

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Дальневосточное отделение
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт

На правах рукописи



Романова Александра Владимировна

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ В
ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ
(ПО ДАННЫМ ФОРАМИНИФЕРОВОГО АНАЛИЗА)**

Специальность 25.00.01 – общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
д. г. н. В. С. Пушкарь

Владивосток - 2014

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ	9
1.1. Физико-географическая характеристика	9
1.2. Современное осадкообразование и литодинамическая обстановка	17
ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ	25
ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА	32
ГЛАВА 4. ОХОТОМОРСКАЯ ФАУНА ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР	41
4.1. Фораминиферы в планктонных сообществах	41
4.2. Распределение планктонных фораминифер в современных осадках	46
4.3. Влияние растворения на сохранность раковин в осадках	62
4.4. Биогеографическое районирование Охотского моря по планктонным фораминиферам	69
ГЛАВА 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОХОТСКОГО МОРЯ	78
5.1 Характеристика фауны планктонных фораминифер в разрезах верхнечетвертичных осадков	78
5.2. Критерии выделения комплексов фораминифер	85
ГЛАВА 6. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ- ГОЛОЦЕНЕ	92
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	101
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	104
ПРИЛОЖЕНИЕ	125

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Изучение процессов осадкообразования в дальневосточных окраинных морях дает понимание не только региональных, но и общих закономерностей приконтинентального осадочного процесса. Охотское море характеризуется специфическими условиями осадконакопления, которые определяются его географическим положением. Как и другие окраинные моря, оно является крайне чувствительным к климатическим изменениям, как глобального, так и регионального уровня. Донные осадки Охотского моря сохраняют информацию о климатических событиях, происходивших в северной части Тихого океана в прошлом. В первую очередь, флуктуации палеоклимата затрагивали верхние слои воды и обитавших здесь планктонных организмов, игравших осадкообразующую роль. Планктонные фораминиферы, являющиеся чуткими индикаторами изменений стратификации водной массы, температурного режима и солености поверхностных вод, всецело используются для расшифровки условий седиментации. Признание их как одной из ведущих микропалеонтологических групп в мировой практике палеогеографических и биостратиграфических исследований неоспоримо.

Работ, посвященных использованию планктонных фораминифер как биостратиграфического инструмента расчленения верхнечетвертичных отложений в Охотском море относительно немного, но восстановление условий осадконакопления без учета сведений о планктонных фораминиферах не даёт полной и всесторонней ретроспективной картины.

Цель и задачи. Исследование направлено на восстановление обстановок формирования осадков в Охотском море в позднеплейстоцен-голоценовое время по данным фораминифероанализа. Для достижения поставленной цели последовательно решались следующие задачи:

1. Изучить качественное и количественное распределение планктонных фораминифер в поверхностных осадках Охотского моря (танатоценозы) и на этой основе провести его биогеографическое районирование.

2. На основе изменений таксономического состава и экологической структуры ископаемых сообществ фораминифер из донных осадков (тафоценозы) выделить комплексы, сформировавшиеся в разные климатические эпохи позднего плейстоцена и голоцена.

3. Установить реакцию отдельных таксонов планктонных фораминифер и их палеосообществ на изменения палеосреды и выделить критерии для распознавания комплексов и палеосообществ, сформировавшихся в различных палеогеографических условиях.

4. Реконструировать условия формирования осадков в позднем плейстоцене и голоцене на основных палеоклиматических срезах, используя данные фораминифероанализа.

Научная новизна. Комплексный, детальный анализ планктонных фораминифер из поверхностных осадков Охотского моря, а также океанологических условий, морфологических особенностей и степени растворения раковин позволил уточнить границы биогеографических районов. Впервые на основе данных изучения планктонных фораминифер выделены критерии для распознавания осадков, сформировавшихся в различные климатические эпохи плейстоцена и голоцена. При этом предложено помимо общепринятых показателей (фораминиферное число, доминирование отдельных таксонов, индексы видового разнообразия и выровненности палеосообществ) использовать частоту встречаемости морфотипов доминирующих видов, отражающих реакцию таксонов на изменения окружающей среды. Осуществлена детальная реконструкция палеоокеанологических условий Охотского моря с использованием результатов анализа планктонных фораминифер из осадков, сформировавшихся в течение последних 100 тыс. лет, которая показала широкие возможности применения этих данных для отложений региона исследований.

Теоретическое и практическое значение работы. Полученные результаты изучения планктонных фораминифер в поверхностных осадках расширили представления об условиях седиментации планктоногенных

карбонатных осадков в современных условиях Охотского моря. Установлены критерии для выделенных комплексов фораминифер, имеющих точную возрастную привязку, что служит основой для более широкого использования данной группы микроорганизмов в биоклиматостратиграфии и в палеореконструкциях условий осадкообразования. Проведенное исследование существенно дополняет уже имеющиеся данные о палеогеографических условиях осадкообразования Охотского моря. Работа имеет и практическое значение, поскольку служит основой для разработки биоклиматостратиграфических схем четвертичных отложений высокой разрешаемости, используемых при составлении детальных геологических карт, необходимых для выявления нефте- и газоносных структур, поиска россыпных месторождений. Результаты работы могут быть использованы при реконструкции климатических изменений и моделировании развития природных процессов в Охотском море в будущем.

Защищаемые положения

1. Закономерности пространственной изменчивости экологических структур танатоценозов фораминифер в поверхностных осадках Охотского моря отражают современные условия их формирования, включая и литодинамические, в результате чего уточнены границы биогеографических районов, являющихся основой для палеогеографических построений.

2. Изменения фораминиферового числа, частоты встречаемости видов, степени растворения и морфологической изменчивости раковин позволили установить пять пространственно прослеженных биоклиматостратиграфических комплексов планктонных фораминифер, сформировавшихся за последние 100 тыс. лет.

3. Выявленные особенности экологической структуры палеосообществ планктонных фораминифер явились отражением крупных событий в истории осадконакопления Охотского моря: потепление МИС 5 с подстадиями а, б, с (100 – 74 тыс. лет), похолодания МИС 4 и 2 (74-59 и 28-14,7 тыс. лет, соответственно) и межледниковье МИС 3 (59-24 тыс. лет), дегляциация,

включающая резкое потепление беллинг-аллеред (14,7-12,8 тыс. лет) с похолоданием поздний дриас (12,8-11,2), а также постдегляциация голоцена (с 6 тыс. лет). Выделен наиболее существенный переходный этап между 2 и 1 морскими изотопными стадиями, проявившийся в увеличении продуктивности планктонных фораминифер.

Фактический материал и личный вклад автора. В основу работы положены результаты фораминиферового анализа поверхностных проб (80 проб) и колонок глубоководных осадков (270 проб) Охотского моря, проведенного в лаборатории палеоэкологии кайнозоя ДВГИ ДВО РАН. Материал был любезно предоставлен сотрудниками ТОИ ДВО РАН. Исследования автора включали: первичную обработку проб поверхностных осадков и отложений глубоководных колонок; анализ таксономического состава и экологической структуры фораминиферовых палеосообществ; изучение морфологических особенностей раковин фораминифер с помощью электронного сканирующего микроскопа; анализ опубликованных материалов исследований современной и ископаемой фауны фораминифер Охотского моря и сопоставление их с собственными данными; корреляцию и интерпретацию данных микропалеонтологических, геохимических, литологических анализов. Изучение и фотографирование раковин микроорганизмов выполнялось автором с помощью бинокля (МБС-10) и сканирующего электронного микроскопа (Carl Zeiss EVO 40).

Апробация работы. Материалы диссертации докладывались и обсуждались на школах, семинарах, конференциях и симпозиумах самого разного уровня, в том числе на: IX, X Международных конференциях студентов, аспирантов и молодых ученых, г. Владивосток, 2007-2009; Международной конференции «Развитие среды в восточной Азии в плейстоцене-голоцене (границы, факторы, этапы развития человека), Владивосток, 2009; конференциях молодых ученых ДВГИ ДВО РАН «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии», Владивосток, 2008, 2010, 2012; Международном семинаре по региональному изменению

климата (CAS-START training on climate change), г. Пекин, Китай, 2012; 2-ом Международном русско-китайском симпозиуме по океанологии (2-nd Russia-China Symposium on Marine Science, Marine Environment and Resources in 21st Century»), Владивосток, 2012; Международной конференции Европейского Союза наук о Земле (European Geosciences Union General Assembly), г. Вена, Австрия, 2013; Международной школе по морской геологии и стратиграфии Европейского консорциума по глубоководному бурению (ECORD, Summer School), г. Бремен, Германия, 2013; XX Международной научной конференции (школе) по морской геологии, Москва, 2013; Конференции молодых ученых ТОИ ДВО РАН «Океанологические исследования», г. Владивосток, 2013; Международной конференции по изучению муссонов в Азии (MAIRS), г. Пекин, Китай, 2014.

Публикация результатов: результаты работы изложены в 18 работах, из которых 2 опубликованы в периодических изданиях, рекомендованных ВАК, 10 – в материалах конференций, школ, симпозиумов, 6 – в тезисах конференций.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю В.С. Пушкарю за всестороннюю помощь и поддержку в работе. Большую помощь в изучении фораминиферонового анализа оказал С.П. Плетнев (ТОИ ДВО РАН). Особая благодарность М.В. Черепановой (БПИ ДВО РАН) за постоянное внимание и поддержку в научной работе. Автор искренне благодарит С.А. Горбаренко и А.Н. Деркачева (ТОИ ДВО РАН) за предоставленный материал. В процессе работы автор пользовался постоянной поддержкой заведующего лабораторией палеоокеанологии ИО РАН А.Г. Матуля. Отдельные слова благодарности хотелось выразить Е.В. Ивановой, М.П. Чеховской, Л.Д. Башировой, Ю.П. Василенко, А. А. Босину, Т. С. Тарасовой, И.Г. Гвоздевой, Ю.А. Микишину за ценные консультации и советы, а также П.П. Сафронову и Н.Н. Нарышкиной за помощь в изучении фораминифер с использованием сканирующего микроскопа (СЭМ) и Н.С. Юрченко за оформление иллюстраций к работе. Автор признателен профессору Бременского

университета, Германия, М. Кучере и Х. Бауху из института GEOMAR, Германия, Н. Любке из Рурского Университета, Германия, А. Реботим из центра MARUM, г. Бремен, Германия, профессору Д. Генсуо и Ш. Али из центра физики атмосферы, г. Пекин, Китай, за ценные консультации и доброжелательную критику.

Структура и объем диссертации. Диссертация общим объемом 144 страницы состоит из Введения, 6 глав, Заключения, Списка литературы, который насчитывает 210 наименований, из них 101 отечественное и 109 зарубежных изданий, включает 24 рисунка, 3 таблицы и Приложения (А-Д).

Исследования автора проводились в рамках темы лаборатории палеоэкологии кайнозоя ДВГИ ДВО РАН «Коэволюция биологических и геологических событий кайнозоя в зоне перехода Евразийский континент – Тихий океан», а также **при финансовой поддержке** РФФИ (грант 13-05-90705-мол_рф_нр) и ДВО РАН (грант № 13-III-B-08-038), международной организации «Анализ, исследования и обучение в области изменения климата» (START International), Консорциума по глубоководному бурению (ESSAC), фонда Европейского союза Наук о Земле (EGU), фонда интегрированного регионального изучения муссонов в Азии (MAIRS).

ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ

1.1. Физико-географическая характеристика

Охотское море расположено в северо-западной части Тихого океана у восточных берегов Азии и отделяется от океана цепью Курильских о-вов и п-овом Камчатка. С юга и запада оно ограничено побережьем о. Хоккайдо, восточным берегом о. Сахалин и берегом Азиатского материка (рис. 1.1.1). По своему географическому положению оно относится к окраинным морям смешанного материково-окаинного типа (Гидрометеорология и гидрохимия... 1998). Охотское море сообщается с Тихим океаном многочисленными проливами Курильских о-вов, а с Японским морем – через пролив Лаперуза и Амурский лиман – проливами Невельского и Татарский. Среднее значение глубины моря составляет 821 м, а наибольшее – 3374 м (в Курильской котловине). Площадь зеркала морской поверхности по некоторым оценкам составляет 1603 тыс. км², протяженность береговой линии – 10460 км, а суммарный объем вод моря – 1316 тыс. км³ (Ростов и др., 2003). Общая площадь водосборного бассейна Охотского моря составляет 2666 тыс. км², а общий годовой сток рек – 586 км³. Наибольшее поступление вод происходит из р. Амур – 371 км³ (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1998).

В рельефе дна можно выделить основные морфологические зоны: шельф (материковая и островная отмель о. Сахалин), материковый склон, на котором выделяются отдельные подводные возвышенности, впадины и острова, и глубоководные котловины (рис.1.1.1). Шельф Охотского моря занимает значительную площадь моря и подразделяется на прикамчатскую, северо-охотскую и присахалинскую части, а также глубокий шельф с возвышенностями, впадинами и желобами. В центральной части моря на глубине около 1000-1500 м шельф переходит в континентальный склон. Рельеф дна центральной части моря представлен системой поднятий и впадин с резко меняющимися глубинами. Минимальные глубины отмечаются над возвышенностями Академии наук СССР и Института океанологии (894 м и 940

м, соответственно) (Сваричевский, Белоус, 2001). К востоку от о. Сахалин расположена котловина Дерюгина с максимальной глубиной 1744 м. Она соединяется с южной глубоководной Курильской котловиной желобами Макарова и Петра Шмидта (глубина до 1315 м). К западу от Камчатки располагается впадина ТИНРО с максимальной глубиной 993 м.

