as Indicators of Subduction/Collision-Related Tectonics // Geology and Geophysics of the Philippine Sea floor / S.A. Shcheka and H. Tokuyama (Eds). Tokyo: TERRA Publ. Co., 1995. P. 215–233.

Stokes S., Lowe J. Discriminant function analysis of Late Quaternary tephras from five volcanoes in New Zealand using glass shard major element chemistry // Quaternary Research. 1988. Vol. 30, Iss. 3. P. 270–283. – https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90003-8.

Wang X., Liang J. Study of factors controlling heavy mineral distribution on the East China Sea continental shelf by using statistical analyses // Acta Oceanologica Sinica. 1982. V. 4. P. 65–77.

You K., Sui L., Qian J. Modern sedimentation rate in the vicinity of Changjiang Estuary and adjacent continental shelf // Proc. Intern. Symp. Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea. 1983. Beijing: China Ocean Press. V. 2(C). P. 590–605 (in Chinese).

6.1. АНОМАЛИИ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ В ПРИДОННЫХ ВОДАХ ВЬЕТНАМСКОГО ШЕЛЬФА

А.И. Обжиров

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

Газогеохимические исследования в Южно-Китайском море в рамках сотрудничества с вьетнамскими учеными, как и все остальные направления океанологических исследований в этом регионе, выполнялись в два этапа. Первый из них, основной, охватывает период 1981–1989 гг., второй, современный, был начат в 2010 г., когда была создана российско-вьетнамская лаборатория, ориентированная на морские исследования. В данном разделе приводятся основные сведения и главные результаты газогеохимических работ ТОИ в прибрежных водах Вьетнама и их окружении, выполненных на первом этапе советско-вьетнамского сотрудничества.

Первые газогеохимические исследования в прибрежных водах Вьетнама были выполнены в 1981 г. в составе комплексной геолого-геофизической экспедиции ТОИ ДВНЦ АН СССР на НИС «Каллисто» (рейс № 15, 2-й этап). Экспедиция выполнялась в рамках проекта «Южно-Китайское море». Основной целью газогеохимических (тогда это называлось газогидрохимических) исследований в общем комплексе геолого-геофизических работ было получение данных о геохимических характеристиках осадочных отложений и придонных вод на шельфе Сунда для планирования дальнейших, более детальных газогеохимических исследований в экономической зоне Вьетнама. Работы выполнялись в профильном и площадном вариантах (рис. 1).

Положение профилей и участка площадных работ было согласовано с вьетнамской стороной в лице директора Института морских исследований Национального Центра научных исследований СРВ д-ром Ле Чонг Фан (г. Нячанг).

Профили располагались так, чтобы пересечь все основные геологические структуры изучаемого района, получить общую картину их взаимосвязи и характер их сочленения с глубоководной котловиной. В течение выделенного времени было отработано 26 станций с отбором проб придонной воды и донных осадков.

Глава б

Отбор проб воды производился батометрами БМ-48 в 1м от поверхности дна. Глубины отбора изменялись от 20 м до 2000 м. Для отбора газов 500 мл воды из батометра перемещались в вакуумную установку. Перенос воды осуществлялся без контакта с атмосферой. Извлечение газов и их анализ производились непосредственно на судне с использованием хроматографов. На хроматографе ЛХМ-8-МД определялись кислород в сумме с аргоном, азот, углекислый газ, метан, тяжелые углеводороды, на хроматографе «Газпром» – водород и гелий.

В результате выполненных работ на границе шельфа и склона в придонной воде были обнаружены аномальные концентрации метана (CH₄, $5.8 \times 10^{-4} - 6.7 \times 10^{-4}$ мл/л при фоновой концентрации 0.5×10^{-4} мл/л), водорода (H₂, 0.05 мл/л) и углекислого газа (CO₂, 0.20-0.30 мл/л). Повышенное содержание указанных газов оказалось и



Рис. 1. Район работ экспедиции на НИС «Каллисто» (рейс № 15, 2-й этап, 1981 г.)

в донных осадках. Так были получены первые экспериментальные данные об активной дегазации зоны сочленения шельфа Сунда с глубоководной котловиной Южно-Китайского моря вблизи юго-восточного Вьетнама.

Эти данные в совокупности с результатами геофизических работ (Кулинич, Обжиров, 1985; Обжиров и др., 1985) позволили сделать вывод о существовании здесь зоны разлома меридионального направления (109°-110° в.д.), которая активна и в настоящее время. Этот вывод подкреплялся результатами геологических исследований Института вулканологии ДВНЦ АН СССР в этом районе (Горшков, 1981). По данным этих исследований, здесь, на границе шельфа и материкового склона, было зафиксировано скачкообразное увеличение теплового потока от значений менее 1 до 3.5-4.5 ЕТП. Кроме этого, здесь были подняты ультраосновные породы, а по данным навигационной службы в пределах района исследований, в точках с координатами 10° 30' с.ш. 109° 17' в.д. и 8° 51,1' с.ш., 107° 46,6' в.д. в 1978 г. наблюдалось активное проявление подводного вулканизма. Все это сделало данный район чрезвычайно важным для понимания современной структурно-тектонической обстановки на границе вьетнамского шельфа и котловины Южно-Китайского моря, а также для исследования возможной связи обнаруженной дегазации с нефтегазовыми перспективами рассматриваемого района и его окружения. Это, в свою очередь, стимулировало активизацию дальнейших более детальных геолого-геофизических и газогеохимических исследований ТОИ вьетнамского шельфа и зоны его сочленения с котловиной Южно-Китайского моря.

Следующая экспедиция в район вьетнамских акваторий, включившая большой комплекс геолого-геофизических, газогеохимических и других исследований, состоялась в 1983 г. на НИС «Академик А. Несмеянов» (рейс № 2, 1-й этап). Работы выполнялись в основном в районе впадины Меконг, где уже предполагались поиски нефти и газа совместным советско-вьетнамским коммерческим предприятием «ВьетСовПетро». Газогеохимические исследования ТОИ оказали помощь в оценке углеводородных перспектив в данном районе прибрежных вод Вьетнама.

В дальнейшем сюда было направлено еще несколько экспедиций. В результате в районах впадин Меконг, Южный Кон Сон, Западная Натуна, а также в зоне меридионального разлома на границе шельфа и глубоководной котловины Южно-Китайского моря выполнен максимальный объем газогеохимических определений (рис. 2).

В придонной воде указанных впадин были обнаружены аномальные поля метана и тяжелых углеводородов. В частности, здесь были зафиксированы ано-



Рис. 2. Газогеохимические исследования в водах южного и юго-восточного Вьетнама А – схема распределения метана в придонной воде шельфа и склона района исследований: 1 – изолинии акустического фундамента в км; 2 – изобата 200 м; 3 – зоны разломов; 4 – скважины: а) непродуктивные, б) продуктивные; 5 – газогеохимические станции: а) 1982–1983 гг., б) 1989 г. (в числителе – номер станции, в знаменателе – содержание метана в мл/л х 10⁴; 6 – изолинии концентраций метана в мл/л х 10⁴; 7 – массивы базитовых пород по геофизическим данным. Буквенные обозначения: М – впадина Меконг, ЮК – впадина Южный Кон Сон, 3H – впадина Западная Натуна, БТ – месторождение углеводородов Белый Тигр, Д – месторождение углеводородов Дракон; Б – обобщенный геологический и газогеохимический профиль между станциями 35–84: *a* – распределение концентраций метана в мл/л х 10⁴, *б* – поверхность дна, *в* – сейсмокомплексы: А – олигоцен, Б – миоцен, В – плиоцен



Рис. 3. Газогеохимические исследования в водах Вьетнама, выполненные в 1981–1989 гг. А – схема расположения газогеохимических станций: 1 – изолинии акустического фундамента, 2 – изолинии мощности осадочной толщи в км, 3 – зоны разломов, 4 – изолиния глубины 200 м, 5 – границы участка глубоководной котловины с океанической корой, 6 – газогеохимические станции, 7 – массивы базитовых пород по геофизическим данным. Эллипсом на северо-востоке района исследований оконтурено поле аномальной концентрации метана в придонной воде; Б – газогеохимический разрез через впадину Южный Кон Сон (см. рис. 2): а – концентрация метана в придонной воде в мл/л х 10⁴, 6 – рельеф поверхности дна

малии метана до 1540 нл/л, которые превышают фоновые концентрации в 10–100 раз.

