

DOI: 10.7868/S3034530826050098
УДК 561.26:551.8(265.72)

Оригинальная статья

Изменения интенсивности восточно-азиатского муссона и апвеллинга в западной части Южно-Китайского моря за последние 220 000 лет по данным диатомового анализа

М.В. Черепанова¹, В.С. Пушкарь^{2*}

¹Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии
Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, Российская Федерация

²Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН,
Владивосток, Российская Федерация

*E-mail: vlpushkar@mail.ru

Аннотация. В настоящей статье представлены результаты изучения диатомовых водорослей из донных осадков колонки 17954, поднятой в западной части Южно-Китайского моря. Анализ полученных данных позволил выявить диатомовые индикаторы, которые были использованы для реконструкции океанографических условий моря, в том числе существования апвеллинга, изменения солёности, эвтрофности вод, а также векторов поверхностных течений за последние 220 тыс. лет. Было установлено, что летний восточно-азиатский муссон (ВАМ) был более интенсивным во время межледниковий, но его влияние постепенно снижалось от морской изотопной стадии (МИС) 7 к МИС 1. Таким образом, тренд развития ВАМ был направлен на постепенное доминирование зимнего муссона над летним.

Ключевые слова: диатомовые водоросли, муссон, апвеллинг, плейстоцен, Южно-Китайское море

Финансирование. Исследования выполнены в рамках государственных заданий Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (темы: лаборатория палеоботаники ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН – № 124012200182-1, лаборатории палеоэкологии кайнозоя ДВГИ ДВО РАН – № 122040800201-8).

Конфликт интересов. Авторы декларируют отсутствие явных и потенциальных конфликтов интересов, связанных с публикацией данной статьи.

Вклад авторов в публикацию. Оба автора внесли существенный вклад в разработку концепции, проведение исследования и подготовку статьи.

Благодарности. Авторы выражают благодарность за предоставленный первичный материал профессора Zhimin Jian и Baoqi Huang (Лаборатория морской геологии Университета Tongji, Шанхай, КНР).

Ссылка для цитирования: Черепанова М.В., Пушкарь В.С. Изменения интенсивности восточно-азиатского муссона и апвеллинга в западной части Южно-Китайского моря за последние 220 000 лет по данным диатомового анализа. *Вестник ДВО РАН*. 2026. № 5. С. 134–152. <https://doi.org/10.7868/S3034530826050098>

DOI: 10.7868/S3034530826050098

Original article

Changes in the intensity of the East Asian monsoon and upwelling in the western part of the South China Sea over the past 220 000 years according to diatom analysis

M.V. Cherepanova¹, V.S. Pushkar^{2*}

¹*Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, Far East Branch Russian Academy of Science, Vladivostok, Russian Federation*

²*Far East Geological Institute, Far East Branch Russian Academy of Science, Vladivostok, Russian Federation*

**E-mail: vpushkar@mail.ru*

Abstract. This paper presents the results of a study of diatoms from bottom sediments of core 17954, recovered from the western South China Sea. Analysis of the data revealed diatom indicators that were used to reconstruct the paleoceanographic conditions, including the upwelling intensity, salinity variations, water eutrophy, and surface current vectors over the past 220,000 years. The results indicate that the summer East Asian Monsoon (EAM) was more intense during interglacials, but its influence gradually decreased from Marine Isotope Stage (MIS) 7 to MIS 1. Thus, the long-term EAM trend shifted toward the gradual dominance of the winter monsoon over the summer one.

Keywords: diatoms, monsoon, upwelling, Pleistocene, South China Sea

Funding. The research was carried out within the framework of state assignments of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (topics: laboratory of paleobotany of the Federal Scientific Center of Biodiversity of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences – No. 124012200182-1; laboratory of Cenozoic paleoecology of the Far Eastern Geological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences – No. 122040800201-8).

Conflict of Interest. The authors declare no conflict of interest.

Authors Contributions. Both authors made a significant contribution to the development of the concept, conduct of the study, and preparation of the article.

Acknowledgments. The authors are grateful to Professors Zhimin Jian and Baoqi Huang (Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai, China) for providing the primary material.

For Citation: Cherepanova M.V., Pushkar V.S. Changes in the intensity of the East Asian monsoon and upwelling in the western part of the South China Sea over the past 220 000 years according to diatom analysis. *Vestnik of the FEB RAS*. 2026;(5):134–152. (In Russ.).
<https://doi.org/10.7868/S3034530826050098>

Введение

Азиатская муссонная система представляет собой проявление термодинамической атмосферной циркуляции, обусловленное сезонными изменениями нагрева нагорий Центральной Азии и прилегающих частей Индийского и Тихого океанов. Экстремальные градиенты температур суша / море вызывают ярко выраженную смену направлений ветра в зимнее и летнее время. Сезонность направлений ветра, температуры и осадков лежит в основе процесса, включающего обширный перенос влаги из низких в высокие широты, а также между сушей и морем. Муссон определяет тепловой баланс атмосферы в Северном полушарии, и, следовательно, его изменения имеют большое значение в контроле глобальных климатических флуктуаций [1].

Климат Южно-Китайского моря (ЮКМ) и прилегающей к нему части Евроазиатского материка определяется действием восточно-азиатского муссона (ВАМ) [2]. Сезонные изменения ветров играют важную роль в краткосрочных и долгосрочных гидрологических, химических и седиментологических циклах этого региона, и, что не менее важно, в циркуляции поверхностных течений моря [1]. Поскольку муссонный климат влияет на наиболее густонаселенные регионы нашей планеты, современные и прошлые изменения муссонной циркуляции оказывают, оказывали и будут оказывать влияние на развитие флоры и фауны региона, включая изменения континентальной биомассы, а также и на социально-экономическое развитие стран восточно-азиатского региона.

ЮКМ отличается высокими скоростями седиментации и благоприятными условиями для сохранения богатых архивов как региональных, так и глобальных климатических изменений. Таким образом, оно представляет собой идеальное место для изучения муссонной изменчивости климата. Это обеспечивает оптимальные условия для проведения детальных палеогеографических исследований [3, 4].

Мультидисциплинарное изучение четвертичной истории окружающей среды в ЮКМ позволило получить важные сведения об изменениях муссонной активности, температуры поверхностных вод в ледниковые и межледниковые периоды, уровня моря, влияния течения Куросио на океанографические процессы в море [1, 5, 6 и др.]. Однако до сих пор работ, посвященных изучению диатомовых водорослей ЮКМ и их реакции на палеоклиматические изменения, все еще очень мало. Большая часть публикаций касается исследования диатомей в поверхностных донных осадках моря [7–10 и др.], и лишь небольшое их количество посвящено изучению этих микроорганизмов в четвертичных отложениях [6, 11, 12 и др.].

Целью настоящего исследования являлось изучение флуктуаций и активизации муссонной циркуляции в регионе по реакции диатомовой флоры, связанных с палеоокеанографическими изменениями в юго-западной части ЮКМ за последние 220 тыс. лет.

Характеристика региона исследования

ЮКМ простирается от экватора до 23° с.ш. и от 99 до 121° в.д. и представляет собой полузамкнутый бассейн. Это одно из крупнейших окраинных морей в Юго-Восточной Азии с максимальной глубиной воды около 5000 м (рис. 1) [13]. Оно отделено от Тихого океана на востоке и от Индийского океана на юге серией порогов,

большинство которых являются мелководными с глубиной менее 100 м, что приводит к относительно небольшому обмену водными массами между ЮКМ и окружающими районами [13]. Во время последнего ледникового периода характер циркуляции вод мог существенно отличаться от современного, поскольку уровень Мирового океана в этот период понижался более чем на 100 м [1]. Единственным глубоким порогом с глубиной около 2500 м является пролив Баши, который мог играть важную роль в обмене водными массами между ЮКМ и Тихим океаном во время низкого уровня моря.

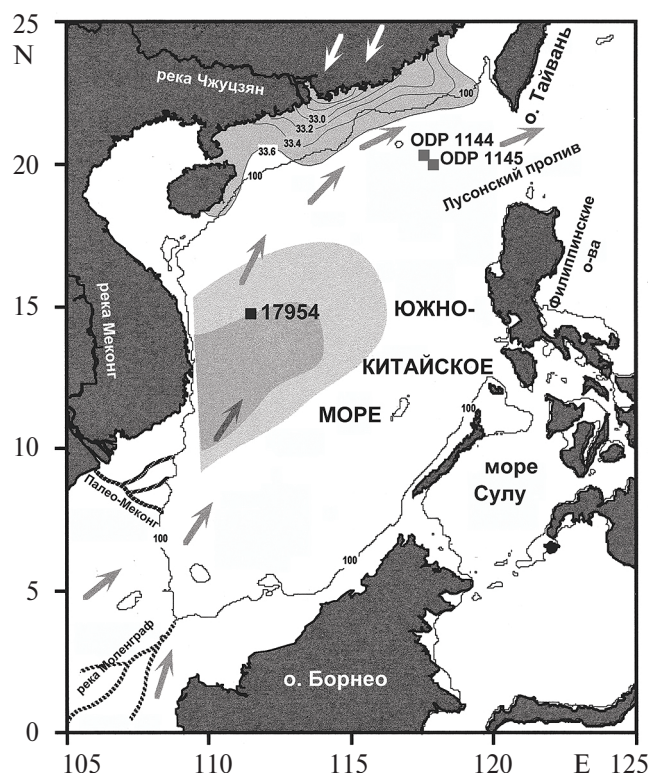


Рис. 1. Расположение исследованной колонки 17954 и скважин ODP 1145 и 1144 в Южно-Китайском море: серые стрелки показывают направления современных поверхностных течений летом; к юго-востоку от Вьетнама серым цветом обозначена современная область апвеллинга [1]; белые стрелки указывают направление зимнего муссона. Заштрихованная область в устьевой области реки Чжунцзян показывает современный пресноводный шлейф с пониженной соленостью поверхностных вод моря летом. 100-метровая изобата отмечает приблизительное положение береговой линии во время ледникового низкого уровня моря. В юго-западной части Южно-Китайского моря показаны реки Моленграф и Палео-Меконг на (осушенном) во время ледниковых периодов шельфе [1]