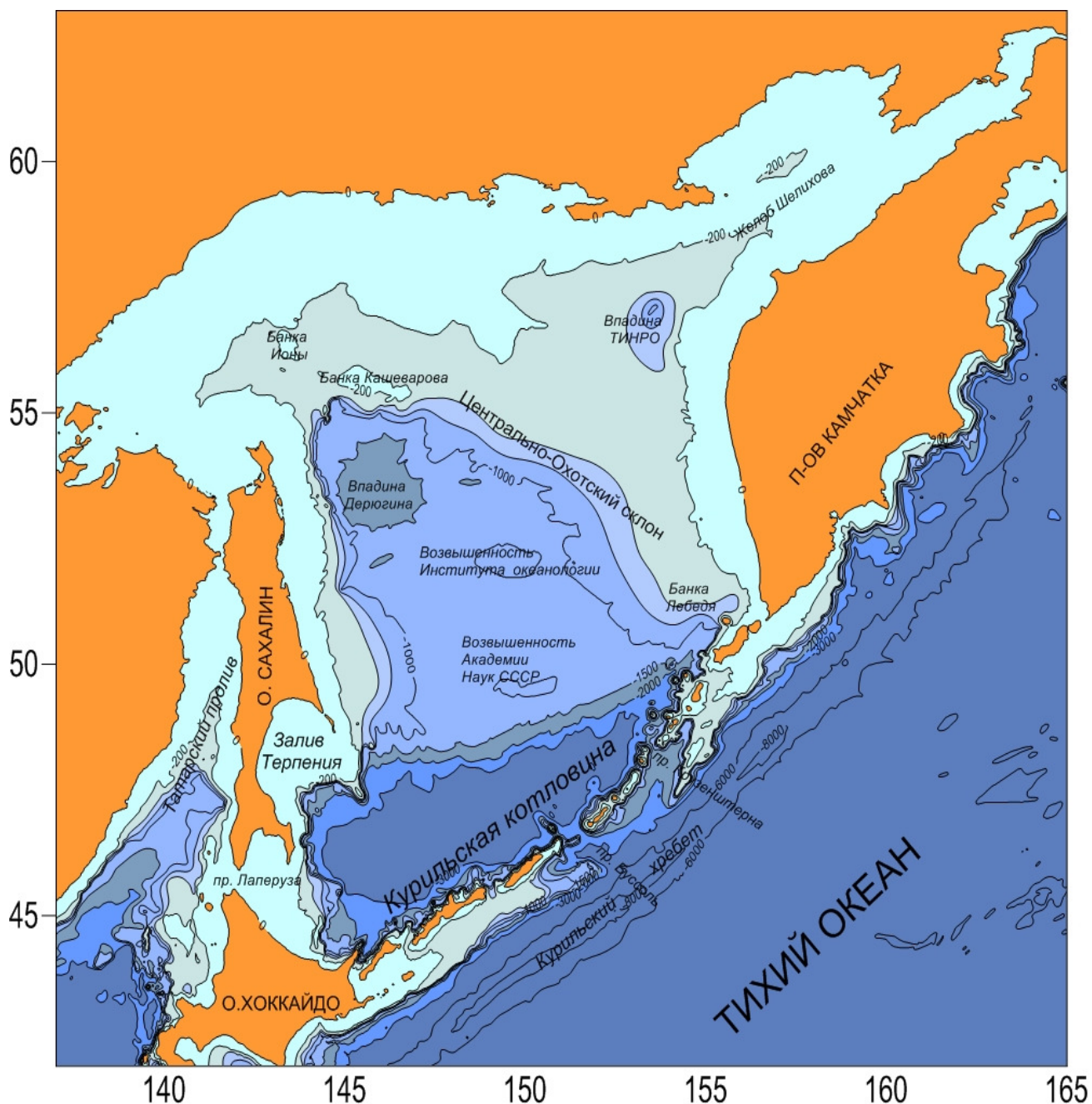


Рис. 1.1.1. Схема рельефа дна Охотского моря (по: Сваричевский, Белоус, 2001).

Основой для построения карты рельефа дна послужила топооснова GEBCO

Она соединяется с котловиной в зал. Шелихова (глубина до 369 м) желобом Шелихова. Курильская котловина - область наибольших глубин (более 3000 м), дно которой представляет собой плоскую абиссальную равнину. Курильская гряда является естественным порогом, отгораживающим котловину моря от океана.

Проливы, соединяющие Охотское море с Японским и Тихим океаном, обеспечивают водообмен между этими бассейнами, а он, в свою очередь, обуславливает распределение гидрологических характеристик в них. Большой частью Курильские проливы представляют собой затопленные седловины между вулканическими конусами, их общее количество 26. Сток охотоморских и поступление тихоокеанских вод происходит через четыре проливы: Фриза, IV Курильский, Буссоль, Крузенштерна, но основной водообмен осуществляется через два последних, наиболее глубоких (пролив Крузенштерна – 1764 м; Буссоль – 1468 м) (Богданов, Мороз, 2000). Проливы Невельского и Лаперуза относительно узки и мелководны, что определяет относительно слабый водообмен с Японским морем (Ростов и др., 2003). Через пролив Лаперуза в южную часть акватории Охотского моря попадает течение Соя. Здесь оно разветвляется на два потока: северный и южный. Воды северного потока создают тёплый круговорот в южной части Охотского моря, воды юго-восточной ветви огибают северный берег о. Хоккайдо и устремляются прямо к о. Кунашир. Под давлением плотных и холодных вод северной части Охотского моря обе ветки течения уходят в Тихий океан по узким проливам между островами Кунашир, Итуруп (у мыса Рикорда), Уруп и Шикотан (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1998).

Несмотря на то, что Охотское море расположено в муссонной климатической зоне умеренных широт, северная часть моря глубоко вдаётся в Азиатский материк, и поэтому ему свойственны и некоторые особенности климата арктических морей. Алеутский минимум, Северо-Тихоокеанский максимум, Сибирский антициклон (зимой), а также Дальневосточная депрессия

и Охотский антициклон (летом) являются главными барическими образованиями, которые определяют условия циркуляции атмосферы и характер переноса воздушных масс. Общий муссонный характер циркуляции и ветрового режима часто нарушается глубокими циклонами, которые проходят в направлении с юго-запада на северо-восток. Зима здесь, особенно в северной части моря, продолжительная и суровая, с частыми штормовыми ветрами и метелями. Лето прохладное, с большим количеством осадков и густыми туманами. Весна и осень короткие, холодные и облачные. В целом, Охотское море самое холодное из дальневосточных морей. Величины среднегодовых значений температуры воздуха над Охотским морем постепенно понижаются с юга на север от $4-5^{\circ}$ до $-4...-5^{\circ}$. Диапазон же средних месячных колебаний температур в этом направлении, напротив, возрастает от $15-18^{\circ}$ до $30-36^{\circ}$. Самым холодным месяцем является январь, а самым теплым – август (Ростов и др., 2003).

Гидрологический режим моря определяется особенностями его географического положения, значительной меридиональной протяженностью, суровыми климатическими условиями, характером вертикальной, горизонтальной циркуляции и водообмена с Тихим океаном и Японским морем, а также рельефом дна (Ростов и др., 2003).

Главной особенностью циркуляционной системы Охотского моря (рис.1.1.2) является общее циклоническое движение вод вдоль границ всего бассейна, которое определяется, главным образом, влиянием региональной барической ситуации (Uda, 1963). Она состоит из направленного на север Западно-Камчатского течения, несущего теплые тихоокеанские воды и Восточно-Сахалинского течения, несущего холодные плотные шельфовые воды на юг. Поступление поверхностной тихоокеанской воды происходит главным образом через северные проливы Курильских о-вов (Морошкин, 1966; Верхунов, 1997). В южной части гряды происходит сток вод из Охотского моря в океан. Поток, следующий из Японского моря через проливы Лаперуза, в районе м. Анива разделяется на две части: одна часть направляется в проливы

Екатерины и Кунаширский, а другая поворачивает к северу и образует антициклоническую циркуляцию вод (Дарницкий, Лучин, 1997). Кроме того, в Охотском море существуют крупномасштабные круговороты, например, антициклонический над центром Курильской котловины и циклонический над банкой Кашеварова (рис.1.1.2). В круговоротах происходит постоянное перемешивание вод. Наиболее изменчива циркуляция по окраине моря над шельфом и верхней частью материкового склона. Комбинация мелкомасштабных круговоротов и систем встречных течений, влияния приливов и взаимодействия шельфовых и бассейновых вод создает здесь много местных фронтов и апвеллингов, способствующих высокой биопродуктивности по периметру Охотского моря (Верхунов, 1997).

По своему происхождению, расположению и характеристикам в Охотском море выделяют четыре основные водные массы: поверхностную, холодную промежуточную (подповерхностную), глубинную тихоокеанскую и придонную (Ростов и др., 2003).

Поверхностная вода, как и везде в субполярных районах, подвержена сезонным изменениям. Слой сезонных изменений расположен на глубине от 0 до 50 м (Морошкин, 1966). Зимой температуры снижаются до $-1...-1.9^{\circ}\text{C}$, а летом увеличиваются местами до $+15^{\circ}\text{C}$. При таянии зимнего льда и увеличении речного стока соленость значительно падает и оказывается ниже солености подстилающих вод. Только вблизи Курильских о-вов соленость поверхностной воды достигает 33‰, далее на север она понижается в восточной части до 31-32‰, а в западной – до 28-31‰. На выходе из Амурского лимана в северо-западной части моря соленость верхнего слоя менее 25‰, а толщина опресненного слоя – 30-40 м. Таким образом, летом создаются термо- и галоклин, которые изолируют поверхностный слой от нижележащего водного горизонта. Зимой происходит сильная конвекция вод до глубины 200 м, вызванная охлаждением с поверхности и потоками плотных рассолов при льдообразовании (Морошкин, 1966; Жабин, 1999). Это приводит к образованию подповерхностного слоя минимума температур – охотоморского

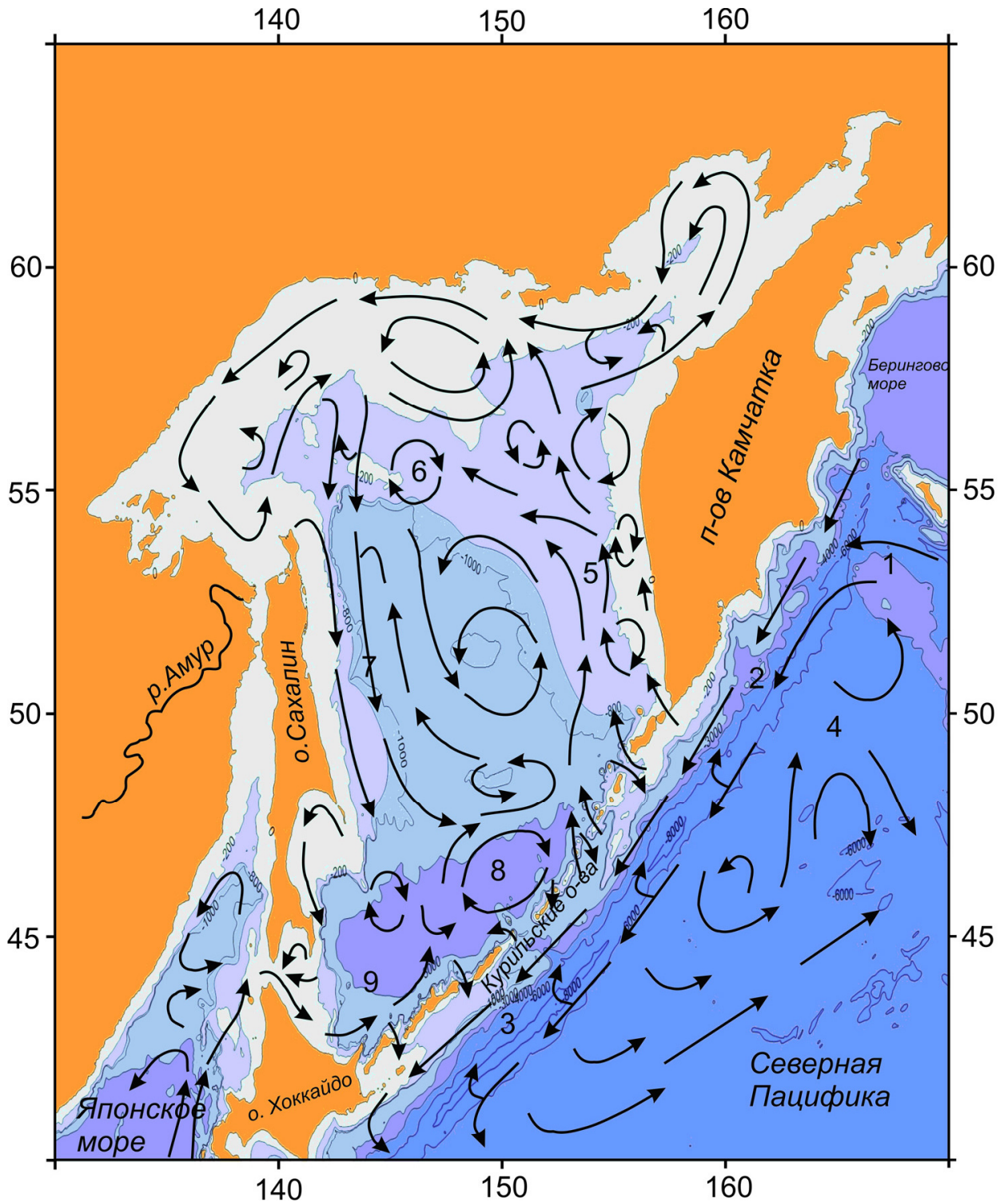


Рис. 1.1.2. Схема поверхностной циркуляции вод в Охотском море (по: Верхунов, 1997; Naganuma, 2000)

1 – Аляскинское течение, 2 – Восточно-Камчатское течение, 3 – течение Ойясио, 4 – круговорот Северо-Западной Пацифики, 5 – Западно-Камчатское течение, 6 – циклонический круговорот над банкой Кашеварова, 7 – Восточно-Сахалинское течение, 8 – циклонический круговорот над Курильской котловиной Охотского моря, 9 – течение Соя.