Все это в совокупности с геофизическими данными положительно характеризовало перспективы открытия здесь месторождений нефти и газа. В дальнейшем это подтвердилось на примере впадины Меконг. В последующих экспедициях газогеохимические работы расширились за счет продвижения на север, в сторону залива Бакбо (Тонкин). Общая схема газогеохимической изученности вьетнамского шельфа и континентального склона показана на рис. 3.

В целом за период 1981–1989 гг. газогеохимическими исследованиями в придонной воде западной части Южно-Китайского моря обнаружена резкая изменчивость концентраций метана. По количеству распределения метана шельф Вьет-

Глава б

нама можно разделить на 3 части: северную, центральную и южную. Северная часть расположена между 18° и 15° с.ш., центральная ограничена 15° и 11° с.ш., южная простирается между 11° и 7° с.ш. Морфологически эти части также различны. Северная и южная представляют собой пологий и широкий шельф, центральная характеризуется узким шельфом и крутым склоном.

В северной части вьетнамского шельфа обнаружено поле с аномальными концентрациями метана в придонной воде (см. рис. 3, А). Здесь на глубинах 70 м (18° 00' 25" с.ш. 107° 39' 27" в.д.) и 88 м (17°40'10" с.ш. 108°00'10" в.д.) обнаружены максимальные концентрации метана (248 и 228 нл/л соответственно). Также повышенные концентрации этого газа встречены на отдельных станциях прибрежной полосы шельфа. Такое распределение метана характеризует возможное наличие нефтегазовых залежей в рассматриваемом районе. Так как абсолютные концентрации метана здесь не очень высокие, а тяжелые углеводороды почти отсутствуют, можно предположить, что продуктивные нефтегазовые ловушки залегают на глубине свыше 3000 м и контролируются системой разломов р. Красной. Существование разломов подтверждается присутствием здесь высоких концентраций (0.40–0.50 мл/л) углекислого газа.

В центральной части вьетнамского шельфа был сделан небольшой объем газогеохимических исследований. В результате были зафиксированы почти фоновые концентрации метана (30–40 нл/л) на глубинах 100–400 м. На глубинах 200–400 м наблюдались повышенные концентрации углекислого газа – 0.74–0.79 мл/л, что свидетельствует о некоторой активности в этом районе тектонических процессов.

Наибольший объем газогеохимических исследований, как уже отмечалось, выполнен в южной и юго-восточной части вьетнамского шельфа и прилегающих акваторий в районе осадочных бассейнов впадин Меконг, Южный Кон Сон и Западная Натуна, а также в зоне меридионального разлома, отделяющего шельф Сунда, включая его вьетнамскую часть (см. рис. 2, 3). В этом районе, как отмечено выше, в придонной воде обнаружены аномальные поля метана, водорода и углекислого газа. Присутствие метана характеризует наличие углеводородного потенциала указанных осадочных бассейнов, эманация водорода является признаком глубинности и тектонической активности разломной зоны, а углекислый газ может быть признаком существования скрытых интрузивных комплексов в этой зоне (*Обжиров, 1993*).

В глубоководной части моря (500–3800 м) зафиксировано минимальное количество метана (10–20 нл/л), которое рассматривается как фоновый уровень.

Как известно, Тихоокеанским океанологическим институтом большой объем газогеохимических исследований произведен в Охотском море (Обжиров и др., 1999), в процессе которых изучались потоки метана и газогидратов, в составе которых основную долю составляет тот же газ. На основе полученных материалов выявлены геолого-геохимические закономерности их формирования. Сопоставление результатов исследований, полученных в Охотском и Южно-Китайском морях, показало, что основным источником метана в обоих регионах является термогенный метан продуктивных слоев нефтегазовых месторождений.

312

Таким образом, в период 1981–1989 гг. на шельфе и континентальном склоне Вьетнама впервые был выполнен большой объем газогеохимических исследований, результатом которых явилось следующее:

1. Создана общая картина дегазации донных геологических структур, обрамляющих континентальный Вьетнам.

2. Выявлены поля аномальной концентрации метана, водорода и углекислого газа в придонной воде в пределах впадин Меконг, Южный Кон Сон, Западная Натуна, а также в пограничной зоне шельф–глубоководная котловина Южно-Китайского моря.

3. В осадочных бассейнах указанных впадин определены положительные перспективы на наличие нефтегазовых скоплений и, возможно, месторождений, что подтвердилось на примере впадины Меконг (месторождения Белый Тигр и Дракон).

4. На основе совместного анализа геофизических и газогеохимических данных сделан вывод о существовании и современной активности тектонического разлома меридионального направления, заложенного на границе шельфа и глубоководной котловины Южно-Китайского моря.

5. Из предыдущего вывода следует, что данные газогеохимических исследований возможно использовать при картировании тектонических структур и оценки состояния их современной активности.

6.2. ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДКОВ ЗАЛИВА БАКБО (ТОНКИН)

Р.Б. Шакиров¹, А.В. Сорочинская¹, До Хыи Кыонг², Н.С. Сырбу¹, А.А. Легкодимов¹, Нгуен Ну Чунг², Фунг Ван Фать², Ле Дык Ань², Чон Тхань Фи³

¹Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток ²Институт морской геологии и геофизики, ВАНТ, г. Ханой; ³Ханойский университет природных ресурсов и окружающей среды, г. Ханой

Первые геолого-геофизические экспедиции ТОИ ДВО РАН с газогеохимическими исследованиями в Южно-Китайском море были выполнены на НИС «Каллисто» (рейс № 15, 1981 г.), «Академик А. Несмеянов» (рейс № 2, 1982–1983 гг.), «Академик А. Виноградов» (рейс № 2, 1983–1984 гг.), «Морской геофизик» (рейс № 33, 1989), «Профессор Богоров» (рейс № 35, 1990–1991 гг.), «Профессор Богоров» (рейс № 38, 1994–1995 гг.) в рамках проекта «Южно-Китайское море». В результате этих исследований в придонной воде вьетнамского шельфа и окружающих акваторий были установлены аномальные концентрации метана и других углеводородных газов и их резкая изменчивость (*Обжиров и др., 1985; Кулинич, Обжиров, 1985; Обжиров,1993*). Глава б

В 2013 г. в рамках Российско-Вьетнамской лаборатории экспедиционные исследования были продолжены в Тонкинском заливе (Бакбо). Работы осуществлялись сотрудниками ТОИ ДВО РАН совместно с вьетнамскими специалистами из Института морской геологии и геофизики Вьетнамской академии наук и технологий (ИМГГ ВАНТ).

Цель указанных исследований — выявление особенностей распределения газов и химических элементов в современных донных осадках Тонкинского залива. Тонкинский залив выбран как один из наименее изученных районов в северо-западной части Южно-Китайского моря и сопряженный с крупнейшей рифтовой системой р. Красной.