Fig. 1. Locations of core 17954 and sites ODP 1144 and 1145 from the South China Sea: gray arrows show modern surface currents during summer; modern upwelling region southeast of Vietnam during summer is stippled [1]; white arrows show winter monsoon. Shaded area in front of the Pearl River mouth shows the modern freshwater plume with reduced sea-surface salinity during summer. Present 100-m isobath shows approximate position of coastline during glacial low sea level. Molengraaff and Mekong rivers on the (emerged) glacial shelf are indicated in the southwestern South China Sea [1]

Климат и циркуляция поверхностных вод в ЮКМ в значительной степени контролируются преобладающей муссонной циркуляцией, которая обусловлена

дифференциальным нагревом Евразийского континента и океанов с меняющимися летними и зимними дождями и ветрами [14]. Основные водные массы, выпадающие в ЮКМ: воды из западной части Тихого океана, включая теплое течение Куроисио, поступающее через пролив Баши к северу от о. Лусон; прибрежные воды Китая, перемещающиеся через Тайваньский пролив зимой; поверхностные воды Индийского океана, втекающие через шельф Зондского моря летом [15]. Летняя температура поверхности моря в исследуемом районе однородна, в целом около 28–29 °С. Однако зимняя температура поверхности моря показывает градиент от ~ 23 °С на севере до ~ 27 °С на юге [16].

Река Чжунцзян, или Жемчужная, является самым крупным водотоком, выпадающим в ЮКМ. Она поставляет $3,5 \cdot 10^{11}$ м³/год пресной воды и $85 \cdot 10^6$ т/год осадочного материала в море [17].

Диатомовые водоросли в поверхностных осадках

По данным Jiang Hui с соавторами [8], доминирующим компонентом в диатомовых танатоценозах практически по всему ЮКМ является неритический планктонный вид *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschkowsky. По мнению авторов, это свидетельствует о незначительном обмене водными массами между ЮКМ, Тихим и Индийским океанами. Самое сильное воздействие теплой океанической воды происходит в самой северо-восточной части моря, где находится выделенная авторами ассоциация V, в которой основными таксонами являются *Alveus marinus* (Grunow) Kaczmarek et Fryxell, *Azpeitia nodulifera* (Schmidt) Fryxell et Sims, *A. neocrenulata* (VanLandingham) Fryxell et Watkins, *Rhizosolenia bergonii* Peragallo и *Thalassionema frauenfeldii* (Grunow) Tempère et Peragallo. Jiang Hui с соавторами [8] предлагают для палеоокеанографических реконструкций района, в частности при отслеживании поступления вод из западной части Тихого океана, включая течение Куроисио, в качестве индикаторов теплых океанических вод, выпадающих в ЮКМ, использовать тепловодные океанические, планктонные виды *A. marinus*, *R. bergonii* и *A. neocrenulata*. Вместе с тем предостерегают, что другой тропический, океанический, планктонный вид – *A. nodulifera*, скорее, проблематично использовать в качестве экологического индикатора из-за его устойчивости к растворению и возможного дальнейшего переноса в другие районы моря.

Для района, в котором была отобрана колонка 17954, характерна ассоциация III, для которой наиболее важным видом является *Nitzschia braaurudii* Hasle, вместе с ним ассоциацию образуют *Shionodiscus oestrupii* (Ostenfeld) Alverson, Kang et Theriot, *Roperia tessellata* (Roper) Grunow ex Pelletan, *T. frauenfeldii* и *Cyclotella stylorum* Brightwell и *C. striata* (Kützing) Grunow, что предполагает некоторое влияние прибрежных вод в регионе [8].

Материал и методы

Образцы на диатомовый анализ были отобраны из колонки: 17954 (14°45,5′ с.ш.; 111°31,6′ в.д.), расположенной в современной зоне летнего апвеллинга в западной части ЮКМ (рис. 1). Колонка поднята с глубины – 1517 м во время рейса Sonne-95, осуществляемого в рамках проекта “Monitor Monsoon” в 1994 г. [18]. Колонка 17954 состоит из двух гравитационных кернов, 17954-2 и 17954-3, осадки которых представлены темно-серой алевроитовой глиной без признаков турбидитов и массового переотложения. Образцы отбирались с интервалом от 1 до 20 см в зависимости от скорости осадконакопления.

Диатомовый анализ. Диатомовые водоросли в колонке 17954 были изучены в 91 образце. Отобранные пробы были подготовлены согласно стандартной методике [19]. Для удаления органического вещества и дезинтеграции осадка все образцы кипятили в растворе триполифосфата натрия с добавлением 1–5 мл 30 % раствора перекиси водорода. Так как пробы имели высокое содержание глины, они многократно промывались путем суспендирования и диспергирования материала в дистиллированной воде в стаканах объемом 1000 мл. Аликвота (0,06 мл) взмученной суспензии помещалась на покровное стекло, которое после полного высыхания материала соединялось с предметным стеклом с помощью среды Эльяшева (коэффициент

преломления 1,67–1,68). Подготовка постоянных препаратов осуществлялась одинаково: навеска осадка для всех изученных проб составляла 1 г, осадок после химической обработки разводили в 100 мл дистиллированной воды, на покровное стекло 18 × 18 мм наносили 0,06 мл перемешанной взвеси. Это позволило рассчитать концентрацию створок в 1 г сухого осадка [20].

Для идентификации, подсчета и микрофотографирования диатомовых водорослей использовался световой микроскоп AxioPlan 40 (Центр коллективного пользования ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН) с иммерсионной жидкостью при увеличении ×1000.

В отложениях встречены диатомовые створки хорошей сохранности. Необходимо отметить низкую концентрацию створок в осадках, в ряде случаев для набора репрезентативной выборки диатомей приходилось просматривать до 60 горизонтальных рядов в препарате. В некоторых интервалах колонки 17954 (670, 680, 730–770, 785, 800, 870, 900, 920–960, 1020, 1080 см) были обнаружены единичные створки – от 0 до 98, в отдельных интервалах их количество едва превышало 100 (530, 650, 700, 910, 1000, 1070 см). В относительно насыщенных препаратах подсчитывалось от 250 до 300 створок.

Всего с использованием определителей [21–24 и др.] было установлено 226 таксонов диатомей. Из этих источников, а также некоторых других, приведенных в тексте, получена информация и об эколого-географических характеристиках выявленных таксонов. В работе использована классификация диатомей согласно AlgaeBase [25].

Построение диатомовых диаграмм, демонстрирующих распределение основных таксонов и экологических групп по разрезу, было осуществлено с помощью программ TILIA и TILIA Graph (<http://www.tiliait.com>). Выделение локальных диатомовых зон сделано на основе кластерного анализа с использованием метода наименьших квадратов (CONISS) [26].

Для анализа полученных данных был также использован метод главных компонент (Principal Component Analysis, PCA) на основе ковариационной матрицы, который позволяет выделить факторы, оказывавшие наибольшее влияние на пространственно-временное распределение микрофоссилий по разрезу. Статистический анализ выполнялся с помощью программы PAST [27]. Исходными данными для PCA послужило распределение по колонке таксонов с многократным (в нескольких пробах) процентным содержанием более 0,2 %.

Таблица 1. Список радиоуглеродных дат, полученных для колонки 17954 [30]
Table 1. List of radiocarbon dates obtained for Core 17954 [30]

№ образца	Лабораторный индекс	Глубина (см)	Вид	Радиоуглеродный возраст (лет)	Калиброванный возраст (кал. лет)	Ошибка (лет)	Метод
1	BA05861	104.5	<i>G. ruber</i>	14810 ± 50	17280	227	Marine04 [31]
2	BA05862	141.5	<i>G. ruber</i>	19950 ± 60	23313	234	Marine04 [31]
3	BA05863	176.5	<i>G. ruber</i>	25180 ± 80	29913	189	Fairbanks0107 [32]
4	BA05864	223	<i>G. ruber</i>	29960 ± 120	35124	176	Fairbanks0107 [32]
5	BA05865	260.5	<i>G. ruber</i>	37920 ± 180	42706	234	Fairbanks0107 [32]
6	BA05935	302.5	<i>G. ruber</i>	39800 ± 200	44325	256	Fairbanks0107 [32]

Предыдущими исследованиями [28, 29] было установлено, что вариации диаметра *A. nodulifera* могут контролироваться климатическими факторами, при этом популяции с диаметром клеток более 60 мкм формируются в водах с высокими концентрациями питательных веществ. В ЮКМ использование значений отношения количества створок данного таксона диаметром <60 мкм к количеству створок >60 мкм показало, что данное соотношение выше в холодное время [12]. Это послужило поводом для исследования вариаций размеров *A. nodulifera* и в колонке 17954.