дихотермального слоя (ОДТС) – на глубине в среднем от 50 до 150 м. На глубине 100 м он имеет следующие характеристики: $T = -1.3^{\circ}\text{C}$, $S = 32.9\text{‰}$ (Freeland et al, 1998; Wong et al, 1998), которые сохраняются на протяжении всего года. Более того, в результате интенсивной зимней конвекции, наблюдаются высокие концентрации биогенных элементов у поверхности моря, что создает благоприятные условия для развития фитопланктона весной (Матвеев, 2006).

Ниже от 200 до 1000 м расположен относительно гомогенный слой со слабо возрастающими сверху вниз температурой ($1-2^{\circ}\text{C}$) и соленостью ($33.4-34.3\text{‰}$) – охотоморская промежуточная водная масса (ОПВМ). ОПВМ считается важным компонентом относительно плотной, распресненной и хорошо снабженной кислородом северотихоокеанской промежуточной водной массы (СПВМ) (Talley, 1991). Промежуточные воды в Охотском море образуются за счет двух процессов – формирования шельфовых вод высокой плотности в прибрежных полыньях при образовании льда в зимнее время и конвекции в зоне влияния течения Соя (Жабин, 1999).

Трансформированная старая глубинная тихоокеанская вода (600–1300 м) представлена в виде теплого промежуточного слоя с максимальными значениями $T=2.3^{\circ}\text{C}$, $S=34.3\text{‰}$ на глубине 750–1000 м. Водная масса южной котловины (более 1300 м) с $T=1.85^{\circ}\text{C}$ и $S = 34.7\text{‰}$ происходит от глубинной водной массы северо-западной Пацифики (Богданов, Мороз, 2000).

Кислородный минимум (до 1 мл $\text{O}_2/\text{л}$) приурочен к наиболее теплым глубинным водам (750—1000 м); в котловине Дерюгина он расположен около дна. На изобате свыше 1000 м количество кислорода постепенно возрастает. Причинами, обуславливающими обеднение вод Охотского моря кислородом, являются слабая вертикальная циркуляция и поступление из Тихого океана, благодаря глубоким Курильским проливам, застарелых глубинных вод с пониженным содержанием кислорода (Гидрометеорология и гидрохимия... 1998).

Льды Охотского моря имеют исключительно местное происхождение.

Здесь встречаются как неподвижные льды, так и плавучие, которые представляют собой наиболее распространенную форму льдов моря. В целом, по суровости ледовых условий Охотское море сопоставимо с арктическими морями. Средняя продолжительность ледового периода в северо-западной части моря составляет 260 суток, в северных районах и у побережья о. Сахалин – 190-200, а на юге – 110-120 суток в год. В наиболее суровые зимы ледяной покров занимает до 99% площади всей акватории моря, а в мягкие – 65%. Продолжительность биопродуктивного цикла связана с длительностью ледового периода. Для большей части моря продолжительность вегетационного периода составляет 200-300 суток (Матвеев, 2006). В юго-восточной части моря цветение фитопланктона происходит практически весь год. Наименьшая продолжительность вегетационного периода (менее 200 суток) отмечается в северо-западной части моря, у Северо-Восточного Сахалина, в Тауйской губе и в заливе Шелихова.

Приливные явления в Охотском море связаны с распространением приливной волны из Тихого океана через проливы Курильской гряды. Они вызывают значительные колебания уровня моря, скорости и направления течений.

В Охотском море хорошо выражены периодические приливные течения, которые в открытых районах имеют вращательный характер, а в прибрежных – реверсивный. Вдали от берегов скорости этих течений невелики – 5-10 см/с, а у берегов, подводных отмелей, в заливах и проливах они достигают экстремально высоких значений. Например, в Амурском лимане – до 234 см/с, в Шантарском районе – 433 см/с, на северном и северо-восточном побережье – 300 см/с, в Курильских проливах и пр. Лаперуза – 360 см/с и более, в заливах восточного побережья о. Сахалин – 260 см/с. Активное приливное перемешивание вод в шельфовой зоне, в районах островов и банок приводит к сильному вертикальному перемешиванию и обогащению эвфотической зоны питательными веществами (Матвеев, 2006).

Таким образом, своеобразный гидрологический режим Охотского моря, динамичный сезонный лед, большое количество биогенных элементов, поступающих из Тихого океана, а также с шельфа и с речным стоком создают благоприятные условия для развития микропланктона в Охотском море. По обилию микропланктона это море считается одним из самых высокопродуктивных морских регионов России (Шунтов, 1995, 2001; Моисеев, 1989 и др.). Доминирующими таксонами микропланктона являются представители арктической и субарктической флоры и фауны. Несмотря на высокие показатели продуктивности микропланктона, отмечается относительно низкое видовое разнообразие по сравнению с открытой частью океана. Это характерно не только для фораминифер (Романова, 2011, 2012), но также и для диатомовых водорослей, радиолярий и других морских планктонных микроорганизмов Охотского моря (Пушкарь, Черепанова, 2008; Саидова, 1961; Кругликова, 1975).

1.2. Современное осадкообразование и литодинамическая обстановка

Для правильного понимания условий осадконакопления необходимо признание единства физико-географической среды и образующихся в этой среде осадков (Наливкин, 1955), и задача исследователя состоит в правильной расшифровке связей литологических признаков осадков (и образующихся из них пород) с обстановками, в которых эти осадки формировались. Если эти связи расшифрованы верно, то это дает надежное основание для реконструкции палеогеографических условий, восстановления обстановок осадконакопления в прошлом (Крашенинников, 1971). Анализ современных условий осадконакопления в Охотском море необходим для объективной интерпретации данных по поверхностным осадкам и последующего сопоставления полученных результатов на основе актуалистического подхода с данными изучения осадков колонок.

В разных частях моря встречаются разнообразные по гранулометрическому и вещественному составу осадки. Как правило, вдоль

берегов располагается зона песчаных грунтов, далее идет пояс алевритов, а глубоководная часть представлена мягкими илистыми и илисто-глинистыми грунтами. В результате деятельности волновых процессов, сложной системы постоянных и приливо-отливных течений, характера рельефа дна, а так же перераспределения осадочного материала эта закономерность часто нарушается.

Особенности обстановок осадконакопления отражены в литодинамической схеме Охотского моря (Современное осадкообразование..., 1997). На ней обозначены основные участки современного стабильного интенсивного осадконакопления – седиментационные бассейны, и основные пути разноса взвешенных наносов (рис. 1.2.1). На шельфе, благодаря высокой подвижности придонных вод, терригенный материал обычно осаждается не вблизи источника (устья рек, абразионные уступы), а перемещается на участки с малой подвижностью вод: морфологические ловушки на шельфе, материковом склоне. В глубоководной части моря осадконакопление идет путем преимущественного облекания форм рельефа, и скорость его зависит, главным образом, от интенсивности поступления биогенного и терригенного вещества (Лисицын, 1991).

Наибольший объем терригенного материала в Охотском море вносится в виде твёрдого стока реками и поступает при абразии побережья и подводных бенчей. Твёрдый сток впадающих в Охотское море рек оценивается приблизительно в 55 млн. т/год (Астахов, 2001). На общем фоне распределения величины терригенной нагрузки выделяется два района: побережье Южного Сахалина, о. Хоккайдо и Сахалинский залив, где основной вклад (около 20 млн. т/год) вносит р. Амур (Современное осадкообразование..., 1997). Высокий объем поставки терригенного вещества реками наблюдается в летне-осенний период при отсутствии ледового покрова и усилении процессов абразии. Тем не менее, по данным исследователей (Арчиков и др., 1982; Дударев и др., 2000; Волохин и др., 2004), практически весь твёрдый сток рек улавливается в

шельфовой зоне и в центральную часть моря выносятся лишь небольшая часть глинистых взвешенных частиц.

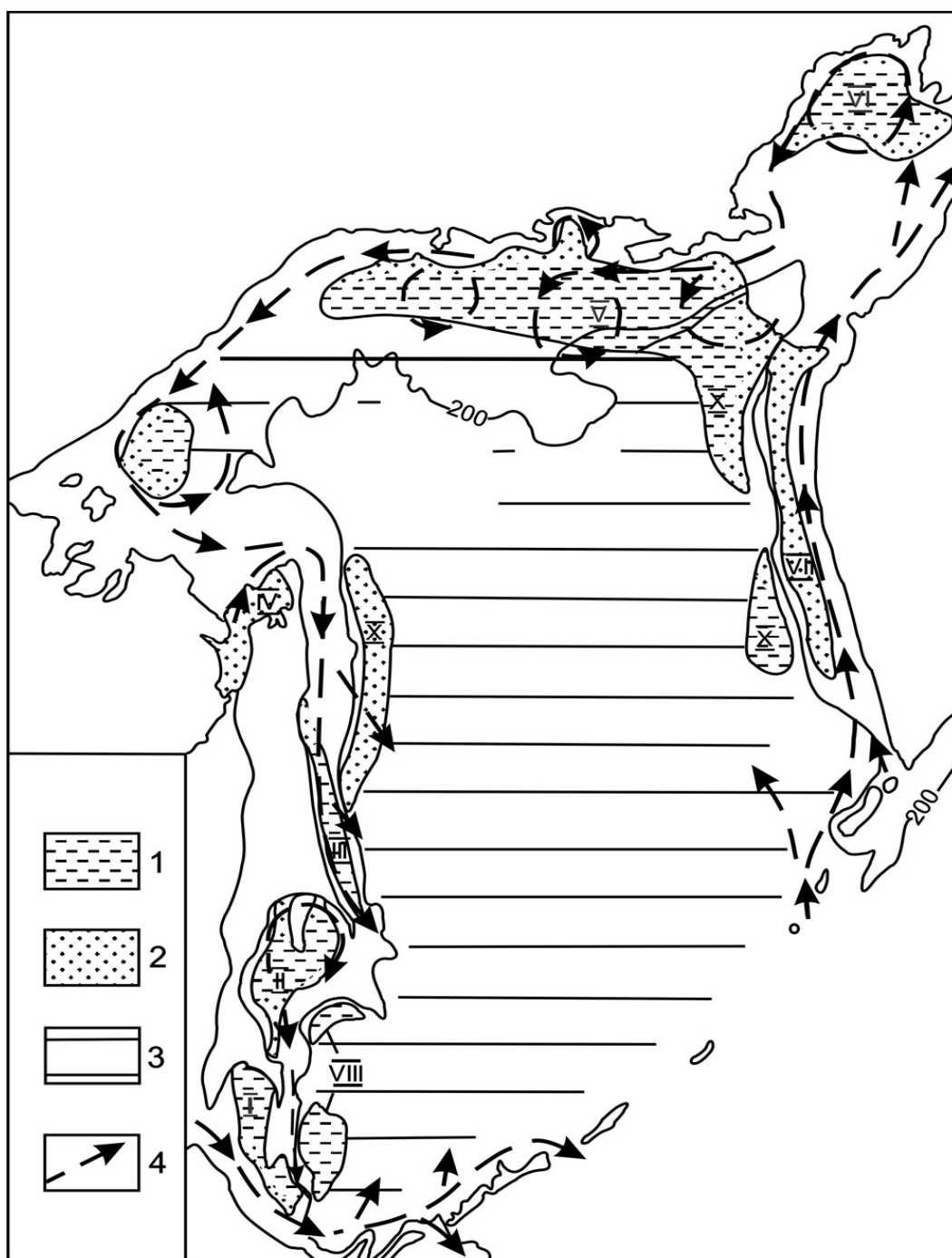


Рис 1.2.1. Литодинамическая схема Охотского моря
(Современное осадкообразование..., 1997)

1-2 – седиментационные бассейны с преобладающим накоплением глинистых (1) и обломочных (2) осадков; 3 – центральная часть моря с замедленным, но устойчивым накоплением диатомовых кремнисто-терригенных осадков; 4 – основные потоки разноса взвешенных частиц.

Значительное количество материала поступает при абразии берегов зал. Шелихова (Арчиков и др., 1982, Астахов, 2001). Близкие значения поставки вещества так же имеет район побережья, объединяющий Восточный Сахалин и север о. Хоккайдо. Минимальным является объём терригенного вещества, поступающего при абразии берегов Западной Камчатки. Материал абразионного сноса отличается от аллювиального более крупной гранулометрической фракцией (Астахов, 1986). Терригенный материал так же поступает в Охотское море в результате абразии прибрежной части поверхности морского дна, или бенчей.

Длительный ледовый покров в Охотском море определяет интенсивный разнос плавающими льдами терригенного материала от побережий к центральной части моря. Наиболее интенсивный захват осадочного материала льдами происходит в зоне приливов (Современное осадкообразование..., 1997). Основная часть его выпадает непосредственно вблизи побережий, но частично выносится в глубоководную часть моря. Присутствие материала ледового разноса (МЛР) в центральной части моря отмечается появлением псаммитовых и гравийно-галечных терригенных разностей среди кремнистых илов (Лисицын, 1994; Арчиков, 1986).

Условия в районах с высокой скоростью приливных течений весьма специфичны и приводят к отсутствию осадконакопления или эрозии дна в проливах. В условиях приливных явлений и проявления ледового разноса формируются псефитовые миктиты, которые считаются отличительной особенностью Охотского моря по отношению к другим дальневосточным морям. Содержание гравийно-галечного материала в псефитовых миктитах колеблется от 10 до 50% (Астахов, 1986).