Район работ расположен в осадочном бассейне Бейбуван, занимающем мелководье с глубинами от 20 до 70 м (рис. 1). Бассейн образовался в результате полициклических рифтогенных процессов в мезозое и кайнозое и разбит разломами северо-восточного направления (*Areshev et al., 1992*). Под действием тектонических подвижек основание бассейна было осложнено депрессиями, опусканиями и поднятиями. Бассейн пересечен разломами северо-восточного, субширотного и субмеридионального простирания (*Fyhn et al., 2012*).

Исходные материалы и методы исследования

В данной работе использованы данные, полученные в экспедиции 2013 г., а также материалы исследований последующих лет, полученные нами и другими исследователями в рамках обсуждаемой темы.

В районе работ во время экспедиции 2013 г. были отобраны пробы поверхностных донных отложений и морской воды на 97 станциях по 6 профилям, глубины в точках пробоотбора от 7,5 до 53,3 м (см. рис. 1). Для отбора проб использовался корабль HQ884 ВМФ Вьетнама. Пробы воды отбирались батометрами системы Нискин, а донные осадки – гравитационной трубкой. Извлечение газов из осадков и воды осуществлялось методом равновесных концентраций (*Xaxeнберг, Шмидm, 1979*). Метан и углеводородные газы (предельные и непредельные гомологи до пентана включительно) определялись на газовом хроматографе Кристалл-Люкс 4000М с модулем 1ДИП/2ДИП. Для калибровки применяли газовые стандарты с концентрациями метана 10, 100, 1000 ррт и 1% CO₂, этана (SCOTTY, ALLTECH GmbH, Германия). Ошибка определения составляла не более 5%.

Анализ гелия и водорода осуществлялся на портативном газовом хроматографе Хроматэк-Газохром 2000 (ОАО Хроматэк, г. Йошкар-Ола) с детектором по теплопроводности повышенной чувствительности – 2 ppm (2×10⁻⁴ % об.) по гелию и водороду и с калибровочными смесями газов производства ООО «ЮГРА-ПГС". Ошибка определения составляет для гелия 0,05 ppm, для водорода – 0,03 ppm.

При определении фоновых концентраций газов использовались методы, регламентированные действующими нормативными указаниями (Шакиров, 2015; Нормативно-методическое ..., 1995; Поротов, 1977; Смирнов, 1983).

Для получения дополнительной информации о современных седиментологических процессах были определены валовый элементный состав и содержание



Рис. 1. Карта района газогеохимических работ в Тонкинском заливе, 2013 г.

органического углерода в донных осадках, также были рассчитаны некоторые литохимические модули. Определение элементного состава проб донных осадков производилось методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрально-аналитическом комплексе PLASMAQUANT 110 немецкой фирмы AnalitikJena A в лаборатории аналитической химии Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Содержание органического углерода определялось методом сжигания на анализаторе фирмы SHIMADZU в ТОИ ДВО РАН (аналитик Марьяш А.А). Статистическая и графическая обработка результатов проводилась в пакетах стандартных программ EXCEL, карты и схемы строились в пакете SURFER-11.

Результаты исследований и их обсуждение

При газогеохимическом опробовании осадков метан был выявлен во всех пробах в концентрациях 1010–8000 нл/дм³. Зафиксированы достаточно высокие фоновые концентрации метана в осадках на всей поверхности залива (3490 нл/дм³), что указывает на активную метановую эмиссию. В 80 % проб зафиксированы пропан и бутан. В осадках выявлены также аномальные концентрации водорода – до 100 ppm при фоне 4–6 ppm и гелия – до 15 ppm (*Акуличев и др., 2015*) (рис. 2). Известно, что выделения водорода и гелия характерны для глубинных разломов и сейсмически активных зон.



Рис. 2. Схемы распределения в поверхностных донных осадках и придонной воде метана, органического углерода, водорода и гелия: *a* – CH₄ (нл/дм³) в поверхностном слое осадков; *b* – C_{орг} (г/т) в поверхностном слое осадков; *c* – H₂ (ррт) в придонной воде; *d* – He (ррт) в придонной воде

В фоновом поле метана микробная составляющая характеризуется значениями δ^{13} C-CH₄ -70,5 ÷ -93,6 ‰ PDB. Наиболее «легким» составом углерода метана отличаются речные воды. Смешанные термогенно-микробные газы осадков залива Тонкин представлены значениями δ^{13} C-CH₄ -52,2 ÷ -58 ‰.

Такие величины по большинству классификаций указывают на преимущественно термогенный генезис, причем они выявлены даже в фоновом поле. Это же положение подтверждается «термогенным» характером распределения углеводородных газов (Шакиров, 2015).

В придонной морской воде вблизи о-ва Катба зафиксированы аномалии гелия (до 280 нл/л) и водорода (до 390 нл/л). Такие концентрации соизмеримы с концентрациями этих газов в районе Южно-Татарского прогиба (Японское море), где обнаружены газогидраты.

Повышенный фон для термогенного и метаморфогенного метана и его гомологов, а также аномалии водорода сигнализируют о восходящей эмиссии природных газов из глубин, вероятно, соответствующих зонам мезо- и апокатагенеза. В этой обстановке повышенные концентрации гелия указывают на наличие глубинной компоненты.

Надо отметить, что на о-ве Катба (см. рис.1), где расположен крупный массив карбонатных пород, термогенно-метаморфогенные газы выявлены в гидрогеологических скважинах: δ^{13} C-CH₄ -25,5 ÷ -40,2 ‰. По результатам многолетнего газогеохимического мониторинга на о-ве Катба, который с 2013 г. выполнялся сотрудниками ТОИ ДВО РАН и ИМГГ ВАНТ, выявлены фоновые концентрации метана в скважинах, достигающие 400–500 ppm (фоновые значения концентраций метана для морской воды 70–80 нл/л). Это свидетельствует о значительном подтоке газа из подстилающих толщ. Миграционный подток газов из нижних горизонтов складчатого фундамента проявляется также в виде высокоинтенсивных аномалий метана (до 500 мкл/л) и углекислого газа (до 20 мл/л) в подземных водах. Концентрации метана до 8000 нл/л в источниках в северо-западной части о-ва Катба, выявленные в 2019 г., сопоставимы с содержаниями при эмиссии метана из углеводородных скоплений. При низкой сейсмической активности района это один из признаков высокого углеводородного потенциала недр.

Поверхностные донные осадки Тонкинского залива представлены песчано-алевритовыми разностями. На станциях, расположенных близко к берегу на малых глубинах, отмечено значительное количество пелитовой составляющей, а при удалении от берега встречаются псаммиты алевритовые, которые образуются, очевидно, за счет сноса терригенной кластики с многочисленных островов. По результатам изучения микроскопических препаратов осадки относятся к терригенным с примесью биогенного материала (Шакиров и др., 2015). По химическому составу осадки близки к обычным терригенным обломочно-глинистым отложениям, но отличаются значительными вариациями в содержании основных оксидов (%): SiO₂ – 56,2–84,4; TiO₂ – 0,3–0,7; Al₂O₃ – 5,1–1,5, Fe₂O₃ – 2,2–8,7, (%), MnO – 0,03–0,22 (Шакиров и др., 2017).

Концентрации С_{орг} в поверхностном слое осадков изменяются от 0,25 до 1,23 %. Величины С_{карб} варьируют от 0,00 до 1,69 %. (см. рис 2, *b*, таблицу). Отме-

Глава б

чается уменьшение содержания C_{opr} при удалении от берега, так как в прибрежных районах выше не только первичная биопродукция органического вещества, но и его поступление с суши. Высокие положительные корреляционные связи с C_{opr} наблюдаются для большинства элементов: Mg (0,65), Na (0,70), Li (0,90), Cs (0,81), Ga (0,80), Al (0,7), Hf (0,80). Натрий и магний экстрагируются фитопланктоном в процессе жизнедеятельности (*Дударев и др., 2006*), алюминий, литий и цезий входят в состав глинистых минералов, которые характеризуются высокой сорбционной способностью и аккумулируют органическое вещество. Высокие корреляционные отношения C_{opr} с такими металлами, как Ni (0,56), Co (0,54), V (0,58), Zn (0,63), Cu (0,53), Mo (0,68), Cd (0,68), Pb (0,76), связаны с образованием стойких металлоорганических соединений. Отрицательная корреляция прослеживается с Si (-0,7), т.е. кремний при накоплении C_{opr} является разбавителем. Отсутствует корреляция C_{opr} с Ca и Sr, что свидетельствует о разной генетической природе этих элементов.