Возрастная модель. Для колонки 17954 [30] были получены шесть радиоуглеродных датировок (см. таблицу). Даты моложе 21880 лет калибровались с использованием программы MARINE04 со стандартной поправкой на океанический резервуар 400 лет [31]. Для более старых возрастов использовали калибровку Fairbanks 0107 и поправку на океанический резервуар — 256 лет [32]. Верификация возрастной модели была проведена на основе корреляции выявленных в колонке восьми изотопных ($\delta^{18}\text{O}$) событий, установленных по планктонным и бентосным фораминиферам [30], с записями SPECMAP [33]. Эти результаты показали, что колонка 17954 охватывает последние 220 000 лет, достигнув морской изотопной стадии (MIS) 7 [34].

Результаты

Общая характеристика диатомовой флоры. В изученных отложениях всего определено 229 таксонов диатомей (рис. 2), среди которых наиболее представительными были *Cyclotella stilorum* (со средним содержанием в палеосообществах до 25,6 % и максимальным — 92,0 %), *Azpeitia nodulifera* (22,0 % и 72,2 % соответственно), *Cyclotella striata* (13,3 % и 45,7 %), *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve (5,7 % и 31,5 %), *Thalassionema nitzschioides* (5,0 % и 19,7 %), *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenberg) Cleve (2,9 % и 8,1 %), *Coscinodiscus radiatus* Ehrenberg (2,8 % и 11,7 %), *Thalassionema frauenfeldii* (2,7 % и 8,8 %), *Thalassionema nitzschioides* var. *parva* (2,6 % и 8,5 %), *Alveus marinus* (2,3 % и 6,7 %).

В палеосообществах преобладают сублиторальные планктонные диатомеи (среднее содержание — 43,6 %, максимальное — 97,4 %), хотя по количеству видов, образующих эту экологическую группу, она отличается низким разнообразием (4,4 % от общего числа таксонов). Наиболее богатая по таксономическому разнообразию — группа сублиторальных бентосных диатомей (40,3 %), но обилие видов этой группы в палеосообществах невысокое — в среднем 4,1 %, максимальное 15,0 %. Близки по количеству видов группы неритических и пресноводных диатомей (15,0 % и 15,5 % соответственно), но наиболее представительна первая группа (среднее содержание — 10,6 %, максимальное — 45,8 %), вторая отличается значительно меньшим обилием: среднее содержание — 0,2 %, максимальное — 1,6 %. Среднее содержание океанических таксонов составляет 30,4 %, а максимальное — 84,3 %, эти показатели поддерживаются 24,8 % от общего количества видов диатомей.

Диатомовая зональность. В колонке 17954 установлено 11 комплексов диатомей (рис. 3), соответствующих MIS1–7, и выделяемых в них подстадий [33, 35].

Для осадков комплекса **ДК 7** (1110–1061 см, 215,5–189,4 тыс. л.н.) характерны самые низкие показатели концентрации створок диатомей в осадках. В нем доминирует сублиторальная, тепловодная *C. stilorum* (90,6–92,0 %), относительно высокое обилие имеет сублиторальная эвригалинная *P. sulcata* (до 10,8 %).

В интервале керна, охарактеризованного комплексом **ДК 6** (1060–770 см, 189,4–126,5 тыс. л.н.), в нижней его части (до 942 см) осадки также отличаются низким содержанием створок диатомей. И здесь также отмечено доминирование *C. stilorum* (74,2–90,4 %). Постепенно вверх по разрезу увеличивается содержание океанического *C. radiatus* (до 6,3 %). В верхней части интервала концентрация створок немного возрастает, и происходит смена доминанта, им становится океаническая тепловодная *A. nodulifera* (до 72,2 %), также выявлено увеличение содержания сублиторальной *C. striata* (до 11,5 %). Необходимо отметить некоторый рост видового богатства диатомей.

В осадках с комплексом **ДК 5e** (770–698 см, 126,5–109,39 тыс. л.н.) концентрация створок в нижней части интервала снижается до минимальных значений и

повышается к его верхней границе. Доминируют *C. striata* (до 45,7 %) и *C. stylorum* (до 33,1 %). Разнообразие диатомей сокращается.

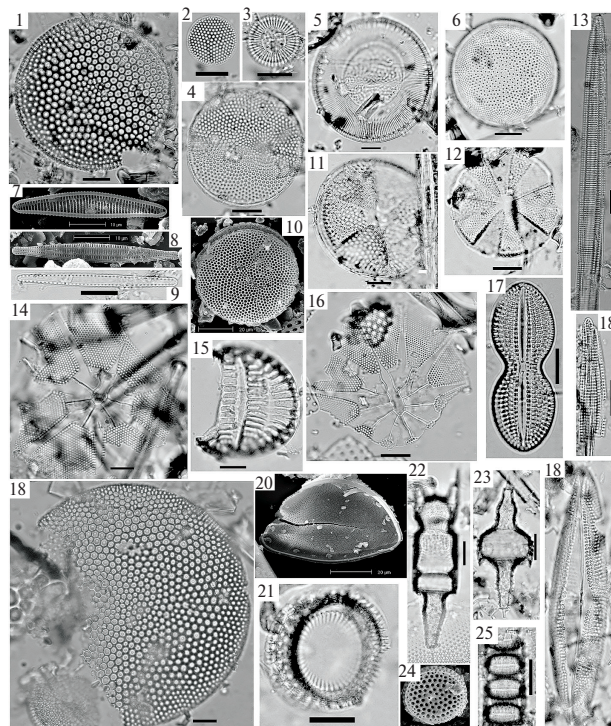


Рис. 2. Диатомовые водоросли из колонки 17954: 1 – *Azpeitia nodulifera* (Schmidt) Fryxell et Sims; 2, 24 – *Shionodiscus oestrupii* var. *venrickae* (Fryxell et Hasle) Alverson, Kang et Theriot; 3 – *Cyclotella striata* (Kützting) Grunow; 4, 10 – *Azpeitia africana* (Janisch ex Schmidt) Fryxell et Watkins; 5 – *Cyclotella stylorum* Brightwell; 6 – *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg; 7, 18 – *Fragilariopsis doliolus* (Wallich) Medlin et Sims; 8 – *Nitzschia braaurudii* Hasle; 9 – *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschkowsky; 11 – *Actinocyclus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg; 12 – *Actinocyclus vulgaris* Schumann; 13 – *Alveus marinus* (Grunow) Kaczmarek et Fryxell; 14 – *Asteromphalus roperianus* (Greville) Ralfs; 15 – *Campylodiscus brighwellii* Grunow; 16 – *Asteromphalus hookeri* Ehrenberg; 17 – *Diploneis bombus* (Ehrenberg) Ehrenberg; 19 – *Coscinodiscus oculus-iridis* (Ehrenberg) Ehrenberg; 20 – *Hemidiscus cuneiformis* Wallich; 21, 25 – *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve; 22, 23 – *Cerataulina pelagica* (Cleve) Hendey (23 – спора); 26 – *Trachyneis antillarum* (Cleve et Grunow) Cleve. Фото 1-6, 9, 11-19, 21-23, 25, 26 – световой микроскоп; 7, 8, 10, 20, 24 – СЭМ. Фото в СЭМ сделаны в Лаборатории морской геологии Университета Tongji, Шанхай, КНР. Масштабная линейка – 1-9, 11-19, 21-26 – 10 мкм; 10, 20–20 мкм

Fig. 2. Diatoms from core 17954: 1 – *Azpeitia nodulifera* (Schmidt) Fryxell et Sims; 2, 24 – *Shionodiscus oestrupii* var. *venrickae* (Fryxell et Hasle) Alverson, Kang et Theriot; 3 – *Cyclotella striata* (Kützting) Grunow; 4, 10 – *Azpeitia africana* (Janisch ex Schmidt) Fryxell et Watkins; 5 – *Cyclotella stylorum* Brightwell; 6 – *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg; 7, 18 – *Fragilariopsis doliolus* (Wallich) Medlin et Sims; 8 – *Nitzschia braaurudii* Hasle; 9 – *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschkowsky; 11 – *Actinocyclus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg; 12 – *Actinocyclus vulgaris* Schumann; 13 – *Alveus marinus* (Grunow) Kaczmarek et Fryxell; 14 – *Asteromphalus roperianus* (Greville) Ralfs; 15 – *Campylodiscus brighwellii* Grunow; 16 – *Asteromphalus hookeri* Ehrenberg; 17 – *Diploneis bombus* (Ehrenberg) Ehrenberg; 19 – *Coscinodiscus oculus-iridis* (Ehrenberg) Ehrenberg; 20 – *Hemidiscus cuneiformis* Wallich; 21, 25 – *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve; 22, 23 – *Cerataulina pelagica* (Cleve) Hendey (23 – spore); 26 – *Trachyneis antillarum* (Cleve et Grunow) Cleve. Photos 1-6, 9, 11-19, 21-23, 25, 26 – light microscope; 7, 8, 10, 20, 24 – SEM. SEM photos taken at the Laboratory of Marine Geology at Tongji University, Shanghai, China. Scale bar – 1-9, 11-19, 21-26 – 10 μ ; 10, 20–20 μ