Источником поступления вулканического материала в Охотское море являются вулканы Курильских о-вов, с преобладающим эксплозивным характером извержений. Они поставляют большое количество пироклаستيки, в виде пемзы и вулканического пепла мелкопесчаной и алевритовой размерности (Горшков, 1967). Современный вулканизм играет существенную роль только в

осадконакоплении шельфовой области района Курильских островов, хотя следы масштабных извержений в прошлом зафиксированы и в других районах моря, в том числе и в его глубоководной части (Горбаренко и др., 2004; Деркачев и др., 2004)

Поступление на дно биогенного материала контролируется продуктивностью организмов, которая в свою очередь обусловлена наличием благоприятных для развития органической жизни условий. Сложное взаимодействие водных масс, динамичный сезонный лед, большое количество биогенных элементов, поступающих с шельфа с речным стоком, а так же через проливы из Тихого океана определяют высокую продуктивность микропланктона в Охотском море, не смотря на суровые условия данного региона. Стоит учитывать, что формирование и распределение биогенных осадков определяется также и другими важными факторами: разбавлением биогенного материала, его растворением, преобразованием и условиями сохранности. Основная масса первичной продукции непосредственно в планктоне сосредоточена в шельфовой области (Шунтов, 2001), но в условиях высокой степени разбавления осадка терригенным материалом и усиления растворения за счет распресненных шельфовых вод доля биогенной составляющей в этих областях низкая (Жузе, 1962; Саидова, 1960; Беляева, Бурмистрова, 2003; Романова, 2013). Наибольшие концентрации органического вещества характерны для окраинных зон моря, на юго-западе они приурочены к южной глубоководной котловине Охотского моря, на западе – к нижней части и подножью склона о. Сахалин, на севере – к средней части обширного мелководья и на востоке – к основанию п-ова Камчатки (рис. 1.2.2).

Биогенные кремнистые илы широко распространены в центральной части моря и на северном шельфе (Астахов и др., 1988). Это связано с тем, что для глубоководных участков моря характерна низкая подвижность придонных вод при полном отсутствии волновых процессов и ограниченное поступление терригенной взвеси. Кремнистый материал представлен, главным образом, диатомовыми водорослями, спикулами губок и радиоляриями (Безруков, 1960;

Астахов и др., 1988). Карбонатный биогенный материал в осадках Охотского моря в основном формируют раковины моллюсков, баянусов, фораминифер и кокколиты. Наибольшие концентрации CaCO_3 приурочены к центральной части Охотского моря в направлении юго-запад – северо-восток (рис. 1.2.3).

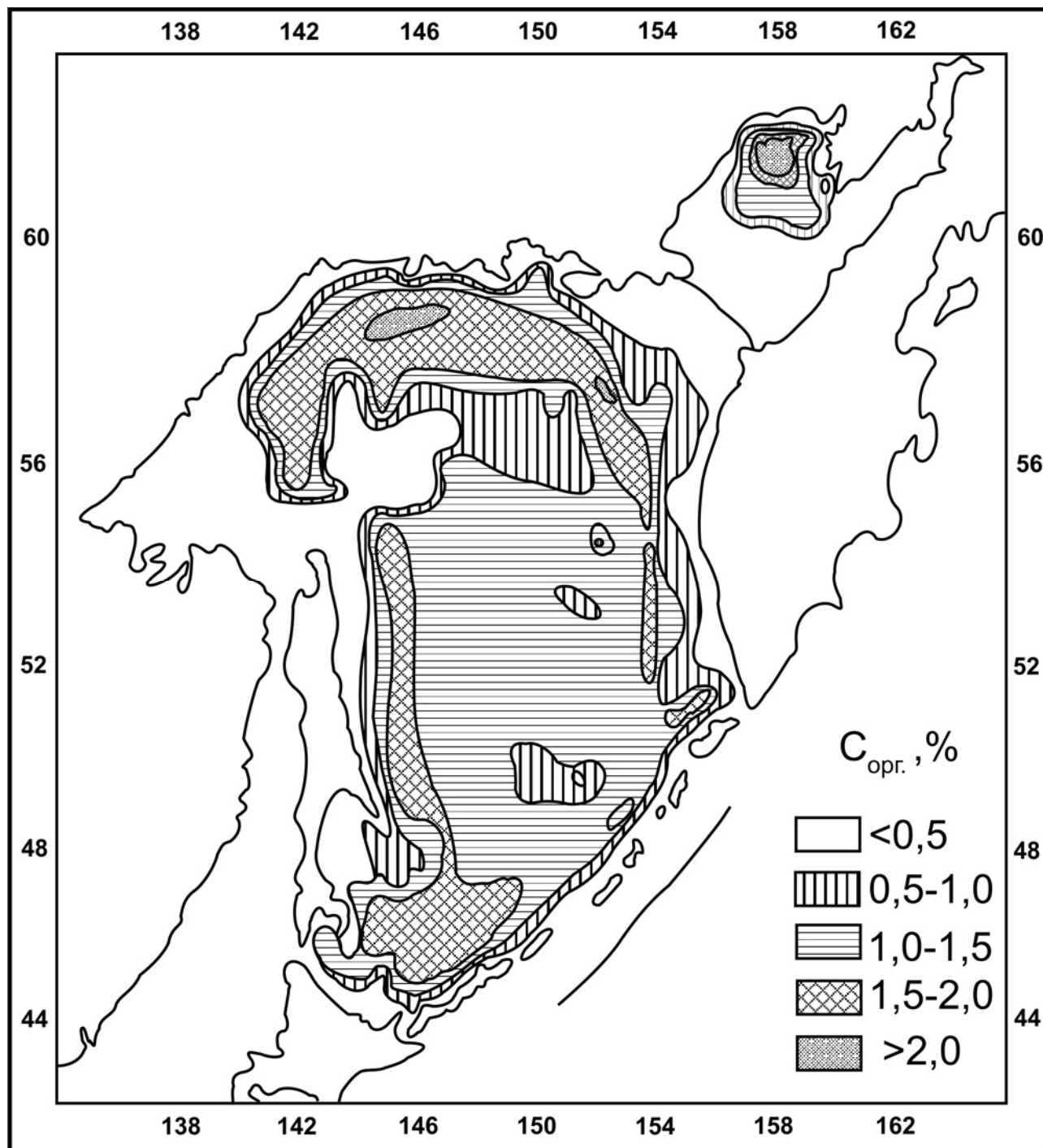


Рис. 1.2.2. Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностных осадках Охотского моря
(по: Безруков, 1960; Воронова, Ильев, 1997)

По данным Х.М. Саидовой (1960) максимальные концентрации CaCO_3 соответствуют повышенному содержанию в осадке как бентосных, так и

планктонных фораминифер. Низкие температуры придонных вод определяют невысокое присутствие в осадках биогенного и хемогенного карбоната кальция в других областях моря (Безруков, 1960; Астахов, 1986).

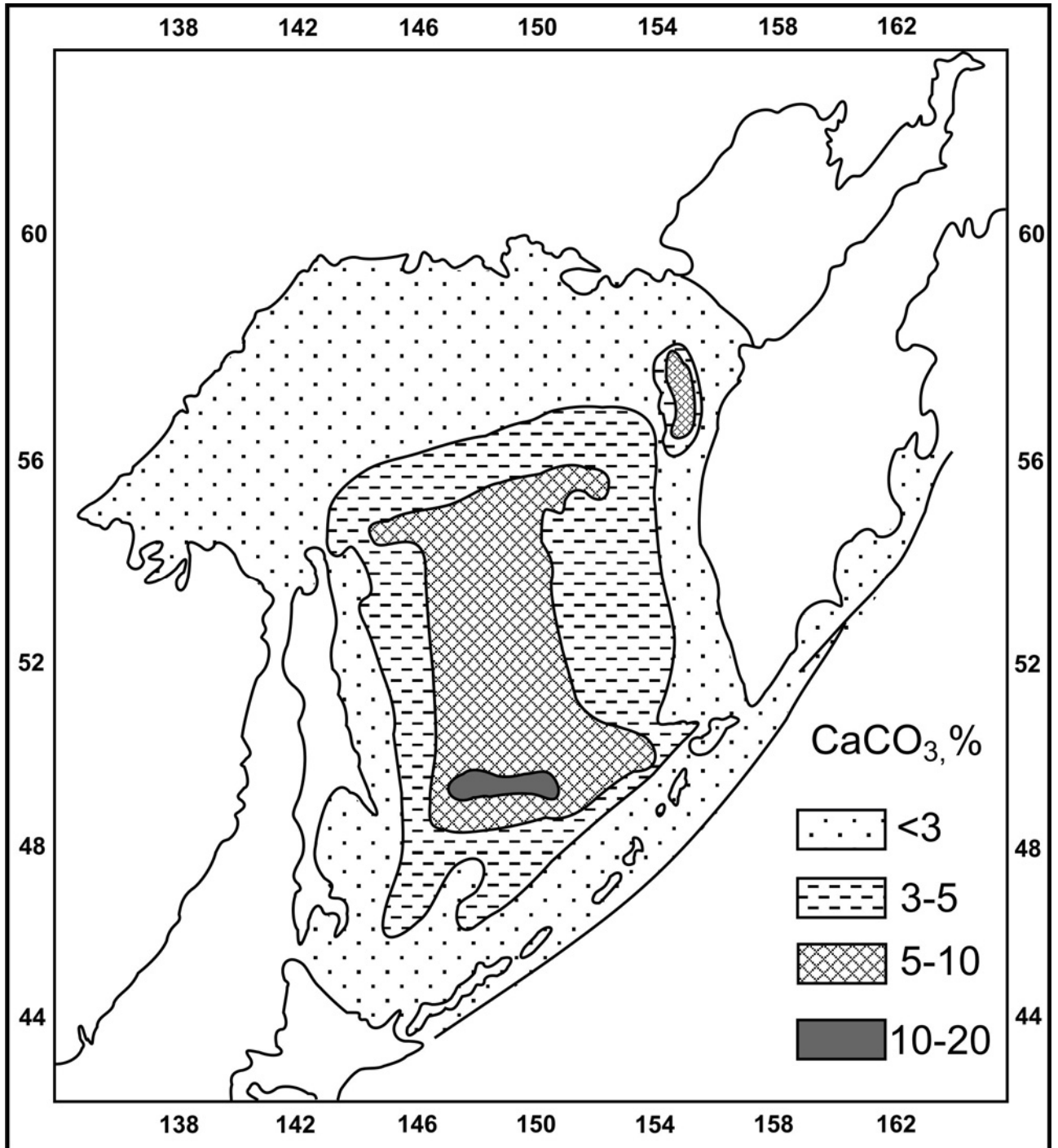


Рис. 1.2.3. Содержание CaCO_3 в поверхностных осадках Охотского моря
(по: Безруков, 1960; Воронова, Ильев, 1997)

Аутигенные карбонаты встречаются так же в местах концентрации газогидратных залежей (Астахова и др., 1993). Скопления галечно-ракушечных

осадков, распространенных в виде небольших пятен на северном шельфе, у Западной Камчатки, о-ва Сахалин, на отмелях Курильских о-вов состоят преимущественно из обломков раковин моллюсков, баянусов с примесью гальки и гравия (Безруков, 1960). У входа в зал. Шелихова, где наблюдается подъем глубинных вод, были обнаружены аномальные для Охотского моря карбонатные постройки колониальных мшанок рода *Celepora* (Безруков, 1960).

В районе впадины Дерюгина наблюдаются специфические условия, сочетающие высокие скорости осадконакопления, наличие придонных вод с минимальным для Охотского моря содержанием кислорода, флюидную активность данного участка моря. Это определяет формирование особенного геохимического облика осадков и аутигенных минералов (бариты, железомарганцевые корки, марганцевые карбонаты, полиметаллические сульфиды), а так же повышенное содержание марганца в котловине Дерюгина.

ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ

Выявление особенностей осадконакопления в Охотском море требует комплексного подхода, включающего исследование, как процессов формирования современных осадков, так и более древних отложений. При этом необходимо учитывать не только вещественный и гранулометрический состав осадка, но и те климатические и океанологические условия, в которых они формируются и формировались в прошлом.

Изучением вещественного и гранулометрического состава современных осадков Охотского моря занимались П.Л. Безруков (1960), А.П. Лисицын (1961, 1994), Р.О. Радкевич (1977), В.П. Петелин (1955), Э.А. Остроумов (1955, 1956, 1957), А.С. Астахов с коллегами (1986, 1988, 1999, 2001, 2008), Ю.Г. Волохин (2013) и многие другие (Современное осадкообразование ..., 1997). Существенный вклад в обоснование общей картины распределения донных осадков Охотского моря внес П.Л. Безруков. Он исследовал закономерности распределения осадков, отдельных их компонентов, в т.ч. распределение органического углерода по площади моря, определил мощности верхнего горизонта донных отложений. Также П.Л. Безруков впервые построил карту распределения карбоната кальция в поверхностных осадках, подчеркнув, что биогенный карбонат кальция обладает значительной устойчивостью по отношению к растворению, что подтверждается отсутствием следов растворения у тонких раковин фораминифер. Он указал на необходимость комплексного изучения осадков помимо литологического анализа. Благодаря работам П.Л. Безрукова (1960), А.С. Астахова (1986, 1991), Е.И. Арчикова (1982), О.В. Дударева (2000) детально изучены процессы поступления терригенного вещества в Охотское море и особенности обстановок осадконакопления. В результате обобщения всего накопленного материала А.С. Астаховым составлена литодинамическая схема Охотского моря и выделены основные седиментационные бассейны с преобладающим типом накопления осадков (рис.1.2.1.).