Нормирование содержаний элементов к их среднему содержанию в верхней континентальной коре (UCC) (*Gao et al., 1998*) показывает, что в исследуемых осадках для большинства элементов средние содержания ниже или близки к их содержаниям в UCC – (0,23-1,2×UCC). Повышенные концентрации в осадках отмечены для Pb (1,00–2,44×UCC), As (0,57–7,38×UCC), Li (0,91–3,13×UCC), Ag (1,48–3,53×UCC).

Концентрации в осадках Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, Ba, Sr, Y, Zr значительно ниже их содержаний в UCC (0,23–0,66× UCC) (см. таблицу).

Следует отметить сингенетичное распределение для подавляющего числа элементов в поверхностном слое осадков. Повышенным содержанием большинства элементов характеризуются осадки в зоне рифта р. Красной. Здесь же отмечается увеличение концентраций водорода и гелия. На станциях, где в осадках преобладает пелитовая составляющая (ст. 71, профиль V), содержание многих химических элементов возрастает в 1,5–3,5 раза (Шакиров и др., 2017). Сингенетичное распределение элементов нарушается в осадках на профилях IV и III, что, возможно, связано с неравномерным гранулометрическим составом.

По имеющимся данным были построены схемы распределения ряда элементов и выделены зоны их повышенных концентраций в осадках залива. Железом наиболее обогащены осадки юго-западной части Тонкинского залива, максимальные концентрации в разломной зоне рифта р. Красной (рис. 3). Поступление Fe в осадки связано, очевидно, с терригенно-обломочным материалом. Высокие корреляционные связи железа (0,8–0,9) отмечаются с V, Co, Ni, Cu, Y, Mo, Pb – элементами, характерными для полиметаллических месторождений. Содержание железа в осадках от 1,54 до 6,11 % при среднем содержании 2,74 %.

Среднее содержание марганца в осадках 0,039 % при разбросе минимального и максимального содержаний почти на порядок (0,022–0,167 %). Максимальные содержания приурочены к зоне, примыкающей к рифту р. Красной, профиль V (см. рис. 3). Марганец – геохимически подвижный элемент и характеризует интенсивность гидротермального влияния на осадок. В зоне максимальных содержаний Мп зафиксированы и максимальные содержания водорода и гелия.

Глава б

```
Таблица
```

Средние содержания химических элементов в донных осадках Тонкинского залива (Южно-Китайское море), статистические параметры их распределения и коэффициенты концентрирования (К_к) в сопоставлении с кларковыми содержаниями

Элемент	Единица		Со	Среднее содержание в UCC (<i>Gao et al., 1998</i>)			
	измерения	Мин.	Макс.	с. Среднее Станд. откл. d		Содержание	К _к
Si	%	26,24	39,44	34,53	3,66	31.8	1,09
Ti		0,19	0,45	0,28	0,07	0,38	0,74
Al		2,69	8,74	4,86	1,69	8,15	0,60
Fe		1,54	6,11	2,75	1,04	3,92	0,70
Ca		0,42	5,74	1,48	0,98	2,56	0,58
Mg		0,58	1,83	0,93	0,27	1,49	0,63
К		0,64	2,57	1,49	0,38	2,32	0,64
Na		0,41	1,64	0,80	0,27	2,42	0,33
Mn		0,022	0,167	0,04	0,02	0,077	0,50
Р		0,014	0,071	0,03	0,01	0,065	0,50
С		0,39	2,27	1,66		_	
V	10-4%	25,4	101,1	46,51	17,31	97	0,48
Cr		20,55	86,59	41,54	14,19	92	0,45
Со		4,16	16,21	8,06	2,33	17,3	0,47
Ni		8,76	40,08	17,54	5,99	47	0,37
Cu		6,56	26,55	11,93	4,60	28	0,43
Zn		30,00	104,70	53,78	17,99	67	0,8
Sr		50,2	391,8	126,38	61,41	320	0,39
Y		6,86	24,36	11,76	3,47	21	0,56
Zr		23,1	71,7	44,48	14,24	193	0,23
Mo		0,16	0,79	0,36	0,16	1,1	0,32
Ag		0,08	0,19	0,12	0,02	0,053	2,28
Cd		0,03	0,13	0,07	0,03	0,09	0,77
Ba		107,9	456,2	255,33	68,69	628	0,41
Pb	-«-	16,98	41,46	25,21	6,65	17	1,48

Примечание. К_к-отношение содержания элемента в осадке к его содержанию в UCC.

Среднее содержание свинца в поверхностном слое осадков залива 25,21 г/т. Максимальные его концентрации отмечаются в юго-западной и северо-восточной частях залива, однако его повышенные содержания (1,21–2,96 × UCC) отмечаются во всех пробах, что, вероятно, генетически связано с полиметаллическими месторождениями на материковой части Вьетнама (*Чан Туан Ань и др., 2012*).

Содержание мышьяка в осадках неравномерное: от 2,75 до 35,42 г/т. Максимальное значение К_к – 7,38 на профиле IV (см. рис. 3). Наиболее значимые корреляционные связи As с Fe (0,64), Mo (0,54), Pb (0,55). Схема распределения мышьяка по площади аналогична схеме распределения железа. Возможно,



Рис. 3. Схемы распределения Fe, Mn (%), Pb, As (г/т) в поверхностном слое осадков Тонкинского залива

мышьяк присутствует в осадках в виде арсенопирита и замещающего его скородита, минералов, характерных для свинцово-цинковых полиметаллических месторождений. Достаточно значимые корреляционные связи As с Ca (0,45) и Sr (0,51). Это может быть результатом образования Ca-арсенатов, например фармаколита – Ca (AsO₃OH) × 2H₂O, на участках залива, где максимальное содержание карбонатных минералов в осадках (профиль IV) (*Юргенсон, Солодухина, 2011*).

Среднее содержание цинка в осадках 53,78 г/т при разбросе значений от 30,00 до 104,70 г/т (рис. 4). Максимальные концентрации приходятся на станции с высоким содержанием глинистой составляющей. Высокие корреляционные связи цинка отмечены с Fe (0,86), Co (0,86), Ni (0,94), Y (0,9), Cd (0,9), Cs (0,9), Pb (0,8) и элементами, связанными с глинистой составляющей: Al (0,94), Li (0,8), Rb (0,9), Cs (0,9). Поступление Zn связано, очевидно, с полиметаллическими месторожде-

ниями материковой части Вьетнама, и его аккумуляция происходит в тонкозернистой составляющей осадка.

Кларки концентрирования для вольфрама 0,48–1,38 × UCC, его среднее содержание в поверхностных осадках 1,57 г/т. Максимальные содержания зафиксированы на станциях с повышенным содержанием глинистой составляющей и примыкающих к рифту р. Красной. Высокие коэффициенты корреляции (0,8–0,9) характерны для вольфрама с Ti, Al, Li, Ni, Cu, Zn, Rb, Zr, Mo, Cd, Cs, Pb, Fe, т.е. вольфрам тяготеет к тонкозернистым осадкам, обогащенным железом, с которым он способен коагулировать из взвесей (*Исаева, 1977*).