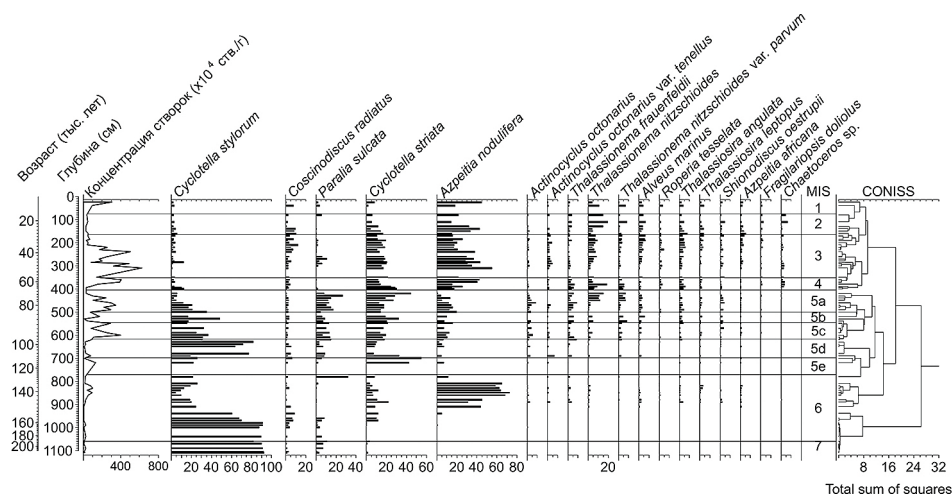


Рис. 3. Концентрация створок диатомей в 1 г сухого осадка и распределение отдельных таксонов диатомей в колонке 1795

Fig. 3. Concentration of diatom valves in 1 g of dry sediment and distribution of individual diatom taxa in core 17954

Концентрация створок снижается в осадках с комплексом **ДК 5d** (698–618 см, 109,39–96,01 тыс. л.н.), который характеризуется ярко выраженным доминированием *C. stylorum* (до 81,8 %) и снижением обилия *C. striata* (до 10,2 %). Несколько увеличивается содержание *A. nodulifera* и *P. sulcata* (до 6,3 %).

Для осадков с комплексом **ДК 5c** (618–545 см, 96,01–87,16 тыс. л.н.) фиксируется значительное увеличение концентрации створок. Доминирует *C. stylorum* (до 36,4 %), субдоминантом является *C. striata* (до 19,2 %), высокие оценки обилия имеют *P. sulcata* (до 13,7 %) и *A. nodulifera* (до 12,3 %).

Концентрация створок снижается в осадках комплекса **ДК 5b** (545–500 см, 87,16–82,84 тыс. л.н.). В бидоминантном комплексе преобладают *C. stylorum* (до 48,4 %) и *C. striata* (до 32,3 %), высокие оценки обилия по-прежнему имеют *A. nodulifera* (до 19,4 %) и *P. sulcata* (до 8,9 %), увеличивается содержание *Thalassionema nitzschioides* + var. *parvum* (до 13,5 %), которые широко распространены в низких широтах [24], а в прибрежных районах используются как индикатор апвеллинга [36].

Концентрация створок в осадках увеличивается в нижней части интервала, охарактеризованного комплексом **ДК 5a** (500–405 см, 82,84–69,06 тыс. л.н.). Продолжают доминировать *C. striata* и *C. stylorum*, причем изменение участия этих видов происходит в противофазе с 13,7 до 43,8 % для первого таксона и с 35,0 до 5,2 % для второго. Высокие оценки обилия имеют *P. sulcata* (до 26,1 %), *T. nitzschioides* + var. *parvum* (до 21,4 %) и *A. nodulifera* (до 15,6 %), а также *T. frauenfeldii* (до 8,8 %), считающаяся тропическо-субтропическим видом [37], сублиторальный *Actinocyclus octonarius* Ehr. (до 8,0 %), *A. marinus* (до 3,2 %), современное распространение которого охватывает область от 40° с.ш. до 40° ю.ш. [38].

Количество створок в осадках с комплексом **ДК 4** (405–348 см, 69,06–55,22 тыс. л.н.) снижается в нижней части интервала и несколько возрастает к его верхней границе. Доминирует *A. nodulifera* (до 41,8 %), субдоминантом является *C. striata* (до 29,6 %). Участие *T. nitzschioides* + var. *parvum* в средней части интервала достигает 23,4 %. Содержание *C. stylorum* снижается вверх по разрезу с 12,4 до 2,4 %. Появляются представители рода *Chaetoceros* sp.

Самые высокие по разрезу показатели концентрации створок отмечаются в осадках комплекса **ДК 3** (348–165 см, 55,22–31,5 тыс. л.н.). В комплексе продолжает доминировать *A. nodulifera* (до 42,6 %), субдоминант комплекса – *C. striata* (до 20,3 %).

Высокие оценки обилия имеют *T. nitzschioides* + var. *parvum* (до 11,8 %), *C. radiatus* (до 11,7 %), а также *A. marinus* (до 6,4 %), *Actinocyclus otonarius* с var. *tenellus* (Bréb.) Hendeby, *Thalassiosira angulata* (Greg.) Hasle (каждый до 5,0 %).

Концентрация створок снижается в осадках с комплексом ДК 2 (165–75 см, 31,5–14,59 тыс. л.н.). Доминирует *A. nodulifera* (до 41,9 %). Высокие оценки обилия имеют *T. nitzschioides* + var. *parvum* (до 27,9 %), *C. striata* (до 16,2 %), *C. radiatus* (до 10,1 %), представители рода *Chaetoceros* sp. (до 6,7 %),

Концентрация створок в осадках комплекса ДК 1 (75–25 см, 14,59–5,45 тыс. л.н.) остается такой же, как и для предыдущего комплекса, увеличиваясь к верхней части интервала. По-прежнему доминирует *A. nodulifera* (до 43,6 %), относительно высокое процентное содержание имеет *T. nitzschioides* + var. *parvum* (до 16,8 %).

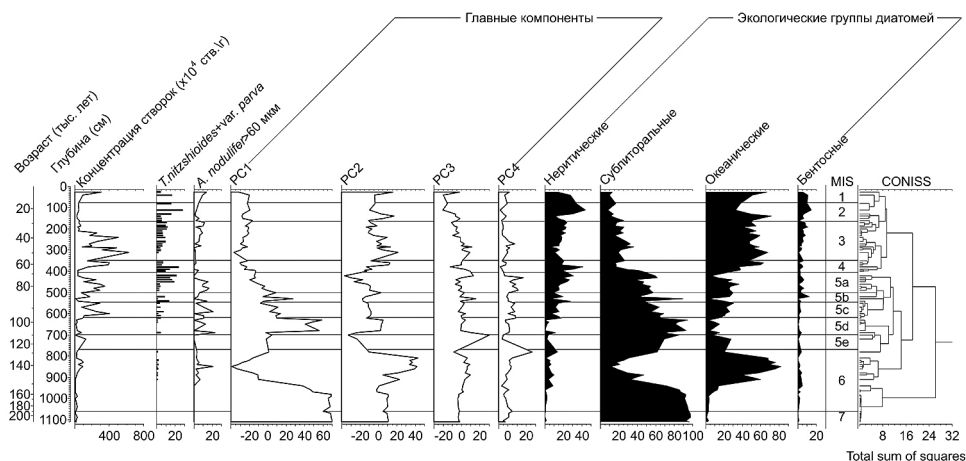


Рис. 4. Распределение значений выбранных диатомовых критериев, главных компонент и экологических групп диатомей в колонке 17954

Fig. 4. Distribution of diatom criteria values, selected principal components and ecological groups of diatoms in column 17954

PCA анализ. Вклад каждого из четырех выбранных главных компонент (собственных значений осей PC) составил: PC1 – 72,808 %; PC2 – 18,306 %; PC3 – 3,9991 % и PC4 – 2,2463 %. Для максимально информативного PC1 (рис. 4) самые высокие положительные нагрузки имеет сублиторальная, относительно тепловодная, считающаяся показателем повышенной степени эвтрофикации вод [39] *C. stylorum* (0,90423). С наибольшими отрицательными нагрузками представлены: океаническая, тепловодная *A. nodulifera* (-0,39843), sublittoralная, более холодноводная (по сравнению с *C. stylorum*) *C. striata* (-0,10626) и неритическая, субтропическая *T. nitzschioides* + var. *parvum* (-0,090985). Для PC 2 с положительными нагрузками отмечены: *A. nodulifera* (0,82124) и *C. stylorum* (0,3009), а с отрицательными – *C. striata* (-0,42585), *P. sulcata* (-0,16787), *T. nitzschioides* + var. *parvum* (-0,178727). Для PC3 положительные нагрузки зафиксированы для *C. striata* (0,85433), *A. nodulifera* (0,30242), *C. stylorum* (0,19717), а отрицательные – для *T. nitzschioides* + var. *parvum* (-0,361707), *Asterolampra marylandica* Ehr. (-0,11099), *C. radiatus* (-0,085251), *T. angulata* (-0,07969). Для PC4 положительными были нагрузки для *P. sulcata* (0,92303), *A. nodulifera* (0,10712), *Stephanopyxis palmeriana* (Grev.) Grun. (0,087898); отрицательными – для *T. nitzschioides* + var. *parvum* (-0,237104), *C. radiatus* (-0,17654), *C. striata* (-0,10589), *T. angulata* (-0,079473).