Микропалеонтологические исследования современных осадков, охватывающие практически всю акваторию моря, были проведены Х.М. Саидовой (1960, 1961), А.П. Жузе (1962), Е.В. Кореновой (1957), С.Б. Кругликовой (1975). На сегодняшний день базы данных, созданные этими исследователями, представляют наиболее полную картину по распределению микрофоссилий в поверхностных осадках Охотского моря. Из последних работ стоит отметить работы И.Б. Цой с коллегами (Цой и др., 2009), М.С. Обрезковой (2009), посвященные изучению диатомовой флоры в поверхностных осадках.

История изучения планктонных фораминифер в современных осадках начинается с исследований З.Г. Щедриной (1953; 1958). И хотя ее работы посвящены анализу бентосной фауны, в них автором указано четыре планктонных вида фораминифер: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerina* (в соответствии с современной систематикой *Neogloboquadrina*) *pachyderma* (Ehrenberg), *Gl. quadrilatera* Galloway et Wissler (вероятно, *Turboratalita quinqueloba* Natland) и *Globorotalia scitula* (Brady). З.Г. Щедрина указала, что по видовому составу фораминифер, Охотское море больше тяготеет к северным морям, чем умеренным. Она так же высказала предположение, что разнообразие фауны, в особенности южной части Охотского моря, связано с проникновением глубинных тихоокеанских вод (Щедрина, 1953).

В работах Х.М. Саидовой также представлены результаты изучения бентосных фораминифер в Охотском море, а также прилегающей части Тихого океана (1957 а,б; 1961). При этом в поверхностных пробах ею изучались как бентосные, так и планктонные фораминиферы. На основе полученных данных были обоснованы границы распространения видов *N. pachyderma* и *G. bulloides*, построена карта распределения планктонных фораминифер (фораминиферового числа) в поверхностных осадках. К сожалению, для большей части акватории она идентифицировала только эти два вида. Указаний на присутствие в Охотском море других известных на сегодняшний день видов в работах нет. Только у южного побережья Сахалина обнаружены

субтропические виды – *Globigerinoides rubber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globorotalia inflata* и *Globorotalia hirsuta*. Стоит отметить, что это единственное упоминание о присутствии данных видов в Охотском море. Оно не получило подтверждения у других исследователей.

К этому же периоду можно отнести работу американцев Д. Липпса и Д. Уорме (Lipps, Warme, 1966), которые изучили образцы, отобранные советской командой в 1963 г. Надо отметить, что зарубежные исследователи считают работу Липса и Уорме единственной на сегодняшний день, в которой содержатся сведения о фауне планктонных фораминифер из поверхностных осадков Охотского моря. В ходе исследования Липсом и Уорме было обнаружено 7 видов планктонных фораминифер: *N. pachyderma*, *G. bulloides*, *T. quinqueloba*, *Globigerinita glutinata* (Egger), *G. uvula*, *Globorotalia scitula* (Ehrenberg), проанализирована их приуроченности к конкретным океанологическим условиям Охотского моря. Помимо этого авторы с учетом данных Х.М. Саидовой внесли поправки к карте распределения планктонных фораминифер в осадках и выделили 4 биофации. Их результаты исследований позднее были использованы Н.В. Беляевой и И.И. Бурмистровой при районировании Охотского моря на основе данных распространения планктонных фораминифер. Необходимо заметить, что в этих работах не выделялись подвиды *N. pachyderma* (sinistral и dextral).

По данным Н.В. Беляевой и И.И. Бурмистровой (2003), видовой состав планктонных фораминифер Охотского моря в современных осадках близок к субарктической фауне северо-западной части Тихого океана. *N. pachyderma* и *G. bulloides* – наиболее распространенные и многочисленны виды. *G. quinqueloba*, *G. glutinata* и *G. uvula* распространены в районах влияния тихоокеанских течений, втекающих в Охотское море через северные Курильские проливы. Проникновение относительно тепловодного вида *Globorotalia scitula* в Охотском море они связывают с теплыми течениями Соя. На основе изученных поверхностных проб данными авторами была дополнена

характеристика районов, выделенных Липсом и Уорме (1966), и изменены их границы.

Изучением верхнечетвертичных осадков занималась и занимается в настоящее время большая группа ученых, не только из России, но и Германии, Японии, США, Китая. Это связано, в первую очередь, с тем, что Охотское море является очень важным объектом изучения палеоклимата на глобальном уровне, так как является своего рода моделью аналоговых морей в ледниковые эпохи (Morley, Hays, 1983; Sancetta, Silvestri, 1986).

Первые сведения об условиях формирования верхнечетвертичных отложений на основе микропалеонтологических методов получили Е.В. Коренева (1957), Х.М. Саидова (1959, 1961) и А.П. Жузе (1962). На основе спорово-пыльцевого и диатомового анализов были выделены ледниковые и межледниковые, трансгрессивно-регрессивные этапы развития бассейна (Жузе, Коренева, 1959). Используя эти данные, а так же новые, полученные в результате комплексного стратиграфического расчленения осадков, включающего палеомагнитный, радиоуглеродный, изотопный и микропалеонтологические методы, А.С. Астаховым с коллегами (1988) была составлена подробная карта скоростей седиментации для голоцена практически для всей акватории моря. Было доказано, что кремнистый горизонт не имеет точной возрастной привязки, как считалось ранее (Безруков, 1960). На границе позднего плейстоцена-голоцена выделен реперный горизонт с высоким содержанием фораминифер.

Детализации осадков голоцена-плейстоцена посвящены работы С.А. Горбаренко с коллегами (Горбаренко и др., 1998, 2000, 2004, 2007, 2008; Горбаренко, Соутон, 2001; Gorbarenko, 1996; Gorbarenko et al., 2002, 2004 a, b, 2007, 2010 a, b, 2012). Интервал осадков с высоким содержанием карбонатов на границе голоцена-плейстоцена, о которых писал А.С. Астахов с соавторами (1988) был подразделен на Терминацию 1А и 1В в Северной Пацифике (Т1АСП-12 тыс л.н. и Т2ВСП -9,5 тыс л.н.), а так же разделяющим их событием поздний Дриас (Younger Drias). Более того, был выделен другой горизонт с

высоким содержанием фораминифер и соответствующий морской изотопной стадии (МИС) 5e. Было доказано, что горизонт с низким содержанием аутигенного кремнезема имеет датировку 6 календарных тыс. лет и моложе нижней границы голоцена.

А.Н. Деркачев с коллегами выделили и продатировали прослойки вулканического материала, которые являются надежной опорой при расчленении верхнечетвертичных осадков (Горбаренко и др., 2000; Gorbarenko et al., 2002; Derkachev et al., 2012).

Международная программа IMAGES положила начало изучения механизма и последовательности климатических изменений, фиксируемых в длинных колонках с высокой скоростью осадконакопления. В рамках российско-германского проекта “Комех” трубками (5-12 м) вскрыты разрезы верхнеплейстоценовых отложений. Последние работы по комплексному изучению осадков глубоководной части Охотского моря (Горбаренко и др., 2000, 2007, 2008; Горбаренко, Соутон, 2001; Матуль и др., 2003; Бараш и др., 2005; Черепанова, Пушкарь, 2008; Мухина, Матуль, 2009; Бубенщикова и др., 2010; Gorbarenko, 1996; Cruise Report ..., 1997, 1999, 2000, 2006; Gorbarenko et al., 2002, 2004a, b, 2007, 2010a, b, 2012; Nürnberg, Tiedemann, 2004; WEPAMA Cruise..., 2002; Артемова, 2009; Босин, 2009; Derkachev et al, 2012; Хусид и др., 2013; Василенко, 2013) позволяют проследить с особой детальностью смену основных ледниковых циклов за последние 190 тыс. лет (МИС 6-1). Стоит отметить работу А.Г. Матуля (2009), в которой рассматривается детальная стратиграфия на основе радиолярий и изменения палеоокеанологии Охотского моря за последние 1.1 млн. лет.

Изучению палеоокеанологии, реконструкции ледовых условий Охотского моря и связанных с ними изменениями в сообществах микроорганизмов посвящен ряд работ японских исследователей (Okazaki et al., 2003, 2005; Shiga, Koizumi., 2000; Sakamoto et al., 2005; Sakamoto, 2006; Nakatsuka et al., 2004; Honjo, 1997, 2000; Shimada et al., 2004; Kawahata et al., 2003; Seki, 2003, 2005, 2008; Itaki et al, 2008; Khim et al., 2012). На основе комплексных геохимических

анализов ими предложена модель смены сообществ основных продуцентов в ледниковых-межледниковых периодах, объясняющих резкие изменения кремнистого и карбонатного вещества в осадках (Seki, 2003, 2005, 2008; Khim et al., 2012). При этом роль планктонных фораминифер не учитывалась исследователями, и изменение содержания карбоната кальция в осадках они связывают исключительно с изменением продуктивности кокколитофорид.

Ископаемые фораминиферы Охотского моря из верхнечетвертичных осадков Охотского моря ранее изучались М.П. Чеховской с соавторами (1999, 2001), М.С. Барашем с коллегами (2001, 2005, 2006), Н.В. Беляевой и И.И. Бурмистровой (2001), Т.А. Хусид и др. (2009), С.П. Плетневым с соавторами (2010). По большей части, планктонные фораминиферы были использованы как вспомогательный инструмент при комплексном анализе колонок. Детальной интерпретации результатов фораминифероанализа в этих работах не проводилось. Работы М.П. Чеховской, которые отличаются более тщательным изучением этой группы организмов, в основном посвящены реконструкциям палеоокеанологических условий Охотского моря во время последнего ледниковья и голоцена. Исследований планктонных фораминифер из более древних отложений детально не проводилось.

Информации о растворении раковин планктонных фораминифер Охотского моря крайне мало (Чеховская и др., 1999; Беляева, Бурмистрова, 2003, Хусид и др., 2009). Как правило, авторы визуально отмечали признаки растворения раковин в некоторых районах моря. Количественной и качественной оценки растворения раковин планктонных фораминифер не проводилось, и поэтому вопрос о характере, степени влияния растворения на сохранность раковин фораминифер, его причинах остается до сих пор открытым.

Анализ предыдущих исследований, посвященных восстановлению условий осадконакопления в Охотском море, показал, что в последнее время получены наиболее полные результаты по его палеоокеанологии, палеопродуктивности. С помощью комплексных исследований были построены

модели седиментогенеза. Вместе с тем, роль планктонных фораминифер в качестве индикаторов условий осадконакопления не рассматривалась, и поэтому не были определены четкие критерии для выделения палеоокеанологических событий на основе их изучения. Авторами получены сведения о видовом разнообразии охотоморских планктонных фораминифер в поверхностных осадках, выявлены особенности их распространения в бассейне, проведено его районирование. Вместе с тем, в некоторых вопросах исследователи не всегда придерживаются единой точки зрения. Для выяснения дискуссионных моментов необходимо более детальное, комплексное изучение фауны планктонных фораминифер, включающее и анализ распределения отдельных видов с учетом не только океанографических условий, но и процессов сохранности раковин в осадках, и выявление морфологических особенностей раковин, которые являются реакцией видов на изменения факторов среды обитания и влияние процессов растворения. Решение этих задач позволит более объективно подходить к интерпретации данных по ископаемому материалу.

ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Основным методом исследования осадков Охотского моря в данной работе является фораминиферовый анализ. Для восстановления условий осадконакопления в прошлом необходимо изучение распределения фораминифер в поверхностных осадках, что позволяет более объективно определять качественные характеристики палеогеографических изменений в прошлом.

Одним из основных лимитирующих факторов развития живых организмов в океане является температура воды. Большинство планктонных фораминифер, населяя эвфотическую зону, являются весьма чувствительными индикаторами изменения этого параметра. В зависимости от сезона видовой состав биоценозов может меняться, но в целом он отражает особенности климата в районе его формирования. После завершения жизненного цикла раковины планктонных фораминифер опускаются на дно и формируют танатоценозы. Насколько они отражают биоценоз – вопрос весьма дискуссионный. Процессы растворения играют большую роль в сохранности раковин, и поэтому зачастую трудно определить, имеем ли мы дело с танатоценозом или уже с тафоценозом. Тем не менее, танатоценозы, представляющие собой совокупности останков организмов, развивавшихся в разные сезоны года, на разных глубинах, в некоторой степени отражают особенности биоценозов, их пространственное распределение. Именно это позволяет использовать их при реконструкции условий палеосреды (Бараш, 1989). Поэтому информация о распределении фораминифер в поверхностных осадках была использована нами как инструмент для расшифровки палеоэкологических сигналов в осадках колонок на основе актуалистического подхода.

Для выделения на основе фораминиферового анализа стратиграфических подразделений, соответствующих крупным палеогеографическим событиям плейстоцена и голоцена, привлекались данные других видов анализов. Для

колонок LV 40-20 и 936 были получены радиоуглеродные датировки и данные тефрохронологии, сведения о которых опубликованы в ряде работ (Плетнев и др., 2010; Gorbarenko et al., 2004). Наибольшее количество датировок сделано для осадков колонки 936. Наряду с радиоуглеродными датировками, возраст осадков этой колонки был определен на основе сопоставления изотопно-кислородных данных с изотопно-кислородной шкалой Мартинсона (Martinson, 1987; Gorbarenko et al., 2004). Дополнительно для колонки 936 проведены палеомагнитный, диатомовый, палинологический, геохимические анализы (Шаповалов-Чупрынин и др., 2003; Gorbarenko et al., 2004), определено содержание частиц ледового разноса (Василенко, 2013). Для колонки LV 40-20 выполнены микропалеонтологические анализы и получены радиоуглеродные датировки (Плетнев и др., 2010). Это позволило с высокой степенью достоверности установить в колонках пять комплексов фораминифер, соответствующих морским изотопным стадиям (МИС) 1-5. Вместе с тем были выявлены колебания количества и распределения видов, их соотношения в интервалах осадков, охарактеризованных комплексами, что послужило основанием для выделения палеосообществ фораминифер, фиксирующих кратковременные флуктуации основных параметров среды. Таким образом, выделенные комплексы несут больше стратиграфическую нагрузку, а палеосообщества – экологическую.