Рис. 4. Распределение в осадках Zn, W (г/т) и распределение по площади значений титанового и алюмокремниевого модулей

Глава б

Для характеристики геологических процессов в осадках были рассчитаны некоторые литохимические модули (*Юдович, Кетрис, 2000*). Значения модуля Страхова (Mn + Fe)/Ті для осадков Тонкинского залива варьируют от 5,52 до 24,71, максимальное значение – на профиле IV. Модуль Бострема Al/(Al + Fe + Mn) меняется от 0,4 до 0,7. Такие величины модулей характерны для терригенных отложений без гидротермального влияния (*Бутузова, 1998*).

Отношение Al_2O_3/SiO_2 (алюмокремниевый модуль) отражает степень химической дифференциации осадочного материала в процессе постседиментационного преобразования. Гидролиз – наиболее значимый процесс геохимического изменения вещества, который определяется тектоническим режимом областей и климатическими условиями (*Русаков и др., 2010*). С увеличением отношения Al_2O_3/SiO_2 увеличивается и содержание металлов в осадке: Со, Ni, Cu, Zn, V (рис. 5).



Рис. 5. Содержание металлов в осадках относительно алюмокремниевого модуля

Величины рассчитанных модулей Страхова и Бострема характеризуют поверхностный слой осадков Тонкинского залива как терригенные образования, не содержащие в своем составе эксгалятивного материала. Но резкая изменчивость значений модулей Страхова, Бострема и алюмокремниевого модуля в рифтовой зоне р. Красной, наличие в этой зоне аномалий водорода, гелия и метана с «метаморфогенным» изотопным составом углерода (Шакиров, 2015) указывают на динамичное преобразование вещества, эндогенную активность недр Тонкинского залива и возможную поставку глубинного флюида по сверхглубоким проницаемым зонам (Никифоров и др., 2015). Приведенные результаты требуют продолжения исследований и являются основой для проведения сравнения газогеохимических обстановок в рифтогенных областях Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану.

Выводы

Полученные схемы распределения метана, его изотопных характеристик, гелия и водорода в поверхностных отложениях и придонной воде Тонкинского залива позволили выявить миграционную составляющую, связанную с глубинной зоной проницаемости. Основные комплексные газогеохимические аномалии, вероятно, связаны с источниками в зоне «нефтяного окна» и более глубокими горизонтами.

Содержания большинства химических элементов в поверхностных осадках Тонкинского залива меньше или сопоставимы с их содержанием в верхней континентальной коре (0,23–1,2×UCC). Повышенные концентрации в осадках отмечены и для Pb, As, Li, Ag (1,38–2, 28×UCC).

Сингенетичное распределение в осадках подавляющего количества проанализированных элементов позволяет говорить об общем источнике поступления терригенного материала.

6.3. ПОТОКИ МЕТАНА НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА МОРЕ–АТМОСФЕРА

Г.И. Мишукова¹, А.В. Яцук¹, Р.Б. Шакиров¹, А.И. Обжиров¹, А.А. Легкодимов¹, Д.А. Швалов¹, Ле Дык Ань², Фунг Ван Фать³, Нгуен Хон Лан³, До Хыи Лыонг²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток. ²Институт морской геологии и геофизики, Вьетнамская Академия наук и технологий, г. Ханой, ³Ханойский Университет природных ресурсов и окружающей среды, Министерство природных ресурсов и окружающей среды, г. Ханой

В работе приведены результаты исследований на акватории Южно-Китайского моря, выполненных в соответствии с основными направлениями деятельности Российско-Вьетнамской лаборатории по морским наукам и технологиям. Целью исследований было изучение пространственного распределения потоков метана на границе вода–атмосфера.

Измерения выполнялись в экспедициях на НИС «Академик Б. Петров» (ИО РАН, рейс № 42) в период 10–16 января 2017 г. и НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 88) в период 1–4 ноября 2019 г. (рис. 1).



Рис. 1. Маршрут следования НИС «Академик Б. Петров» (ВР-42) и «Академик М. А. Лаврентьев» (LV-88) и распределение потоков метана в атмосферу по маршруту следования.

Тектоническая основа (по *Phung Van Phach et al, 2006*). LV-88 и BP-42: потоки метана, моль/(км²×сут); 1 – газовые залежи (*Арешев, 2003*), 2 – нефтяные залежи (*Арешев, 2003*), 3 – разломы: (1) – первого порядка; (2) – второго порядка; (3) – третьего порядка; 4 – основные осадочные бассейны: I – дельты р. Жемчужной, II – Шон Хон, III – Кионгдонгнан, IV – Фу Хань, V – Меконг, VI – Южный Кон Сон, VII – Натуна, VIII – Малайский (*Арешев, 2003*); 5 – схематичный контур границ океанической коры, 6 – направление поверхностных течений в зимний период, 7 – участки нефтегазопоискового бурения КНР (*Wu et al., 2011*), 8 – газогидратоносный участок (*Wu et al., 2011*), 9 – врезка, 10 – район с активными выходами углеводородных газов на дне шельфа о-ва Хайнань, 11 – аномальное поле метана в придонном слое (врезка а) (*Обжиров, 1993*); 12 – обозначения и порядковый номер зон эмиссии метана в атмосферу. Месторождения газа (врезка): ДТ – Дан Тай, ЛД – Лан До

324
Первичный материал и методика работ

В качестве первичного материала для последующего анализа использовались пробы воды поверхностного слоя, а также гидрологические и метеорологические параметры в местах забора воды.

Отбор проб осуществлялся на ходу судна из носовой проточной системы судна. Глубина забора воды – 4 метра. Периодичность отбора проб составляла 1–2 часа, на участках детализации – 15–30 минут. Одновременно с отбором проб измерялись гидрологические характеристики воды (температура, соленость) с использованием проточного термосолинографа SBE–45 (USA) и метеопараметры (давление, температура воздуха, скорость и направление ветра) с использованием метеокомплекса Davis Vantage Pro 2 (USA). Помимо этого фиксировались время отбора и навигационная привязка к маршруту движения судна. Вода отбиралась в стеклянные ёмкости объемом 100 мл с двойным переливом. Склянки закрывались резиновыми пробками с использованием иглы для удаления избытка воды и воздуха.

Концентрация метана в воде определялась методом равновесных концентраций (Head Space). В качестве газовой фазы использовался атмосферный воздух, который напускался в склянки с помощью двух игл. Одна игла оставалась открытой для атмосферного воздуха. Ко второй игле подсоединялся пустой шприц и отбирались 12 мл морской воды. На место отобранной воды поступал атмосферный воздух. Одновременно с напуском газовой фазы в пробы проводились контрольные измерения концентрации метана в атмосфере. При работе на НИС «Академик М. Лаврентьев» в качестве газовой фазы использовался гелий. После удаления игл склянки в течение 2–3 ч термостатировались в лабораторных условиях и интенсивно встряхивались с помощью перемешивающего устройства. В результате в ёмкостях устанавливалось равновесие между жидкой и газовой фазами. По истечении указанного времени шприцем отбиралась аликвота газовой фазы для последующего газохроматографического анализа.

Анализ метана в равновесной газовой фазе проводился на борту судна с помощью газового хроматографа ЭХО-ЕШ мод. 2 (ЭХО-ЕШ-ПИД, Россия), снабженного пламенно-ионизационным детектором (ПИД), с чувствительностью детектора 10⁻⁵ %. Для анализа газового состава на НИС «Академик М. Лаврентьев» использовался газовый хроматограф Кристаллюкс-4000М (ЗАО МЕТАХРОМ, г. Йошкар-Ола), чувствительность ПИД по метану составляет 10⁻⁶ %. В качестве газа-носителя использовался гелий.