Самые высокие значения PC 1 отмечены для MIS 7 и первой половины MIS 6, далее выше по разрезу – для MIS 5d и MIS 5b. Максимальные показатели PC 2 зафиксированы для второй половины MIS 6, высокие, но не такие весомые значения

отмечены для MIS 5d, MIS 3, первой половины MIS 2 и в самой верхней части разреза. Наибольшие показатели PC 3 наблюдались для MIS 5e, MIS 5b и завершающей стадии MIS 5a. Самые высокие показатели PC 4 обнаружены на завершающей стадии MIS 6 во время MIS 5a и в средней части MIS 3.

Анализ распределения створок *A. nodulifera* с диаметром >60 мкм (рис. 4) показал некоторое увеличение таких створок вблизи границы MIS 6 b/MIS 6 a, в осадках MIS 5, во второй половине MIS 3 и MIS 1.

Обсуждение

Анализ поведения выбранных для интерпретации критериев показал, что диатомовые водоросли активно реагировали на изменения океанографической ситуации ЮКМ, которая определялась флуктуациями палеоклимата (в том числе интенсивности зимнего и летнего муссонов), в свою очередь вызывающими колебания уровня моря и обусловленные ими изменения конфигурации береговой линии, а также смену векторов поверхностных течений и влияния речного стока. Развитие диатомовой флоры определялось также положением колонки 17954 на самой северной границе современной зоны аппвेलинга.

Доминирование в диатомовых комплексах обитателя прибрежных эвтрофных вод *C. stylorum* в конце MIS 7 и первой половине MIS 6 (рис. 3) свидетельствует об активном влиянии на место отбора колонки прибрежных вод, формирующихся в северных заливах ЮКМ. Именно здесь в современных поверхностных осадках данный таксон обнаружен с максимальной численностью [40]. Об аллохтонном характере створок данного вида свидетельствуют низкие концентрации диатомей в осадках колонки 17954. Для этого времени зафиксированы самые высокие значения PC 1 (69,94–46,79), основную нагрузку для которой и обеспечивает *C. stylorum*. Скорее всего, температуры поверхностных вод и количество выпадающих атмосферных осадков оставались еще довольно высокими во время финальной фазы MIS 7. Пресные речные воды, поступающие с суши, смешиваясь с морскими, обеспечивали значительное количество питательных веществ, повышая степень эвтрофности относительно мелководных прибрежных заливов.

Начавшееся во время MIS 6 постепенное снижение температуры поверхностных вод, средние значения которой по результатам реконструкции по фораминиферам составили 24,2 °C [30], что почти на 4° ниже современной, а вместе с ним количества атмосферных осадков обусловили повышение солёности вод. Значительное падение уровня моря от -123 до -130 м (рис. 5) [41, 42] из-за мелководности проливов между Индонезийскими островами, пороговая глубина которых не превышает 40 м, привело к потере связи ЮКМ с Индийским океаном. Следствием этого было усиление эстуарного режима циркуляции и поступление относительно холодных и богатых питательными веществами поверхностных вод с северо-востока, которые поднимались вблизи северной оконечности о. Лусона [1]. Этому способствовали также и уменьшение интенсивности действия летнего муссона и, как результат, активизация зимнего. Ветер северо-восточного направления транспортировал тропические и субтропические воды Тихого океана вместе с более холодной водой прибрежных течений в ЮКМ через Баши и Тайваньский проливы [1]. В результате произошла смена доминанта в диатомовых палеосообществах, которым стала океаническая *A. nodulifera*. Именно для современных поверхностных осадков из районов действия северных поверхностных течений ЮКМ отмечена наибольшая абсолютная численность этого вида [40]. Для второй половины MIS 6 зафиксированы самые высокие показатели PC 2 (41,88), которая поддерживается этим видом. Увеличение разнообразия диатомей, в том числе неритических видов из прибрежных вод, и концентрации створок в осадках (рис. 4) также могут опосредованно подтверждать факт усиления влияния зимнего муссона. Особенно ярко это проявилось ~ 142 тыс. л.т.н. Это событие было зафиксировано в записях $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, полученных для сталагмитов пещеры Хулу (рис. 5) [43], что, по мнению авторов, также указывает на ослабление интенсивности летнего муссона.

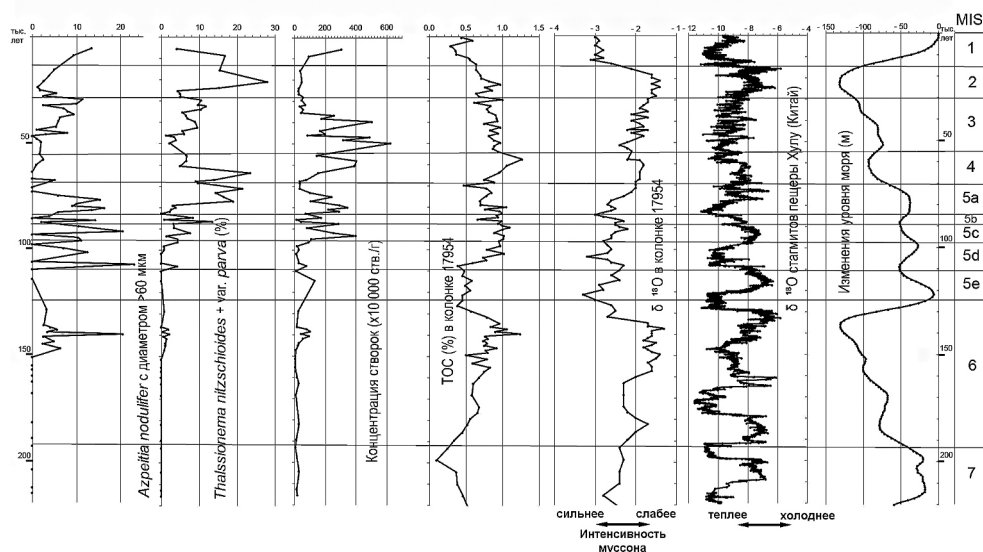


Рис. 5. Сопоставление диатомовых данных с результатами распределения общего органического углерода [48] и $\delta^{18}\text{O}$ [30], полученными для колонки 17954, и $\delta^{18}\text{O}$ сталагмитов пещеры Хулу, Китай [43], и изменениями уровня моря [41]

Fig. 5. Comparison of diatom data with the distribution results of total organic carbon (TOC) [48] and $\delta^{18}\text{O}$ [30] obtained for core 17954 and $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmites from Hulu Cave, China [43], and sea level changes [41]

Для MIS 5, с MIS 5 d к MIS 5 a отмечено постепенное замещение в группе доминантов *C. stylorum* более холодолюбивым сублиторальным таксоном *C. striata*, который с максимальным процентным содержанием был отмечен для финальной стадии MIS 5 e (рис. 3), что нашло отражение и в самом высоком значении PC 3 (29,81), которая обеспечивает ее нагрузку. И хотя участие *A. nodulifer* значительно сокращается, содержание створок данного вида с диаметром >60 мкм в этом интервале самое высокое по разрезу (рис. 4). Рассчитанные средние значения температуры поверхностных вод во время MIS 5 составили $23,8^\circ\text{C}$ [30], при этом для MIS 5 b и MIS 5 d они были ниже, чем во время последнего ледникового периода и MIS 6. 18°C в MIS 5 b является самым низким значением за последние 220 000 лет [30]. Аналогичная ситуация с более низкими температурами поверхностных вод во время интерстадиалов была зафиксирована и в скважинах ODP 1145 и 1144, пробуренных в северной части южно-тихоокеанского континентального шельфа, а также в море Сулу и западной части Тихого океана [44]. Такие относительно низкие температуры воды определяли более активное развитие диатомей, которое зафиксировали повышенные концентрации створок в осадках. Высокое разнообразие сублиторальных и неритических водорослей, особенно в комплексах зон, соответствующих MIS 5 c–MIS 5 a, свидетельствует об активизации летнего муссона, который обеспечивал увеличение количества атмосферных осадков и, как следствие, усиление речного стока. В свою очередь это могло вызывать некоторое снижение солености поверхностных вод, о чем может свидетельствовать относительное обилие эвригалинной *P. sulcata*. Именно для MIS 5 c и 5 a отмечены высоки показатели PC 4 (8,59 и 16,47 соответственно), для которой основную нагрузку обеспечивает данный вид. В комплексах этих зон высокое содержание имеет также вид-индикатор аппвелинговых условий *T. nitzschoides*, что можно связать с активизацией вертикальной циркуляции вод в этом регионе в это время.