Эталонной для палеогеографических реконструкций, поиска критериев изменения состояния среды в прошлом послужила детально и комплексно изученная колонка 936. Данная колонка использована как опорный стратиграфический разрез. По сравнению с другими изученными нами колонкам она имеет, прежде всего, высокую частоту отбора проб, что позволяет более точно определить динамику формирования структуры комплексов. На основе фораминиферового анализа этой колонки выделены критерии фораминиферовых палеосообществ, которые были использованы для исследования других колонок.

Распределение видов планктонных фораминифер в плейстоценово-голоценовых осадках связаны главным образом не с эволюционными процессами, которые характерны для более древних отложений, а с изменением границ ареалов видов, которые обусловлены климатическими и биологическими причинами (Бараш, 1989). Эти изменения фиксируются флуктуациями качественных и количественных характеристик палеосообществ. Дополнительным критерием могут служить морфологические особенности раковин фораминифер, которые дают информацию о палеоэкологических изменениях, а также интенсивности влияния процессов растворения раковин фораминифер.

Материалом для исследования послужили 80 поверхностных проб донных отложений (см. Приложение А). Поверхностные пробы были отобраны вдоль меридионального профиля (149°50' в.д.) в 42 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» во время экспедиции ТОИ ДВО РАН-ФГУНПП «СЕВМОРГЕО» «Магадан-Южные Курилы» (2007 г.), а так же по площади моря во время 55-го рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2011 г.).

Для палеореконовструкций условий формирования позднечетвертичных отложений были изучены колонки 936, LV 40-06, LV 40-18, LV 40-20 (рис. 3.1, табл. 3.1). Колонки осадков были получены в 25 рейсе НИС «Академик А. Несмеянов» (1992 г.), 42 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2006 г.).

Пробы, отобранные вдоль меридионального профиля, были получены с использованием ударной прямоточной трубки с вкладышами длиной 4 м и с внутренним диаметром 9 см. Пробы, полученные во время 55 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», были отобраны многотрубчатым пробоотборником (мульти-корер, модель МС-800) с 8 трубами, диаметром 6 см и длиной 70 см. Современные фораминиферы изучались из образцов верхнего слоя керна 0-5 см.

Донные колонки были подняты с помощью гидростатического пробоотборника ГСП-2. Интервал опробования – 5-10 см.

Возраст проб, отобранных вдоль меридионального профиля, мы

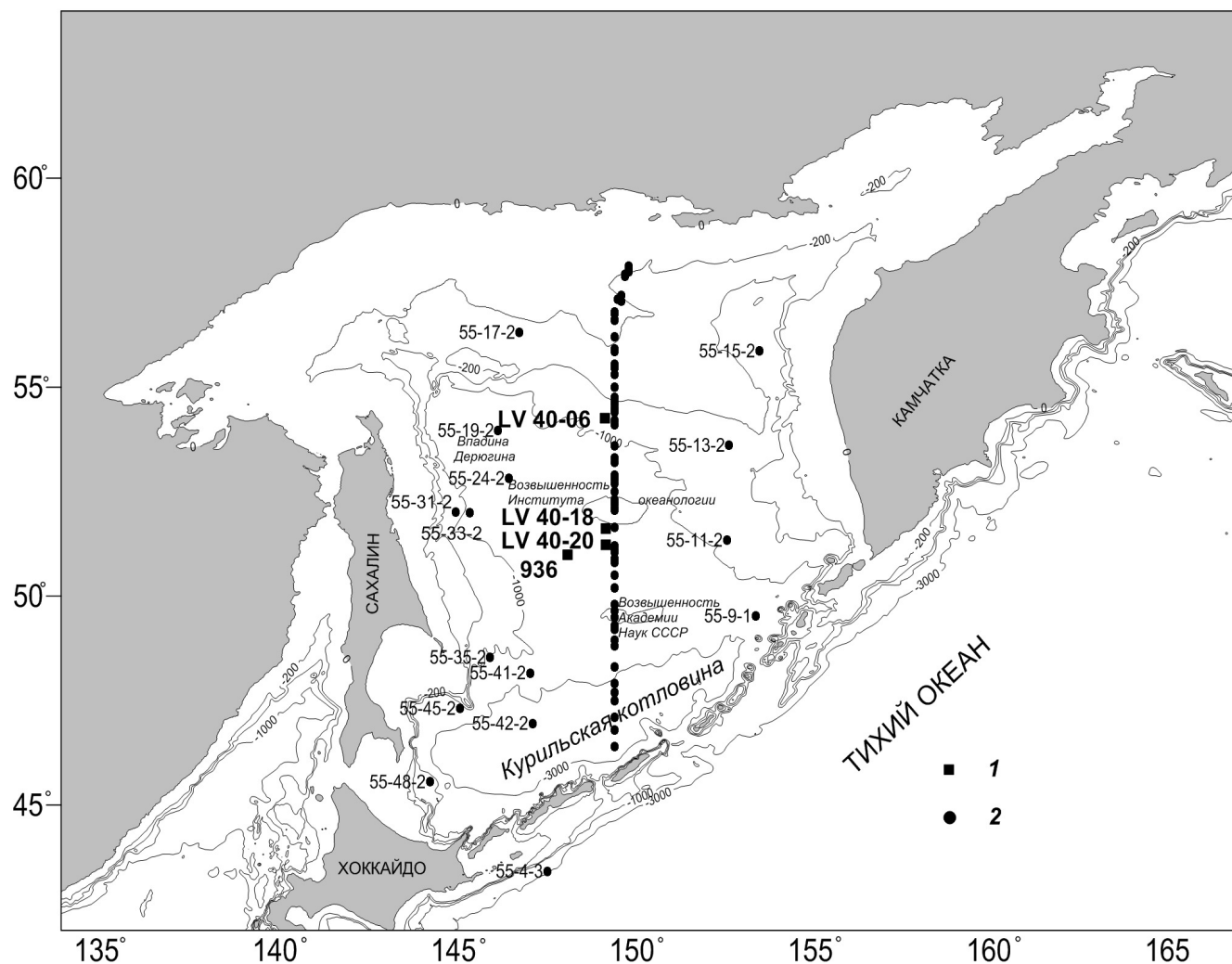


Рис.3.1. Расположение точек отбора поверхностных проб и колонок:

1 – колонки; 2 – поверхностные пробы. Изобаты в метрах.

принимаем за «современный» условно. Интерпретируя данные, мы сравнивали их со скоростями голоценового осадконакопления в Охотском море (Астахов и др., 1988) и с данными по фораминиферам, полученные ранее другими исследователями (Щедрин, 1953, 1958; Саидова, 1961; Lipps, Warme, 1966; Kurihara, 1982; Беляева, Бурмистрова, 2003).

Было установлено, что все отобранные колонки представлены однообразным набором осадочных слоев, образованных мелкоалеврит-псамитовой основой с крупноалеврит-псамитовой (песчаной) примесью. Общая последовательность залегания слоев одинакова во всех колонках (Gorbarenko et al., 2004, Плетнев и др., 2008).

Таблица 3.1. Местоположение, глубина и длина изученных колонок

Район	№ колонки	Широта	Долгота	Глубина, м	Длина колонки осадков, см
25 рейс НИС «Академик А. Несмеянов», 1992 г.					
Северо-западнее Возвышенности Академии наук СССР	936	51°00,9'	148°18,8'	1305	699
42 рейс НИС «Академик Лаврентьев», 2006 г.					
Пологий склон восточнее впадины Дерюгина	LV 40-06	54°30,1'	149°30	640	360
Ровная привершинная часть возвышенности Академии наук СССР	LV 40-18	51°59,9'	149°30	964	450
Южный склон возвышенности Академии наук СССР	LV 40-20	51°27,2'	149°30	1186	410

Осадки интервалов 0-120 см (936), 0-55 см (LV 40-06), 0-20 см (LV 40-18), 0-40 см (LV 40-20) представлены пелитовыми слабокремнистыми илами творожистой консистенции светло-серого цвета с желтовато-зеленым оттенком. Встречаются единичные включения гравия и гальки. Содержание диатомей в осадках интервала снижается вниз по разрезу. Осадки интервалов 120-605 см (936), 55-360 см (LV 40-06), 20-360 см (LV 40-18), 40-410 см (LV 40-2) – пелитово-алевритовые илы серого цвета с примесями алеврита и песка, отмечены пепловые прослой, линзы пелитового материала, единичные включения гравия и гальки. Осадки интервала 605-650 см (936) представлены пелитовым илом с примесями песка и единичными гальками с повышенным содержанием створок диатомей (Шаповалов-Чупрынин и др., 2003). Дополнительным стратиграфическим репером в изученных колонках является

пепловый прослой K2 (936 – 300 см; LV 40-18 – 70-78 см; LV 40-20 – 95-105 см), возраст которого датируется 26 тыс. радиоуглеродных лет (30,4 тыс. календарных лет) (Gorbarenko et al, 2002).

Все поверхностные пробы и пробы из колонок были обработаны по единой методике водно-ситовым методом (Бараш, 1970). Всего было изучено 270 проб. Образец весом 10-20 г заливался водой, отстаивался в течение суток и промывался теплой водой с использованием сит. При этом применялись сита с размером ячейки 0.063 и 0.1 мм, хотя Комиссией КЛИМАП в 1976 г. было принято решение об использовании для анализа планктонных фораминифер фракцию >0.150 мм. В Охотском море с гидрологическим режимом, сходным с арктическими морями, обитают планктонные фораминиферы, у которых встречаются взрослые особи с раковинами, едва достигающими 0.1 мм, и мелкие виды *G. uvula*, *G. glutinata* также можно обнаружить лишь во фракции >0.063 мм. В связи с этим, вполне аргументировано использование для анализа более мелкой фракции осадков (Carstens et al., 1997; Kandiano, Bauch, 2002).

При большом количестве раковин песчаная фракция подвергалась квартованию до получения навески, содержащей около 300 экз. раковин планктонных фораминифер. После просмотра и подсчета видов в отквартованной навеске анализировался весь образец с целью нахождения единично встречающихся видов. Определение и подсчет фораминифер осуществляли с помощью стереомикроскопа МБС-10, а также сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Zeiss EVO 50 XVP. Изучение раковин фораминифер в СЭМ дает дополнительную информацию о строении раковин, что позволяет осуществлять их более точную видовую диагностику. Образец для исследования напылялся тонким слоем золота, что существенно улучшает контраст электронномикроскопического изображения. При анализе объектов использовали следующие параметры: сила тока ЕНТ=20.23 kV, увеличение Mag= 260 – 4590 раз. Исследования проводились в лаборатории геохимии Дальневосточного геологического института ДВО РАН под руководством П.П.

Сафронова, а так же в коллективном центре пользования БПИ ДВО РАН под руководством Н.Н. Нарышкиной.

В каждой из изученных проб для характеристики количественного распределения фораминифер в осадке было рассчитано фораминиферовое число (F, экз/г), которое вычислялось по формуле:

$$F = N/m,$$

где N - количество раковин фораминифер, m – масса сухого осадка.

Для качественной характеристики сообществ определялись виды и внутривидовые разновидности планктонных фораминифер, устанавливались сравнительные количественные соотношения выявленных видов в фораминиферовых танатоценозах (сообществах поверхностных осадков) и тафоценозах (сообществах донных осадков).

В работе использована классификация планктонных фораминифер А. Леблика и Г. Тэппена (Loeblich, Tappan, 1987). Экологические характеристики и сведения о распространении видов взяты из отечественных и зарубежных работ (Былинская и др., 2002; Ве, 1977; Bolli, Saunders, 1985; Reynolds, Thunell, 1985; Hemleben et al., 1989; Ortiz et al., 1995; Alderman, 1996; Carstens et al., 1997; Field, 2000; Kincaid et al., 2000; Kuchera, 2005; Volkmann, 2000; Itou et al., 2001).

Карты распределения фораминифер и отдельных таксонов были построены с помощью пакета программ Surfer. Для этого использовался показатель содержания раковин в осадках (экз/г), общий и отдельных видов.

Общая карта распределения раковин фораминифер в поверхностных осадках (фораминиферного числа), карты распределения видов построены по содержанию раковин в осадке (экз/г осадка). При низкой концентрации раковин в осадке, а так же присутствии одного-двух таксонов, главным образом видов *N. pachyderma* и *G. bulloides*, использование процентного соотношения видов от общего содержания не показательно (Приложение Б).

Для оценки видового разнообразия танатоценозов и тафоценозов фораминифер были использованы индексы разнообразия (Одум, 1986; Harper, 1999). Видовое разнообразие складывается из двух компонентов: 1) видового

богатства, или плотности видов, которое характеризуется общим числом имеющихся видов, и 2) выровненности, отражающей равномерность распределения видов по их обилию в сообществе, положение их в структуре доминирования (Одум, 1986). В работе были использованы три индекса разнообразия:

1. Индекс Симпсона или индекс доминирования:

$$c = 1 - \sum_i \left(\frac{n_i}{n}\right)^2,$$

n_i – общая численность сообщества, i – количество таксонов.

Его величина тем больше, чем ярче выражено доминирование одного или нескольких видов.