Расчет концентраций растворенного в морской воде метана производился по методике, заимствованной из работы (*Yamamoto et al., 1976*) в модификации (*Wiesenburg, Guinasso, 1979*) с использованием расчетных констант растворимости метана. Обработка и запись параметров велась в режиме реального времени с использованием программного обеспечения WeatherLink. Дискретность записи метеоданных – 30 минут. Полученные метеоданные использовались для расчета потока метана на границе вода–атмосфера. Глава б

Расчет потоков метана на границе вода-атмосфера

Потоки метана F с поверхности моря в атмосферу рассчитывались с использованием данных о концентрации растворенного метана в поверхностном слое морской воды, её температуре и солености; о содержании метана в приводном слое атмосферы и скорости ветра на момент отбора проб.

Расчет проводился по методологии, описанной в работах (*Mischoukov, Mishukova, 1999; Мишукова и др., 2017; Vereshchagina et al., 2013*), с использованием формулы:

$$F = \Delta C \times K, \tag{1}$$

где $\Delta C = C_{_{H3M}} - C_{_{pabh}} - разность концентраций метана в морской воде (рассчитывается как разность между измеренной концентрацией метана и равновесной концентрацией, которую имел бы атмосферный метан в морской воде при данной температуре, солености и при атмосферном давлении);$ *К*– коэффициент газообмена на границе вода–воздух.

Степень пересыщения N (%) рассчитывалась для каждой пробы по формуле:

$$N = (\Delta C / C_{\text{DBH}}) \times 100.$$
⁽²⁾

Для сравнительного анализа изменчивости потока метана на границе водаатмосфера и определения ее границ использовано 10 градаций значений потоков: сильный сток от -6 до -1 моль/(км²×сут); слабый сток от -1 до -0,01 моль/(км²×сут); равновесие от -0,01 до 0,01 моль/(км²×сут); эмиссия слабой интенсивности от 0,01 до 1 моль/(км²×сут); эмиссия умеренной интенсивности от 1 до 4 моль/ (км²×сут); эмиссия средней интенсивности от 4 до 10 моль/(км²×сут); эмиссия высокой интенсивности от 10 до 20 моль/(км²×сут); эмиссия очень высокой интенсивности от 20 до 30 моль/(км²×сут); эмиссия аномальной интенсивности от 50 до 150 моль/(км²×сут); ураганные значения: 150 – 500 моль/(км²×сут) (*Легкодимов и др., 2019*).

Результаты и обсуждение

На рис. 1 показаны потоки метана на границе вода–атмосфера на акватории Южно-Китайского моря по профилю от Тайваньского пролива до шельфа Малаккского полуострова по результатам измерений в обоих рейсах. Пунктирной линией на врезке рис. 1 показано аномальное поле метана (100–250 нл/л)) в придонном слое, обнаруженное в 1981–1983 гг. (Обжиров, 1993).

Потоки отличаются неоднородным распределением: от поглощения (-1,5моль/(км²×сут))доэмиссииоченьвысокойинтенсивности(29,2моль/(км²×сут)). Преобладает эмиссия метана в атмосферу. Значения медианы 3.7 моль/(км²×сут) по измерениям 2017 года и 3.8 моль/(км²×сут) по измерениям 2019 года относятся к интервалу эмиссии умеренной интенсивности от 1 до 4 моль/(км²×-сут). По результатам других исследований (*Zhou et al., 2009*), на шельфе и склоне северной части Южно-Китайского моря средняя скорость эмиссии метана в раз-

326

личные годы была изменчивой. Самые высокие значения наблюдались в сентябре 2006 года, когда эмиссия метана составила $15,6 \pm 8,0$ моль/(км²×сут) при скорости ветра 10.7 м/с. Концентрации метана составляли от 2.4 до 5.9 нмоль/л. На двух станциях в поверхностных водах отмечались аномальные концентрации метана (9,5 и 13,8 нмоль/л соответственно), отношение насыщенности метаном находилось в пределах от 134 до 297%. В пределах этой области, на горизонте 150–200 м, наблюдался подповерхностный максимум метана (4–5 нмоль/л). В придонных водах двух станций были определены аномально высокие значения метана (4,3 и 8,7 нмоль/л), обусловленные просачиванием газа из донных отложений. Поток в придонный слой составил до 8,0 моль/(км²сут).

По данным других исследователей (*Tseng et al., 2017*), на континентальном склоне и шельфе северной части Южно-Китайского моря поток метана на границе вода–атмосфера составлял 12,0 ± 7,4 моль/(км²×сут). Сравнительные данные измерений потока метана в 2017 г. (НИС «Академик Б. Петров») и в 2019 г. (НИС «Академик М. Лаврентьев») приведены в таблице и на диаграмме (рис. 2).

Таблица

Осредненные характеристики потоков метана на границе водаатмосфера (НИС «Академик Б. Петров» (ВР-42, 2017 г.) и «Академик М. Лаврентьев» (LV-88, 2019 г.)

	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	×						
		F	С	C*	t	S _{psu}	Ν	U
BP-42	среднее	3.3	3.1	1.7	25.0	33.8	82	6.0
BP-42	максимум	9.9	4.9	2.0	27.3	34.5	180	10.3
BP-42	минимум	-1.5	1.3	1.6	19.5	32.0	-28	2.2
LV-88	среднее	2.7	5.2	1.9	28.1	33.5	173	2.0
LV-88	максимум	6.8	9.8	2.0	29.1	34.1	400	6.9
LV-88	минимум	1.3	3.7	1.9	25.8	32.9	98	0.4

 $\Pi p u m e u a h u e$. F – Поток метана (моль/км²сут), C – измеренная концентрация метана (нмоль/л), C^{*} – равновесная концентрация метана (нмоль/л); t – температура и S *psu* – соленость в 4-метровом поверхностном слое воды, N, % – показатель перенасыщения вод метаном, U – скорость ветра (м/с).

Как видно из рис. 2, поток метана осенью 2019 г. в целом был менее интенсивен, чем в 2017 г. В этот период не было и поглощения метана, в отличие от января 2017 года. Кроме того, концентрация метана в поверхностном водном слое и приводном слое атмосферы, а также его равновесные концентрации были выше, а скорость ветра – ниже. Средние значения потока в 2019 г. были также немного ниже (2,7 и 3,3 моль/(км²×сут). В этот период концентрации метана были почти в 2 раза выше, чем в 2017 году, и в 5 раз превышали его равновесные значения. В 2019 г. средняя скорость ветра была ниже в 3 раза, а среднее значение перена-



Рис. 2. Сравнительная характеристика средних, максимальных и минимальных значений потоков метана и сопутствующих параметров на границе вода–атмосфера, полученных в рейсах: I – НИС «Академик Б. Петров» и II – НИС «Академик М.А. Лаврентьев»; а – средние; б – максимальные; в – минимальные значения.

F – поток метана (моль/км²сут); С – измеренная концентрация метана (нмоль/л); С* – равновесная концентрация метана (нмоль/л); Air – концентрация метана в приводном слое атмосферы (ppm); U – скорость ветра (м/с)

сыщения превышало этот же параметр, измеренный в 2017 г., в 2 раза (82 и 173% соответственно).

На рис. 3 показана диаграмма потока метана и сопутствующих гидрологических параметров, измеренных в 2017 г. в сопоставлении с рельефом и тектоническими элементами морского дна вдоль исследуемого профиля.

Анализ приведенной диаграммы показывает, что по характеру эмиссии метана в атмосферу можно выделить 5 основных зон.

Первая из них, протяженностью 110 км (глубины 50–72 м), характеризуется единичными значениями эмиссии средней интенсивности.