В комплексе MIS 4 доминирующие виды сублиторальной группы сменяются океанической *A. nodulifera*, что нашло отражение в относительно высоких показателях PC 2 (12,64), но количество створок *A. nodulifera* диаметром >60 мкм резко сокращается. Таким образом, повторяется океанографическая ситуация, которая наблюдалась

во время MIS 6. Надо отметить, что и температуры поверхностных вод были сходными — 24,2 °C [30]. Практически полное отсутствие *P. sulcata* может говорить о сокращении влияния речного стока на район отбора колонки 17954, а следовательно — уменьшении интенсивности летнего муссона.

Для отложений MIS 3 отмечаются самые высокие показатели концентрации створок в осадках (рис. 4), что может свидетельствовать об относительно высокой продуктивности диатомей в это время. Особенно это относится к интервалам 36,7—39,6 и 46,84—49,73 тыс. лет т.н. Сравнивая полученные данные с результатами изучения продуктивности фораминифер для этой же колонки [30], можно говорить, что указанные интервалы совпадают с интерстадиалами IS8 и IS13, установленными по изменению $\delta^{18}\text{O}$ в исследуемой колонке. По мнению авторов [30], для этого времени было характерно более высокое положение термоклина, более низкие температуры поверхностных вод моря и более высокая продуктивность, связанная с усиленным апвеллингом. Низкие значения солёности объясняют увеличением количества атмосферных осадков или притоком пресной воды в район исследований [30], что доказывает интенсивное действие летнего муссона. Усиление притока воды из р. Чжуцзян, что может свидетельствовать об интенсивных летних муссонных осадках в период 52—46 тыс. лет назад, отмечалось в более ранних исследованиях [45]. Эта интерпретация совпадает также и с результатами, полученными для сталагмитов пещеры Хулу (рис. 5), которые указывают на усиление летнего ВМ в межстадиалы [46]. Вариации кривых $\delta^{18}\text{O}$ из ледяных кернов Тибетского плато предполагают, что в конце MIS 3 температура была на 2—4 °C, а количество осадков — на 40—100 % выше, чем сегодня, что указывает на существование чрезвычайно сильного летнего муссонного климата над плато в это время [47]. Присутствие и относительно обилие в диатомовом комплексе сублиторальных таксонов (*C. striata*, *P. sulcata*, *Actinocyclus octonarius* с var. *tenellus*), которые могли попадать в район отбора колонки с водами, поступающими из северных заливов, а также относительно высокие значения PC 4 (7,24) подтверждает эту точку зрения.

Диатомовый комплекс MIS 2, в доминирующей группе которого высокие оценки обилия имеют *A. nodulifera* (при этом с самыми минимальными показателями количества створок с диаметром >60 мкм) и *C. striata*, что сближает его с комплексом холодной MIS 6. Значения PC 2 увеличиваются до 16,75. Это может свидетельствовать о сходных океанографических условиях этих стадий, характерных для района отбора колонки. Отличительной особенностью комплекса является высокое содержание *T. nitzschoides* + var. *parvum* и спор представителей рода *Chaetoceros* (самое высокое по разрезу), что может говорить о довольно низких температурах поверхностных вод, которые по фораминиферовым данным составляли для этого периода в среднем около 24,2 °C [30], а также существовании апвеллинга в районе отбора колонки 17954. Но эти температуры не способствовали активному развитию диатомей, так как содержание их створок в осадках довольно низкое. В то же время эти невысокие показатели могли быть связаны и с более интенсивным поступлением терригенного материала с речным стоком, учитывая приближение к району исследований устьевых зон рек, впадающих в ЮКМ, из-за падения уровня моря, который изменялся в это время от -131,77 до -48,54 м [41]. Усиленная интенсивность зимнего муссона определяется по присутствию представителей неритического планктона (*T. angulata*, *Shionodiscus oestrupii* (Ostenfeld) Alverson, Kang & Theriot, споры рода *Chaetoceros*), а также океанической *A. marina*, поступающих из северо-восточных районов моря, где в настоящее время они имеют высокие оценки обилия [8].

По фораминиферовым данным средние значения температуры поверхностных вод во время MIS 1 составляли 25,4 °C [30]. В диатомовом комплексе доминирует *A. nodulifera*, при этом содержание створок >60 мкм достигает 13,5 %, что свидетельствует о благоприятных условиях для развития этого тепловодного вида. Высокие оценки обилия *T. nitzschoides* + var. *parvum* свидетельствуют о существовании активных апвеллинговых условий. Значительные показатели PC 2 (15,94) могут свидетельствовать о поступлении эвтрофных вод из эстуариев рек, впадающих в море. По таксономическому составу комплекс MIS 1 соответствует современной флоре ЮКМ [8, 9]. К сожалению, незначительное количество проб, отобранных из интервала,

соответствующего этому времени, не позволило провести более детальную реконструкцию палеоокеанографических условий для этого времени.

Заключение

Результаты интерпретации комплексных диатомовых данных показывают, что летний Восточно-Азиатский муссон был более интенсивным во время межледниковий, чем в эпохи похолоданий. Диатомовым индикатором активного действия летнего муссона можно считать высокие показатели обилия *A. nodulifera*, особенно увеличение ее створок с диаметром >60 мкм. В комплексах холодных MIS 6, 4, 2 также зафиксировано высокое содержание океанической *A. nodulifer*, но при этом количество створок с диаметром >60 мкм незначительно. Активное участие в комплексах данного вида в этом случае, скорее всего, отражало уменьшение влияния речного стока и усиление воздействия тихоокеанских вод, поступающих в ЮКМ с северо-востока. Тем более что параллельно увеличивалось процентное содержание в комплексах неритической группы диатомей, развивающихся в этой части моря и, скорее всего, приносимых к месту отбора колонки поверхностными течениями, подчиняющимися действию зимнего муссона.

О влиянии летнего муссона и связанного с ним роста количества атмосферных осадков могут свидетельствовать изменения содержания сублиторальных видов рода *Cyclotella*: *C. stylorum* (MIS 7, MIS 5 d, 5 b) и *C. striata* (MIS 5 e, 5 a), а также *P. sulcata* (MIS 7, MIS 5 d-a, MIS 3), которые для комплексов диатомей этой части моря являются аллохтонным, но при этом отражают опреснение поверхностных вод в прибрежной зоне, где они активно развивались в соответствующее время.

Современные апвеллинговые условия, индикатором которых можно считать рост обилия *T. nitzschoides* + var. *parvum*, начинают активно формироваться во время MIS 5 c. И даже в холодную MIS 2 присутствие в комплексе зоны данных таксонов свидетельствует о продолжающейся апвеллинговой циркуляции вод в районе исследования.

Одним из индикаторов состояния палеоокеанографических условий можно считать результаты, полученные методом главных компонент. Высокие нагрузки одних таксонов и отрицательные значения других довольно объективно отражают смену действия основных палеогеографических факторов (изменения интенсивности летнего и зимнего муссонов и связанных с ними смену векторов поверхностных течений, колебания уровня моря и степень воздействия речного стока).

Поток морских эвригалинных диатомей постепенно снижается от МИС 7 к МИС 1, что свидетельствует об ослаблении роли летнего муссона и его влияния на активизацию апвеллинговых зон. Особенно резко это проявилось от начала МИС 5 к МИС 1. Таким образом, тренд развития восточно-азиатского муссона направлен на постепенное доминирование зимнего муссона, что может быть учтено при построении климатических моделей на будущее.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Wang Luegiang, Sarnthein M., Erlenkeuser H. et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar. Geol.* 1999. Vol. 156. Pp. 245–284.
2. He Youhai, Guan Cihua, Gan Zijun. Heat oscillation in the upper ocean of the southern South China Sea. *Acta Oceanol. Sin.* 1992. Vol. 11. Pp. 375–387.
3. Wang Pinxian, Li Qianyu, Tian, Jun. Pleistocene paleoceanography of the South China Sea: Progress over the past 20 years. *Mar. Geol.* 2014. Vol. 352. Pp. 381–396.
4. Nie Yunfeng, Wu Huaichun, Satolli S. et al. Late Miocene to present paleoclimatic and paleoenvironmental evolution of the South China Sea recorded in the Magneto-Cyclostratigraphy of IODP Site U1505. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 2023. Vol. 38. e2022PA004547.