2. Индекс Шеннона(H):

$$H = -\sum \frac{n_i}{n} \ln \frac{n_i}{n},$$

n_i – общая численность вида, n – общая численность сообщества.

Преимуществом индекса Шеннона является его комплексность, он учитывает количество видов (видовую плотность) и их выровненность, не зависит от величины пробы и характеризуется нормальным распределением. Чем выше значение индекса, тем богаче разнообразие в сообществе. Более того, индекс Шеннона придает больший вес редким видам, что является особенностью Охотоморской фауны планктонных фораминифер.

3. Индекс выровненности Пиелу взаимосвязан с индексом Шеннона:

$$E = \frac{H}{\log S},$$

H – индекс Шеннона, S – число видов. Индекс Пиелу показывает относительное распределение особей среди видов

Индексы были рассчитаны с помощью программы PAST, применяемой специально для обработки количественных данных в стратиграфии, микропалеонтологии и имеющей функцию расчета индексов автоматически (Bing et al, 2013). Пробы, в которых планктонные фораминиферы отсутствовали, во внимание не принимались (Приложение В).

Степень влияния растворения на раковины планктонных фораминифер определялась по наличию следов коррозии на раковинах. Для осадков интервала 230-0 см колонки 936, содержащих достаточное количество раковин для статистической обработки (300 раковин), по методике, широко используемой зарубежными специалистами (Thunnel, 1976; Crowley, 1983; Тарра, Thunnel, 1986; Metzler et al. 1982), подсчитывалось соотношение целых раковин и их обломков.

Коэффициент фрагментарности рассчитывался по формуле:

$$\text{Frag} = N_{\text{fr}} * 100\% / N_{\text{total}},$$

где Frag – коэффициент фрагментарности, %, N_{fr} – количество фрагментов раковин, N_{total} – общее количество раковин и фрагментов.

ГЛАВА 4. ОХОТОМОРСКАЯ ФАУНА ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР

4.1. Фораминиферы в планктонных сообществах

Для более объективной интерпретации данных по ископаемой фауне фораминифер и реконструкции экологических условий их обитания необходимо учитывать особенности биологии, экологии и биогеографического распространения этих организмов (Proxies in Late Cenozoic paleoceanography, 2007).

В течение года наблюдается два периода активного развития фораминифер – весенний – с апреля по июнь и осенний – с октября по ноябрь. Эти пики обусловлены, прежде всего, увеличением продуктивности в это время кремнистого микропланктона, который является основной кормовой базой фораминифер. Именно весной и осенью отмечается увеличение в поверхностных водах SiO_2 , который необходим для построения панцирей диатомей и представителей нанопланктона (Матвеев, 2006).

Известно, что планктонные фораминиферы обитают преимущественно в верхнем эвфотическом слое (0-100 м), который является основным местообитанием представителей фитопланктона. Максимальные концентрации его наблюдаются на глубине 10-50 м (Gupta, 2000). Помимо этого, нельзя упускать из внимания и симбиотические взаимоотношения некоторых видов фотосинтезирующих микроводорослей и планктонных фораминифер, которые также лимитируют глубину обитания последних (Be, 1987). К сожалению, в Охотском море не проводилось специальных исследований по вертикальному распределению планктонных фораминифер. Тем не менее, известно, что существуют вертикальные миграции организмов, и они носят суточный и сезонный характер, и могут быть связаны с плотностной стратификацией водной толщи (Горбачик и др., 1996), которая в Охотском море выражена весьма сильно. В высоких широтах, а так же в холодные сезоны в районах, расположенных южнее, некоторые виды планктонных фораминифер преимущественно обитают в верхнем слое. В низкоширотных областях эти же

таксоны предпочитают погружаться в более глубокие холодные слои воды. Причем, такое погружение, прежде всего, отмечается для взрослых особей по мере их созревания и старения. Тем не менее, установлены виды, которые весь свой жизненный цикл проводят в пределах одной глубины (Be, 1977; Peeters, Brumer, 2002; Kuroyanagi, Kawahata, 2004). Учитывая особенности обитания на определенных глубинах, Бе (Be, 1977) предложил классификацию и выделил следующие группы планктонных фораминифер:

- поверхностные: большинство поверхностных видов, включая *Globigerinoides* и некоторые *Globigerina*;
- промежуточные (50-100 м): шиповатые виды - *G. bulloides*, *Hastigerina pelagica*, *Orbulina universa*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerina calida*; нешиповатые виды - *Pulleniatina obliquiloculata*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Candeina nitida*, *Globigerinita glutinata*;
- глубоководные: *Globorotalia*. *N. pachyderma*, *Sphaeroidinella dehiscens*.

Многие глубоководные морфотипы фораминифер для обитания на определенных глубинах увеличивают плотность своих раковин, образуя кальцитовую корку (вторичная кальцификация). Помимо этого свою плавучесть планктонные фораминиферы контролируют изменением плотности протоплазмы, а также абсолютным размером раковины.

Стоит отметить, что в связи с вышеперечисленными факторами, связанными с вертикальными миграциями, планктонные фораминиферы практически не встречаются в шельфовых областях (Schmuker, 2000).

Информации о современных фораминиферах из планктонных сообществ центральной части Охотского моря, очень мало. Пожалуй, единственным источником, посвященным их изучению, является работа Сьюзан Альдерман (Alderman, 1996). Главная цель проведенных этим автором исследований заключалась в выявлении связи между стабильными изотопами кислорода в раковинах планктонных фораминифер и поверхностными температурами воды.

Фораминиферы были получены из седиментационной ловушки, установленной в центральной части моря (Alderman, 1996). Место расположения данной ловушки находится вблизи одной из станций меридионального профиля (53° 30 с.ш., 149° 50 в.д.), результаты исследования проб которой представлены в таблице 4.1.1.

Таблица 4.1.1. Сообщества планктонных фораминифер (%) в современных осадках (53° 30 с.ш., 149° 50' в.д., глубина 1115 м), ловах Охотского моря (53° 19' с.ш., 149° 50' в.д., глубина 256 м) и северо-западной части Тихого океана (станция PAPA 50° с.ш., 145° в.д., глубина 3858 м).

Таксоны	Охотское море		С-3 Пацифика
	Современные осадки Романова, 2014	Ловы	
		Alderman, 1996	Reynolds, Thunell, 1985*
<i>N. pachyderma</i> <i>sin.</i>	56	57	35-50
<i>G. bulloides</i>	37	31	<5
<i>T. quinqueloba</i>	4	8	45-50
<i>N. pachyderma</i> <i>dex.</i>	1	1	-
<i>G. uvula</i>	<1	<1	-
<i>G. glutinata</i>	<1	<1	1 -15
<i>G. scitula</i>	<1	<1	<1
<i>O. universa</i>	-	-	5-15

Авторы (*) не выделяли право- и левозавитую форму *N. pachyderma*. Процентное содержание видов изменяется в зависимости от весеннего и осеннего сезонов.

В Охотском море 74% годовой продукции планктонных фораминифер приходится на осенний период (Alderman, 1996). Для весны в результате активного таяния большого количества льда этот показатель гораздо ниже, так

как именно соленость является одним из лимитирующих факторов существования фораминифер. Снижение солености сказывается и на увеличении встречаемости в «весенних» фораминиферовых сообществах *N. pachyderma*, которая отличается более широким диапазоном толерантности по отношению к солености по сравнению со стеногалинной *G. bulloides* (Be, 1971).

Среднегодовые значения процентного содержания *N. pachyderma* sin. и *G. bulloides* в изученных Альдерман (Alderman, 1996) сообществах составляют 57% и 31%, соответственно. Участие остальных таксонов незначительное: *G. quinqueloba* – 8%, *N. pachyderma* dex. – 1%, *G. uvula*, *G. glitinata*, *G. scitula* – <1% (табл. 4.1.1). Альдерман указывает также на присутствие в сообществах с оценками обилия до 3% вида *Neogloboquadrina dutertrei*. Вероятно, молодой автор придерживался взглядов Липпса и Уорме (1966) на выделение в фауне планктонных фораминифер Охотского моря данного таксона. Скорее всего, к *N. dutertrei* Альдерман отнесла раковины *N. pachyderma* крупных размеров с пятью камерами. Это утверждение основывается на том, что, во-первых, изучение с помощью СМ и СЭМ раковин *N. pachyderma* из поверхностных осадков показало высокую внутривидовую изменчивость этого вида и присутствие в танатоценозах раковин морфотипов, похожих на *N. dutertrei*. Выявленные в СЭМ особенности строения их стенки и устья доказывают, что это все-таки *N. pachyderma*. Во-вторых, участие в сообществах тепловодного тропического вида *N. dutertrei* в холодных водах Охотского моря весьма сомнительно. В этом вопросе мы все-таки придерживаемся мнения российских ученых (Беляева, Бурмистрова, 2001; Чеховская, Басов, 1999; Бараш и др., 2005) о видовом составе планктонных фораминифер Охотского моря.

Охотоморская фауна планктонных фораминифер по таксономическому составу близка фауне открытой части Тихого океана (табл. 4.1.1), характерной для тех же широт (Bradshaw, 1959; Be, 1977; Reynolds, Thunell, 1985; Thunell, Honjo, 1987; Sautter, Thunell, 1989; Eguchi et al., 1999; Kuroyanagi et al, 2002). Отличительной особенностью является отсутствие в планктоне Охотского моря субтропического вида *Orbulina universa* d'Orbigny, обитающего при

температуре 12–19°C (Reynolds, Thunell, 1985; Sautter, Thunell, 1989). Установлены различия и в соотношении видов в сообществах. Так для Тихого океана характерны бидоминантные сообщества, в которых преобладают *G. quinqueloba* и *N. pachyderma* sin. (Reynolds, Thunell, 1985; Sautter, Thunell, 1989), а для Охотского моря – монодоминантные, где безраздельно господствует *N. pachyderma* sin., в то время как обилие *G. quinqueloba* почти на порядок меньше. Вероятно, эти различия связаны с региональными особенностями Охотского моря: ярко выраженной сезонностью температур (от -1.2 до 14.5°C), менее глубоким расположением дихотермального промежуточного слоя – 50-150 м (в океане – 75-250 м), отсутствием или глубоким положением (800-1000 м) относительно теплого мезотермального слоя, длительным периодом сезонного ледостава и высокой продуктивностью вод (Uda, 1963). Известно, что относительно большие значения частоты встречаемости *N. pachyderma*, *G. bulloides* и *G. quinqueloba* наблюдаются в районах с высоким содержанием фитопланктона (Ortiz et al., 1995). Присутствие видов *G. glutinata*, *G. uvula*, *G. scitula*, скорее всего, обусловлено влиянием более теплых вод Тихого океана, поступающих через Курильские проливы.

Сравнивая изученную охотоморскую фауну фораминифер с фауной Атлантического океана, стоит отметить, что сходство таксономического состава отмечается для районов, расположенных в более высоких широтах Атлантики. Фауна планктонных фораминифер, характерная для районов, расположенных на тех же широтах, что и Охотское море, отличается присутствием бореальных и субтропических элементов, что обусловлено влиянием теплого течения Гольфстрим (Бараш, 1970). По данным Д. Карстенса с коллегами (Carstens et al., 1997), в североатлантических сообществах также как и в Охотском море доминирует *N. pachyderma* sin., но субдоминантом в них является *G. quinqueloba*, процентное участие таксонов составляет 60% и 38%, соответственно. На долю остальных видов, в том числе и *G. bulloides*, приходится только 2%.

4.2 Распределение планктонных фораминифер в поверхностных осадках.

Для оценки изменения продуктивности сообществ фораминифер в прошлом широко используется такой показатель, как фораминиферовое число. Сведения о распределении этого показателя в поверхностных пробах позволяют осуществлять более объективные палеогеографические реконструкции, определять интенсивность влияния тех или иных факторов на жизнедеятельность организмов, их продуктивность и процессы осадконакопления.

На основе проведенных исследований было установлено, что концентрация раковин фораминифер в осадках возрастает с севера к центральной части моря вблизи возвышенности Института океанологии (от 0.1 до 3538 экз/г осадка) и постепенно снижается по направлению к Курильским островам (до 110 экз/г осадка) (рис. 4.2.1.). Планктонные фораминиферы практически отсутствуют на северной материковой отмели и склоне севернее 55° с.ш., что отмечалось и другими исследователями (Беляева, Бурмистрова, 2003). Единичными экземплярами здесь представлена лишь *N. pachyderma* sin. (0.1 экз/г осадка). Низкое содержание раковин (до 10 экз/г осадка) характерно для осадков всей шельфовой области, что обусловлено, прежде всего, небольшими глубинами и поступлением холодных распресненных вод из шельфовой зоны, препятствующих активному развитию фораминифер, а так же притоком больших объемов терригенного материала, снижающего концентрацию раковин в осадках. Низкие показатели фораминиферового числа также установлены для некоторых станций, расположенных в центральной части моря и южной части профиля. Максимальная концентрация планктонных фораминифер характерна для акваторий вблизи 50–48° с.ш. в районе возвышенности Академии Наук СССР, где значения фораминиферового числа достигают 3538 экз/г осадка.

Как показали исследования, по сравнению с Северной Атлантикой, где средние значения фораминиферового числа составляют обычно десятки тысяч

экземпляров на 1г осадка (Бараш, 1970), в осадках Охотского моря содержание раковин довольно низкое – от единичных раковин до 3538 экз/г осадка. Впрочем, невысокие концентрации раковин фораминифер характерны для всех дальневосточных морей (Чеховская, 2008; Плетнев, 2010) и существующие различия их для разных бассейнов незначительные. Вместе с тем, прослеживается некоторое сходство в закономерностях распределения высоких и низких концентраций раковин по акватории морей. Так, максимальные значения фораминиферового числа (1000-10000 экз/ г осадка), как в Охотском, так и Японском море, как правило, приурочены к вершинам подводных возвышенностей (Плетнев, 1979), а минимальные значения (от 1 до 10 экз/г осадка) характерны для шельфовой зоны и материкового склона.