Вторая зона (длина около 800 км) с пилообразным профилем эмиссии метана выявлена при пересечении континентального склона по диагонали на глубинах от 75 до 3665 м. Отрезок профиля 500–630 км (максимум эмиссии 10 моль/ (км²×сут)) располагается над зоной разлома в верхней части континентального склона. Тектоническое строение района характеризуется плотной сетью разломов с преобладанием их северо-восточного простирания (см. рис. 1). В этом районе установлены газогидраты, признаки нефтегазоносности и масштабных палеовыбросов метана (*Wu et al., 2011; Han et al., 2013*). Источниками описываемой зоны эмиссии метана, вероятно, являются нефтегазовые и газогидратные залежи. В пределах зон I и II в различные сезоны фиксировались разные значения потоков, по нашей градации от слабого стока до эмиссии высокой интенсивности: осенью от 2.3 до 17.7 моль/(км²×сут) со средним значением 8.0±4.3 моль/(км²×сут); летом – от -0.9 до 20.4 моль/(км²сут) со средним значением 4.1±5.2 моль/(км²×сут) и зимой – от 0.1 до 1.7 моль/(км²×сут) при среднем значении 1.1±0.8 моль/(км²×сут).

Третья зона приурочена к восточному борту осадочного бассейна Фу Хань. Профиль потока имеет куполообразную форму со значениями от 1 моль/(км²×сут) по краям до 7.54 моль/(км²×сут) в центральной части. Нефтегазоносность этого бассейна еще не исследована, но полученные в настоящее время признаки его углеводородного потенциала в виде больших мощностей осадочного чехла (до 11 км), глубинных разломов, наличия коллекторов рифогенно-карбонатной природы на разуплотненных выступах кристаллического фундамента (Лукин, 2007), характеризуют его положительно. Вдоль восточного борта бассейна выделена граница коры океанического типа (см. рис. 1). Глубинные зоны проницаемости,



Рис. 3. Диаграмма потока метана на границе вода–атмосфера, а также солености (S psu) и температуры (T°C) воды в поверхностном слое вдоль профиля, отработанного в 2017 г.

Внизу показан рельеф морского дна с тектоническими разломами первого (жирные линии) и второго (тонкие линии) порядка. Батиметрический профиль построен по результатам экспедиции НИС «Академик Б. Петров» (42-й рейс). Разломы нанесены по данным (Phung Van Phach et al., 2006) сформированные в условиях перехода одного типа коры в другой, формируют особые очаги дегазации литосферы. Это проявлено в зоне IV.

Четвертая зона характеризуется очень высокой интенсивностью эмиссии метана (максимум 28 моль/($\kappa m^2 \times cyt$)) и его концентрацией до 9 нМ/л. По ранее опубликованным данным, распределение потоков метана в этой зоне составляет 8±4 моль/($\kappa m^2 \times cyt$) (*Tseng et al., 2017*). Схема течений в период наблюдений позволяет говорить о местном происхождении зоны метановой эмиссии. В связи с этим рассматриваемая часть профиля длиной около 500 км (в диапазоне глубин 200–2000 м) имеет наиболее очевидную связь эманаций метана с геологическим строением. Наиболее контрастный центральный участок профиля длиной около 300 км маркирует восточный борт нефтегазоносного бассейна Южный Кон Сон.

В целом зона IV является ярким примером миграции метана из залежей нефтегазовых месторождений. В данном случае имеются в виду месторождения Дракон, Белый Тигр, Лан До, Дан Тай и др. Можно полагать, что измеренные здесь потоки метана мигрируют по зонам глубинных разломов, контролирующих уступ континентального склона (см. рис. 1, *a*) в районе реликтового спредингового центра на южном окончании проградационного клина океанической коры (*Кулинич, 1995; Brias et al., 2016*). В этом же районе ранее было обнаружено обширное аномальное поле мигрирующего метана в придонном слое вод (см. рис. 1, *a*) (*Обжиров, 1993*).

Последняя, *пятая зона* длиной около 260 км обнаружена на шельфе в районе осадочных бассейнов Натуна и Малайского. Там открыты не менее пяти нефтяных месторождений, а поток метана достигает 10 моль/(км²×сут.) при концентрациях до 4–6 нмоль/л в центральной части.

На скорость газообмена при низких скоростях ветра ($1.5 \div 4$ м/с) основное влияние оказывает термическая конвекция, имеющая зависимость от температуры и солености воды (*Мишукова и др., 2007*). Это влияние проявилось в зонах I и V, а также в северной части зоны II. Обрушение волн и схлопывание газовых пузырьков определяли величину потока метана при более высоких скоростях ветра, наблюдавшихся в южной половине зоны II (скорость ветра $2\div 10$ м/с), в зонах III ($3\div 13$ м/с) и IV ($3\div 9$ м/с). Между зонами I, II и III установлены участки с минимальными значения эмиссии и поглощением метана (сток) из атмосферы (до -1.5 моль/($km^2 \times cyt$)). Абсолютная максимальная величина потока метана в атмосферу на профиле в 10 раз меньше, чем обнаруженная в Охотском море (до 300 моль/ $km^2 \times cyt$.) (*Mishukova et al., 2017*). Одним из факторов, объясняющих невысокие значения потока в Южно-Китайском море, может являться его низкая сейсмичность (*Родников и др. 2014*), которая влияет на интенсивность эмиссии природных газов и в других регионах.

Выводы

В результате выполненных исследований изучено пространственное распределение содержания метана в приповерхностном слое морской воды (глубина 4 м) и потоков метана на границе «вода–атмосфера» вдоль профиля, протягивающегося от Тайваньского пролива через глубоководную котловину Южно-Китайского моря до шельфа Сунда.

В процессе исследований установлена высокая изменчивость потока, зависящая от наличия источника и состояния поверхности моря. Поток метана на границе вода–атмосфера изменялся от поглощения до эмиссии.

Установлено, что около 2/3 (1970 км) длины газогеохимического профиля занимают зоны средней и умеренной эмиссии метана. Максимальный поток наблюдался в 2017 году над нефтегазоносными структурами в южной части моря и в 2019 году в Тайванском проливе. Эмиссия метана в атмосферу связана, главным образом с восходящей миграцией метана из углеводородных залежей по зонам разломов. Сопоставление особенностей пространственного распределения этих зон и их характеристик с геологическими структурами, открытыми и прогнозируемыми источниками углеводородов, указывают на высокий углеводородный потенциал Южно-Китайского моря.

Литература

Акуличев В.А., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Фунг Ван Фать, Нгуен Ну Чунг, Зыонг Куок Хын, Мальцева Е.В., Полоник Н.С., Ле Дык Ань. Аномалии природных газов в заливе Тонкин (Южно-Китайское море) // Докл. Академии наук. 2015. Т. 461, № 1. С. 53–57.

Арешев Е.Г. Нефтегазоносность окраинных морей Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии. М.: Аванти, 2003. 288 с.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.

Горшков А.П. Исследование подводных вулканов в 10-м рейсе НИС «Вулканолог» // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 39–45.

Дударев О.В., Семилетов И.П., Чаркин А.Н., Боцул А.И. Седиментационные обстановки на приконтинентальном шельфе Восточно-Сибирского моря // Докл. Академии наук. 2006. Т. 40, № 6. С. 822–827.

Исаева А.Б. Особенности распределения вольфрама в осадках Охотского моря // Геохимия. 1977. № 2. С. 246–253.

Кулинич Р. Г. Образование Южно-Китайского моря и кайнозойская эволюция земной коры Юго-Восточной Азии: дисс. ... д-ра геол.-минер. наук: 04.00.12. Владивосток, 1995. 308 с.

Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Структура и современная активность зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // Тихоок. геология. 1985. №3. С. 102–106.