5. Zhang Chi, Yang Shouye, Huang Xiangtong et al. Sea level change and Kuroshio intrusion dominated Taiwan sediment source-to-sink processes in the northeastern South China Sea over the past 244 kyrs. *Quat. Sci. Rev.* 2022. Vol. 287. 107558.
6. Zhang Jinpeng, Tomczak M., Witkowski A. et al. A fossil diatom-based reconstruction of sea-level changes for the Late Pleistocene and Holocene period in the NW South China Sea. *Earth System Changes in Marginal Seas. Oceanologia.* 2023. Vol. 65. Pp. 211–229.
7. Zhan Yongfen. A preliminary study on the distribution of diatom in surface sediments of the middle South China Sea. *Donghai Mar. Sci.* 1987. Vol. 5 (12). Pp. 48–59. (In Chin.).
8. Jiang Hui, Zheng Yulong, Rand Lihua et al. Diatoms from the surface sediments of the South China Sea and their relationships to modern hydrography. *Mar. Micropaleontol.* 2004. Vol. 53. Pp. 279–292.
9. Wu Rui, Gao Yahui, Fang Qi et al. Diatom assemblages in surface sediments from the South China Sea as environmental indicators. *Chinese Journal of Oceanol. and Limnol.* 2013. Vol. 31 (1). Pp. 31–45.
10. Zhang Jinpeng, Witkowski A., Tomczak M. et al. The sub-fossil diatom distribution in the Beibu Gulf (northwest South China Sea) and related environmental interpretation. *PeerJ.* 2022. <https://doi.org/10.7717/peerj.13115>
11. Wang Kaifa, Jiang Hui, Feng Wenke. The discovery of diatom assemblage of deep basin in the South China Sea and its geological significance. *Acta Oceanologica Sinica.* 1987. Vol. 6 (2). Pp. 215–221. (In Chin.).
12. Lan Dongzhao, Cheng Zhaodi, Liu Shicheng. *Diatoms in Late Quaternary sediments from the South China Sea.* Beijing: Ocean Press, 1995. (In Chin.).
13. Shaw Ping-Tung, Chao Shenn-Yu. Surface circulation in the South China Sea. *Deep Sea Research, Part I.* 1994. Vol. 41. Pp. 1663–1683.
14. Wytki K. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand: Physical oceanography of Southeastern Asia waters. *Naga Rep.* 1961. Vol. 2. Pp. 1–195.
15. Hu Jianyu, Kawamura Hiroshi, Hong Huasheng. et al. A review on the currents in the South China Sea: Seasonal circulation, South China Sea Warm Current and Kuroshio intrusion. *Journal of Oceanography.* 2000. Vol. 56. N 6. Pp. 607–624.
16. Chen Shijian, Chen Tegu, Xu Xizhen et al. (eds). *The Vast South China Sea.* Beijing: Chinese Science Press, 1985. (In Chin.).
17. Bai Peng., Gu YanZhen., Luo Lin. et al. Observation of the supercritical Pearl River plume front under the downwelling-favorable winds. *Sci. China: Earth Sciences.* 2015. Vol. 58. Pp. 2059–2066.
18. Sarnthein M., Pflaumann U., Wang Pinxian et al. (eds). Preliminary Report on Sonne-95 Cruise «Monitor Monsoon» to the South China Sea. In.: *Ber. Rep., Geol.* Kiel: Paleontol. Inst. Univ, 1994. Vol. 68.
19. Прошкина-Лавренко А.И. (гл. ред.). *Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные).* Т. 1. Ленинград: Наука, 1974.
20. Avramenko A.S., Cherepanova M.V., Pushkar V.S. et al. Diatom characteristics of the Far East siliceous organogenic deposits. *Russian Geology and Geophysics.* 2015. Vol. 56. N 6. Pp. 947–958.
21. Hendey N.I. *An introductory account of the smaller algae of British coastal waters: Part V. Bacillariophyceae (Diatoms).* London: Fish. Invest., 1964.
22. Round F.E., Crawford R.M., Mann D.G. *The Diatoms.* New York: Cambridge Univ. Press, 1990.
23. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae, 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In: H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (eds). *Süßwasserflora von Mitteleuropa,* Band 2/3. Stuttgart: Gustav Fischer, 1991.
24. Hasle G.R., Syvertsen E.E. Marine diatoms. In: C.R. Tomas (ed.). *Identifying Marine Phytoplankton.* California: Academic Press, 1997. Pp. 5–385.
25. AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. <https://www.algaebase.org>; searched on 20 June 2025.
26. Grimm E.C. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comp. Geosci.* 1987. Vol. 13. N 1. Pp. 13–35.
27. Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontol. Electronica.* 2001. Vol. 4. N 1. Pp. 1–9.
28. Burckle L.H., McLaughlin R.B. Size changes in the marine diatom *Coscinodiscus nodulifer* A. Schmidt in the equatorial Pacific. *Micropaleontol.* 1977. Vol. 23. Pp. 216–222.

29. Griffin H., Kemp A.E.S., Pearce R.B. Massive Gulf of California diatom blooms mark silica boost from the Southern Ocean and intensification of El Niño and the North American monsoon in the transition to Greenland interstadial 12. *Quat. Sci. Rev.* 2024. Vol. 343. 108929.
30. Du JiangHui, Huang BaoQui. Variations in upper water structure during MIS 3 from the western South China Sea. *Chinese Sci. Bull.* 2010. Vol. 55. Pp. 301–307.
31. Hughen K.A., Baillie M.G.L., Bard E. et al. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon.* 2004. Vol. 46. Pp. 1059–1086.
32. Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T.C. et al. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quat. Sci. Rev.* 2005. Vol. 24. Pp. 1781–1796.
33. Martinson D.G., Pisias W.G., Hays J.D. et al. Age and dating and the orbital theory of the ice age: development of a high resolution 0–300 000 year chronostratigraphy. *Quat. Res.* 1987. Vol. 27. Pp. 1–27.
34. Yang Wenyu, Huang Baoqi, Xiao Jie et al. Environmental changes of surface sea recorded in planktonic foraminifera during MIS 3 in the western South China Sea. *Quaternary Sciences.* 2008. Vol. 28. N 3. Pp. 437–446. (In Chin.).
35. Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J. et al. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 2015. Vol. 111. Pp. 94–106.
36. Abrantes F., Lopes C., Mix A. et al. Diatoms in Southeast Pacific surface sediments reflect environmental properties. *Quat. Sci. Rev.* 2007. Vol. 26. Pp. 155–169.
37. Hasle G.R. The marine, planktonic diatom Family Thalassionemataceae: morphology, taxonomy and distribution. *Diatom. Res.* 2001. Vol. 16. Pp. 1–82.
38. Romero O.E., Armand L.K., Crosta X. et al. The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean surface sediments: 3. Tropical/Subtropical species. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2005. Vol. 223. Pp. 49–65.
39. Liu Dongyan, Shen Xuhong, Di Baoping et al. Palaeoecological analysis of phytoplankton regime shifts in response to coastal eutrophication. *Marine Ecol. Progress Series.* 2013. Vol. 475. Pp. 1–14.
40. Chen Chun, Zhao Guangtao, Chen Min et al. Diatom distribution in surface sediments from Chinese inshore waters and the relationship to modern environmental variables. *Chinese Journal of Oceanol. and Limnol.* 2014. Vol. 32. N 4. Pp. 828–844.
41. Spratt R.M., Lisiecki L.E. A Late Pleistocene sea level stack. *Clim. of the Past.* 2016. Vol. 12. Pp. 1079–1092.
42. Bates S.L., Siddall M., Waelbroeck C. Hydrographic variations in deep ocean temperature over the mid-Pleistocene transition. *Quat. Sci. Rev.* 2014. Vol. 88. Pp. 147–158.
43. Wang Quan, Wang Yongjin., Shao Qingfen et al. Millennial-scale Asian monsoon variability during the late Marine Isotope Stage 6 from Hulu Cave, China. *Quaternary Research.* 2018. Vol. 90. N 2. Pp. 394–405.
44. Bühring C., Sarnthein M., Erlenkeuser H. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 my: Site 1144, South China Sea. In: Prell W.L., Wang P.X., Blum P., Rea D.K., Clemens S.C. (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* Vol. 184. Texas A & M University, College Station, 2004. Pp. 1–29.
45. Huang Baoqi, Jian Zhimin, Cheng Xinrong, Wang Pinxian. Foraminiferal responses to upwelling variations in the South China Sea over the last 220 000 years. *Mar. Micropaleontol.* 2002. Vol. 47. Pp. 1–15.
46. Wang Yongjin, Cheng Hai, Edwards R.L. et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science.* 2001. Vol. 294. Pp. 2345–2348.
47. Shi Yafeng, Yu Ge, Liu Xiaodong et al. Reconstruction of the 30–40 ka BP enhanced Indian monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2001. Vol. 169. N 11–12. Pp. 69–83.
48. Sadatzki H., Sarnthein M., Andersen N. Changes in monsoon-driven upwelling in the South China Sea over glacial Terminations I and II: a multi-proxy record. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch).* 2016. Vol. 105. Pp. 1273–1285.