Легкодимов А.А., Мишукова О.В., Швалов Д.А., Максеев Д.С., Шакирова М.В., Бакунина М.С., Еськова А.И. К Дискуссии об эмиссии метана с акватории Татарского пролива, Японское море (по результатам 55-го рейса НИС Академик Опарин) // Вестн. ДВО РАН. 2019. № 2. С 81–87.

Лукин А.Е. Биогенно-карбонатные постройки на выступах разуплотненных кристаллических пород – перспективный тип комбинированных ловушек нефти и газа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2. С. 1–21.

Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Мишуков В.Ф. Метан в пресных и морских водах и его потоки на границе вода–атмосфера в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука, 2007. 159 с.

Никифоров В.М., Долгих Г.И., Кулинич Р.Г., Шкабарня Г.Н., Дмитриев И.В., Фунг Ван Фать, Вуонг Хунг Ван. Новые данные о глубинном строении северной части залива Бакбо Южно-Китайского моря (по результатам магнитотеллурических зондирований) // Докл. Академии наук. 2015. Т. 458, № 6. С. 696–700.

Нормативно-методическое обеспечение охраны атмосферного воздуха. Пермь: ИНТЕРЭКО, 1995. Т. 2. 249 с.

Глава 6

Обжиров А.И., Ильичев В.И., Кулинич Р.Г. Аномалия природных газов в придонной воде Южно – Китайского моря // ДАН СССР. 1985. Т. 281, № 5. С. 1206–1209.

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

Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верещагина О.Ф., Мишукова Г.И., Сорочинская А.В., Югай И.Г. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.

Поротов Г.С. Математические методы при поисках и разведке полезных ископаемых: учеб. пособие. Л.: Изд-во Ленингр. горного ин-та, 1977. 106 с.

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.

Русаков В.Ю., Левитан М.А., Рощина И.А. и др. Химический состав глубоководных верхнеплейстоцен-голоценовых осадков хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геохимия. 2010. № 10. С. 1062–1078.

Смирнов Б.В. Вероятностные методы прогнозирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1983. 134 с.

Хахенберг Х., Шмидт А. Газохроматографический анализ равновесной паровой фазы. М.: Мир, 1979. 160 с.

Чан Туан Ань, Гаськов И.В., Чан Чонг Хоа, Неволько П.А. и др. Минералого-геохимические особенности и условия образования полиметаллических месторождений структуры Логам северо-восточного Вьетнама // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 817–833.

Шакиров Р.Б. Газогеохимические поля окраинных морей Дальневосточного региона: распределение, генезис, связь с геологическими структурами, газогидратами и сейсмотектоникой: дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 2015. 277 с.

Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Сырбу Н.С., Нгуен Ну Чунг, Зыонг Куок Хын, Мальцева Е.В., Сорочинская А.В., Югай И.Г., Ле Дык Ань, Фунг Ван Фать, Полоник Н.С., Буи Ван Нам, Нгуен Ван Диеп. Особенности распределения природных газов в донных осадках и воде северо-западной части Тонкинского залива (Южно-Китайское море, Вьетнам) // География и природные ресурсы. 2015. № 4. С. 178–188.

Шакиров Р. Б., Сорочинская А.В, Сырбу Н.С., Нгуен Ну Чунг, Фунг Ван Фать, Ле Дык Ань, Чон Тхань Фи. Газогеохимические особенности осадков залива Тонкин (Южно-Китайское море). // Вестн. ДВО РАН. 2017. № 4. С. 38–49.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 478 с.

Юргенсон Г.А., Солодухина М.А. Мышьяк в зоне гипергенеза Шерловогорского горнопромышленного района // Вестн. ЗабГУРАЕН. 2011. № 10. С. 117–123.

Areshev E. G., Dong Tran Le, San Ngo Thuong, Shnip 0. A. Reservoirs in fractured basement on the continental shelf of southern Vietnam // Journal of Petroleum Geology. 1992. V. 15(4). P. 451–464.

Brias A., Leloup P.H., Tapponnier P. et al. Dating the seafloor in the East Vietnam Sea through IODP expedition 349 and implications for its spreading history // International Symposium Geodynamics and geohazards in Vietnam and neighboring regions. Hanoi: VAST-NAFOSTED, 2016. P. 7–8.

Fyhn Michael B.W., Petersen Henrik I., Nielsen Lars Henrik, Giang Tran C, Nga Le H., Hong Nguyen T.M., Nguyen and Abatzis Ioannis. The Cenozoic Song Hong and Beibuwan Basins, Vietnam // Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin. 2012. GEUS. 26. P. 81–84.

Gao Shan, Luo Ting-Chuan, Zhang Ben-Ren, Zhang Hong-Fei, Han Yin-Wen, Zhao Zi-Dan, Hu Yi-Ken. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. // Geochimicaet Cosmochemica Acta. 1998. V. 62, N 11. P. 1959–1975.

Han X.Q., Yang K.H., Huang Y.Y. Origin and nature of cold seep in northeastern Dongsha area, South China Sea: Evidence from chimney-like seep carbonates // Chin. Sci. Bull. 2013. V. 58. P. 3689–3697.

Mischoukov V., Mishukova G. White caps and bubble mechanisms of gas exchange between ocean and atmosphere // Proceedings of the 2nd International Symp. "CO₂ in the Oceans" / Ed. Y. Nojiri. Tokyo: Environ. Agency of Japan, 1999. P. 517–520.

Mishukova G.I., Shakirov R.B., Obzhirov A.I. Methane fluxes on the water–atmosphere boundary in the Sea of Okhotsk // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 475, N 2. P. 963–967.

Phung Van Phach, Buy Cong Que, Nguyen The Tiep and Phi Truing Thanh. About Map of Tertiary basins of East Viet Nam sea. Scale 1: 1 000 000 // Journal of Marine Sciences and Technology. Hanoi, 2006 (in Vietnamese, with abstract in English).

Tseng Hsiao-Chun, Chen Chen-Tung Arthur, Borges Alberto Vieira Delvalls Angel, Chang Yu-Chang. Methane in the South China Sea and the Western Philippine Sea // Continental Shelf Research. 2017. V. 135. P. 23–34. DOI:10.1016/j.csr.2017.01.005.

Vereshchagina O. F., Korovitskaya E. V., Mishukova G. Methane in water columns and sediments of the north western Sea of Japan // Deep Sea Research. Part II: Topical Studies in Oceanography. 2013. V. 86/87. P. 25–33.

Wiesenburg D.A., Guinasso N.L. Equilibrium solubility of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and seawater // Journal of Chemical & Engineering Data. 1979. V. 24, N 4. P. 356–360.

Wu N., Zhang H., Yang Sh., Zhang G. et al. Gas Hydrate System of Shenhua Area, Northern South China Sea // Geochemical Results. 2011. Article ID 370298. – http://dx.doi.org/10.1155/2011/370298.

Yamamoto S., Alcauskas J.B., Crozier T.E. Solubility of methane in distilled water and seawater // Journal of Chemical & Engineering Data. 1976. V. 21, N 1. P. 78–80.

Zhou, H., Yin, X., Yang, Q., Wang, H., Wu, Z., Bao, S. Distribution, source and flux of methane in the western Pearl River Estuary and northern South China Sea // Mar. Chem. 2009. V. 117. P. 21–31.

Научное издание

РОССИЙСКО-ВЬЕТНАМСКИЕ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНО-КИТАЙСКОМ МОРЕ

под редакцией В.Б. Лобанова

Редактор В.С. Жердев Дизайнер Г.П. Писарева Верстка И.В. Миромановой

Подписано к печати 20.10.2020 г. Формат 70×100/16. Усл. п. л. 27,1. Уч.-из.л. 25,54 Тираж 200 экз. Заказ 16

Отпечатано: Индивидуальный предприниматель Мироманова Ирина Витальевна 690106, г. Владивосток, ул. Нерчинская, 42-102