REFERENCES

1. Wang Luegiang, Sarnthein M., Erlenkeuser H. et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar. Geol.* 1999;(156):245–284.
2. He Youhai, Guan Cuihua, Gan Zijun. Heat oscillation in the upper ocean of the southern South China Sea. *Acta Oceanol. Sin.* 1992;(11):375–387.
3. Wang Pinxian, Li Qianyu, Tian Jun. Pleistocene paleoceanography of the South China Sea: Progress over the past 20 years. *Mar. Geol.* 2014;(352):381–396.
4. Nie Yunfeng, Wu Huaichun, Satolli S. et al. Late Miocene to present paleoclimatic and paleoenvironmental evolution of the South China Sea recorded in the Magneto-Cyclostratigraphy of IODP Site U1505. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 2023;(38):e2022PA004547.
5. Zhang Chi, Yang Shouye, Huang Xiangtong et al. Sea level change and Kuroshio intrusion dominated Taiwan sediment source-to-sink processes in the northeastern South China Sea over the past 244 kyrs. *Quat. Sci. Rev.* 2022;287:107558.
6. Zhang Jinpeng, Tomczak M., Witkowski A. et al. A fossil diatom-based reconstruction of sea-level changes for the Late Pleistocene and Holocene period in the NW South China Sea. *Earth System Changes in Marginal Seas. Oceanologia.* 2023;(65):211–229.
7. Zhan Yongfen. A preliminary study on the distribution of diatom in surface sediments of the middle South China Sea. *Donghai Mar. Sci.* 1987;5(12):48–59. (In Chin.).
8. Jiang Hui, Zheng Yulong, Rand Lihua et al. Diatoms from the surface sediments of the South China Sea and their relationships to modern hydrography. *Mar. Micropaleontol.* 2004;(53):279–292.
9. Wu Rui, Gao Yahui, Fang Qi et al. Diatom assemblages in surface sediments from the South China Sea as environmental indicators. *Chinese Journal of Oceanol. and Limnol.* 2013;31(1):31–45.
10. Zhang Jinpeng, Witkowski A., Tomczak M. et al. The sub-fossil diatom distribution in the Beibu Gulf (northwest South China Sea) and related environmental interpretation. *PeerJ.* 2022. <https://doi.org/10.7717/peerj.13115>
11. Wang Kaifa, Jiang Hui, Feng Wenke. The discovery of diatom assemblage of deep basin in the South China Sea and its geological significance. *Acta Oceanologica Sinica.* 1987;6(2):215–221. (In Chin.).
12. Lan Dongzhao, Cheng Zhaoqi, Liu Shicheng. *Diatoms in Late Quaternary sediments from the South China Sea.* Beijing: Ocean Press, 1995. (In Chin.).
13. Shaw Ping-Tung, Chao Shenn-Yu. Surface circulation in the South China Sea. *Deep Sea Research, Part I.* 1994;(41):1663–1683.
14. Wytki K. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand: Physical oceanography of Southeastern Asia waters. *Naga Rep.* 1961;(2):1–195.
15. Hu Jianyu, Kawamura Hiroshi, Hong Huasheng. et al. A review on the currents in the South China Sea: Seasonal circulation, South China Sea Warm Current and Kuroshio intrusion. *Journal of Oceanography.* 2000;56(6):607–624.
16. Chen Shijian, Chen Tegu, Xu Xizhen et al. (eds). *The Vast South China Sea.* Beijing: Chinese Science Press, 1985. (In Chin.).
17. Bai Peng., Gu YanZhen., Luo Lin et al. Observation of the supercritical Pearl River plume front under the downwelling-favorable winds. *Sci. China: Earth Sciences.* 2015;(58):2059–2066.
18. Sarnthein M., Pflaumann U., Wang Pinxian et al. (eds.). Preliminary Report on Sonne-95 Cruise «Monitor Monsoon» to the South China Sea. In: *Ber. Rep., Geol. Kiel: Paleontol. Inst. Univ.* 1994;68.
19. Proshkina-Lavrenko A.I. (ed.) *The diatoms of the USSR (fossil and recent).* Vol. 1. Leningrad: Publishing house “Nauka”, 1974. (In Russ.).
20. Avramenko A.S., Cherepanova M.V., Pushkar V.S. et al. Diatom characteristics of the Far East siliceous organogenic deposits. *Russian Geology and Geophysics.* 2015;56(6): 947–958.
21. Hendey N.I. *An introductory account of the smaller algae of British coastal waters: Part V. Bacillariophyceae (Diatoms).* London: Fish. Invest., 1964.
22. Round F.E., Crawford R.M., Mann D.G. *The Diatoms.* New York: Cambridge Univ. Press, 1990.
23. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae, 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. In: H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (eds). *Süßwasserflora von Mitteleuropa,* Band 2/3. Stuttgart: Gustav Fischer, 1991.
24. Hasle G.R., Syvertsen E.E. Marine diatoms. In: C.R. Tomas (ed). *Identifying Marine Phytoplankton.* California: Academic Press, 1997, pp. 5–385.

25. AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. <https://www.algaebase.org>; searched on 20 June 2025.
26. Grimm E.C. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comp. Geosci.* 1987;13(10):13–35.
27. Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontol. Electronica.* 2001;4(1):1–9.
28. Burckle L.H., McLaughlin R.B. Size changes in the marine diatom *Coscinodiscus nodulifer* A. Schmidt in the equatorial Pacific. *Micropaleontol.* 1977;(23):216–222.
29. Griffin H., Kemp A.E.S., Pearce R.B. Massive Gulf of California diatom blooms mark silica boost from the Southern Ocean and intensification of El Niño and the North American monsoon in the transition to Greenland interstadial 12. *Quat. Sci. Rev.* 2024;(343):108929.
30. Du JiangHui, Huang BaoQui. Variations in upper water structure during MIS 3 from the western South China Sea. *Chinese Sci. Bull.* 2010;(55):301–307.
31. Hughen K.A., Baillie M.G.L., Bard E. et al. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon.* 2004;46):1059–1086.
32. Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T.C. et al. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine (corals. *Quat. Sci. Rev.* 2005;(24):1781–1796.
33. Martinson D.G., Pisias W.G., Hays J.D. et al. Age and dating and the orbital theory of the ice age: development of a high resolution 0–300 000 year chronostratigraphy. *Quat. Res.* 1987;(27):1–27.
34. Yang Wenyu, Huang Baoqi, Xiao Jie et al. Environmental changes of surface sea recorded in planktonic foraminifera during MIS 3 in the western South China Sea. *Quaternary Sciences.* 2008;28(3):437–446. (In Chin.).
35. Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J. et al. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 2015;(111):94–106.
36. Abrantes F., Lopes C., Mix A. et al. Diatoms in Southeast Pacific surface sediments reflect environmental properties. *Quat. Sci. Rev.* 2007;(26):155–169.
37. Hasle G.R. The marine, planktonic diatom Family Thalassionemataceae: morphology, taxonomy and distribution. *Diatom. Res.* 2001;(16):1–82.
38. Romero O.E., Armand L.K., Crosta X. et al. The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean surface sediments: 3. Tropical/Subtropical species. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2005;(223):49–65.
39. Liu Dongyan, Shen Xuhong, Di Baoping et al. Palaeoecological analysis of phytoplankton regime shifts in response to coastal eutrophication. *Mar. Ecol. Progress Series.* 2013;(475):1–14.
40. Chen Chun, Zhao Guangtao, Chen Min et al. Diatom distribution in surface sediments from Chinese inshore waters and the relationship to modern environmental variables. *Chinese Journal of Oceanol. and Limnol.* 2014;32(4):828–844.
41. Spratt R.M., Lisiecki L.E. A Late Pleistocene sea level stack. *Clim. of the Past.* 2016;(12):1079–1092.
42. Bates S.L., Siddall M., Waelbroeck C. Hydrographic variations in deep ocean temperature over the mid-Pleistocene transition. *Quat. Sci. Rev.* 2014;(88):147–158.
43. Wang Quan, Wang Yongjin., Shao Qingfen et al. Millennial-scale Asian monsoon variability during the late Marine Isotope Stage 6 from Hulu Cave, China. *Quaternary Research.* 2018;90(2):394–405.
44. Bühring C., Sarnthein M., Erlenkeuser H. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 my: Site 1144, South China Sea. In: Prell W.L., Wang P.X., Blum P., Rea D.K., Clemens S.C. (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* Vol. 184. Texas A & M University, College Station, 2004; pp. 1–29.
45. Huang Baoqi, Jian Zhimin, Cheng Xinrong, Wang Pinxian. Foraminiferal responses to upwelling variations in the South China Sea over the last 220 000 years. *Mar. Micropaleontol.* 2002;(47):1–15.
46. Wang Yongjin, Cheng Hai, Edwards R.L. et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science.* 2001;(294):2345–2348.

47. Shi Yafeng, Yu Ge, Liu Xiaodong et al. Reconstruction of the 30–40 ka BP enhanced Indian monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2001;169(11–12):69–83.

48. Sadatzki H., Sarnthein M., Andersen N. Changes in monsoon-driven upwelling in the South China Sea over glacial Terminations I and II: a multi-proxy record. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2016;(105):1273–1285.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Черепанова Марина Валерьевна — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр., Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Российская Федерация
E-mail: cherepanova@biosoil.ru
<https://orcid.org/0000-0002-6530-0093>

Пушкарь Владимир Степанович — д-р геогр. наук, гл. науч. сотр., Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Российская Федерация
E-mail: vlpushkar@mail.ru
<https://orcid.org/0000-0003-0235-9474>

Поступила в редакцию 04.05.2026
После доработки 09.07.2026
Принята к публикации 14.09.2026

ABOUT THE AUTHORS

Cherepanova, Marina V. — Cand. Sc. (Geology and Mineralogy), Senior Research Officer; Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation
E-mail: cherepanova@biosoil.ru
<https://orcid.org/0000-0002-6530-0093>

Pushkar, Vladimir S. — Grand Ph. D. (Geography), Leading Scientist Researcher; Far East Geological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation
E-mail: vlpushkar@mail.ru
<https://orcid.org/0000-0003-0235-9474>

Received May 04, 2026
Revised July 09, 2026
Accepted September 14, 2026