Анализ распределения фораминиферового числа и содержания CaCO_3 (рис 1.2.3) в поверхностном слое осадков Охотского моря позволил установить общие закономерности – максимальные концентрации характерны для центральной части моря, минимальные отмечены для прибрежных районов. П.Л. Безруков (1960) предполагает, что это связано с влиянием теплых глубинных тихоокеанских вод, проникающих в море через пролив Крузенштерна и распространяющихся в сторону северного окончания котловины Дерюгина. Они снижают агрессивность холодных охотоморских вод по отношению к карбонату кальция и тем самым снижают растворение раковин фораминифер, которое является одним из главных факторов, определяющих количественные и качественные характеристики тафо- и танатоценозов в Охотском море. Более детальному рассмотрению проблемы растворения фораминиферо- раковин посвящена подглава 4.3.

К признакам, отражающим климатические, в первую очередь температурные, условия, относятся также видовое разнообразие, доминирование отдельных таксонов, экологическая структура сообществ, которая отражает соотношение представителей различных экологических групп фораминифер, выделяемых по их отношению к температуре, солености, глубине обитания, количеству питательных веществ и другим факторам среды.

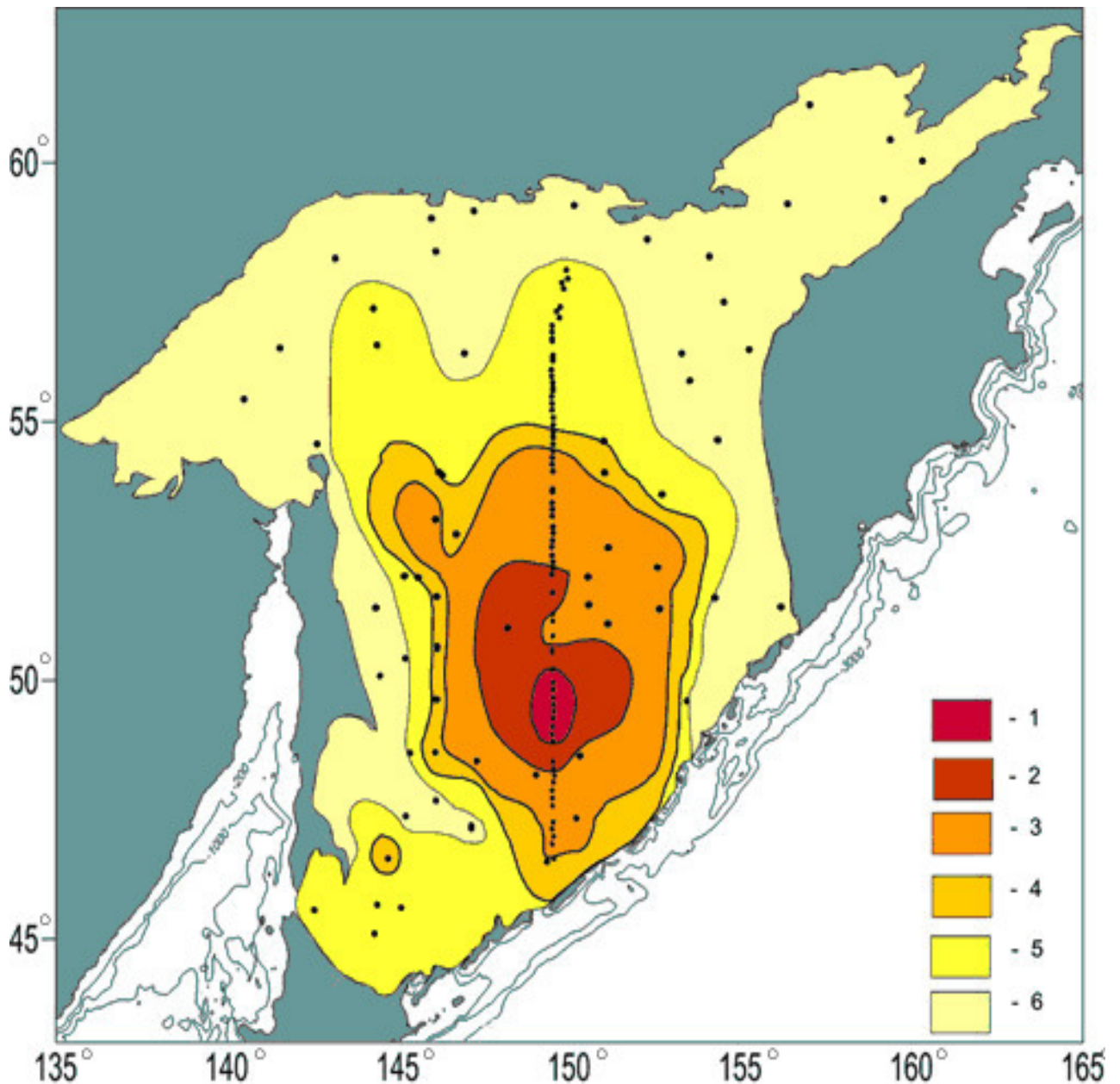


Рис. 4.2.1. Распределение показателей фораминиферового числа в поверхностных осадках Охотского моря (экз/г осадка):

1 – >1000 экз/г осадка; 2 – 500-1000 экз/г осадка; 3 – 100-500 экз/г осадка; 4 – 50-100 экз/г осадка; 5 – 0-50 экз/г осадка; 6 – отсутствие фораминифер в пробах.

Показателями видового разнообразия являются широко используемые для сравнения сообществ из разных биотопов индексы Симпсона (c), Шеннона (H) и выровненности сообществ, или индекс Пиелу (e). Считается, что индекс Симпсона обычно придает большее значение постоянно встречающимся, обычным видам, а индекс Шеннона увеличивает значимость редких видов. Указанные индексы были рассчитаны для танатоценозов всех изученных

поверхностных проб (рис 4.2.2, Приложение В). Индекс c отражает «концентрацию» доминирования, в данном случае преобладание в танатоценозах *N. pachyderma* sp. Этот показатель достигает максимальных значений (0.9-1) в прибрежной, северной и юго-восточной частях моря. В центральной части отдельные пробы также характеризуются высокими значениями c (0.8-1), что, вероятно, связано с проявлениями растворимости карбонатов на отдельных станциях. Районы, характеризующиеся минимальными значениями c (0.3-0.7) и максимальными показателями H (0.9-1) установлены в центральной части вблизи 54° с.ш., где было обнаружено от 4 до 7 видов и внутривидовых разновидностей планктонных фораминифер. Минимальные значения индекса H , равные 0, также характерны для монодоминантных танатоценозов прибрежной части моря. Низкие значения H (0,3-0,5) отмечены для танатоценозов из проб, отобранных в северной части моря и отдельных проб в прикурильском районе, для которых наблюдаются низкое содержание фораминифер и присутствие в пробах, как правило, наиболее резистентных к растворению раковин *N. pachyderma* и *G. bulloides*. Индекс выровненности Пиелу показывает насколько видовое разнообразие, выраженное индексом Шеннона, отличается от максимально возможного при данном числе видов. Таким образом, максимальная выровненность (0.8-1) характерна для монодоминантных сообществ северной и юго-восточной части моря. Минимальные значения e (0.2-0.3) отмечены для танатоценозов с наибольшим количеством видов (6-7 видов), которые соответствуют пробам центральной части профиля и пробам 55-33-2 и 55-35-2, отобранным из западной части моря (рис 4.2.2). Таким образом, индексы видового разнообразия показывают различные аспекты структуры танатоценозов планктонных фораминифер, которые позволяют представить их более наглядно (рис. 4.2.2).

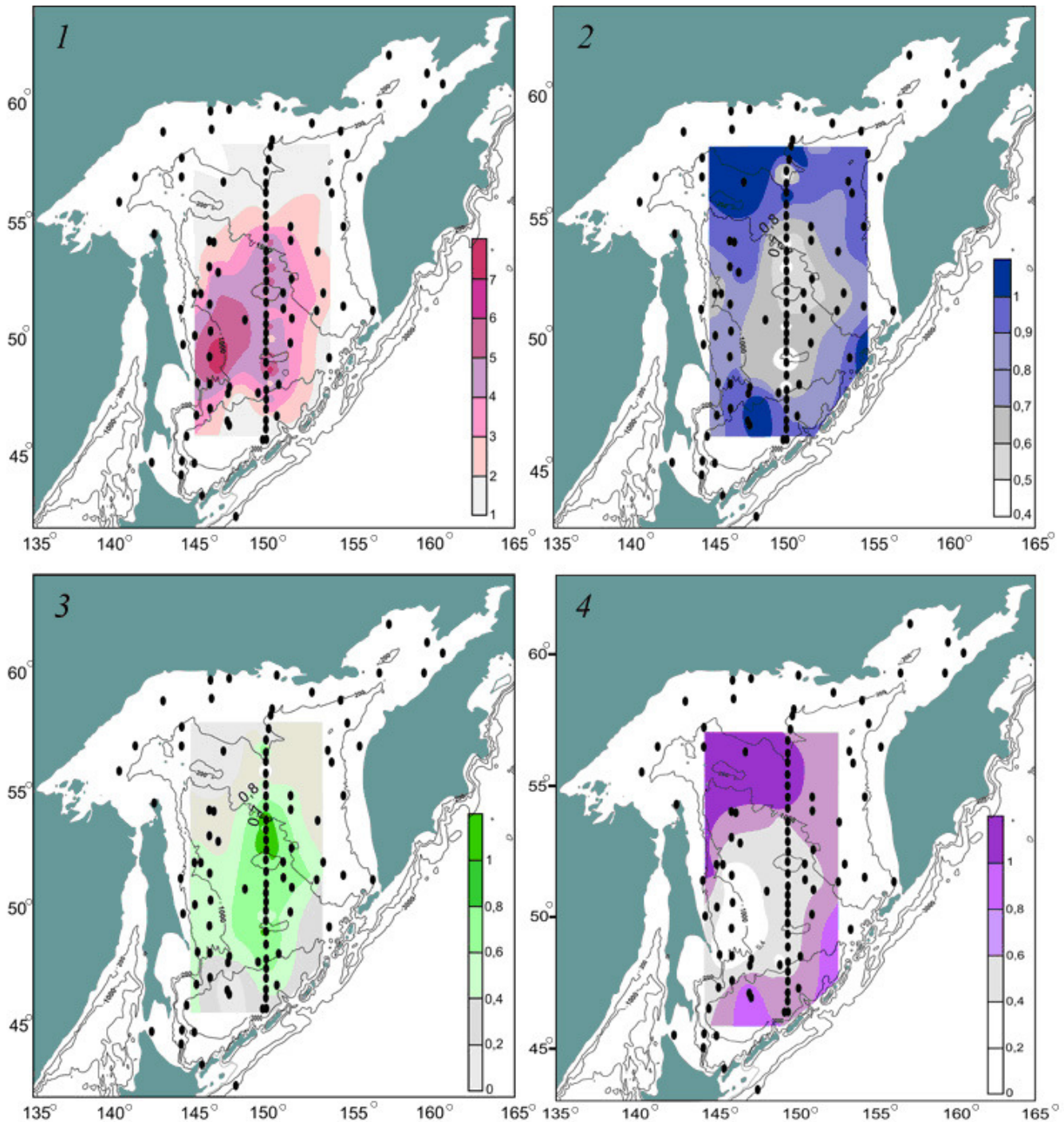


Рис. 4.2.2 Распределение показателей количества видов и индексов разнообразия, рассчитанных для танатоценозов планктонных фораминифер Охотского моря:

1– количество видов; 2 – индекс Симпсона (доминирования); 3 – индекс Шеннона; 4 – индекс выровненности Пилелу.

В поверхностных осадках Охотского моря обнаружено семь видов и разновидностей планктонных фораминифер (Приложение Г):

***Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861)**

(Приложение Г, Таблица Г1, а,б,в)

Globigerina pachyderma Ehrenberg, 1861: Be, 1960: p. 66, figs. 1a–c.

Neogloboquadrina pachyderma: Lipps, Warme, 1966: pp. 132–133, pl. 9, figs. 7a–c; Kurihara 1981: p.75, pl. 1, figs. 18–22.

Встречаются правозавитая (*N. pachyderma* dex.) и левозавитая (*N. pachyderma* sin.) разновидности.

Раковина *N. pachyderma* sin. мелкая, с 4–5 шаровидными камерами в последнем обороте, сжатая. Устье пупочное, базальное, в форме низкой арки с толстой и широкой губой. Стенка толстая, неровная, без шипов. Характеризуется большой изменчивостью. Встречаются плотносвернутые квадратные по контуру формы, в последнем обороте с 4 камерами, поры у этих форм, как правило, расположены в сравнительно небольших углублениях. В Охотском море такие формы характерны для северного района. Другие формы *N. pachyderma* sin. более крупные, с лопастным периферическим краем раковины, 4.5–5-камерные, с более сложной скульптурой стенки раковины. Ячейки-углубления напоминают соты, поры более крупные. Самая высокая концентрация раковин данной формы отмечается в центральном районе. При изучении особенностей строения стенки раковины *N. pachyderma* sin. встречались раковины с толстой стенкой крупнозернистого характера (инкрустированные) и с более тонкой (неинкрустированные).

Отличительными особенностями *N. pachyderma* dex., встречающейся в осадках Охотского моря, являются правостороннее направление завивания раковины, четырехкамерность, в большинстве случаев отсутствие губы.

Некоторые исследователи (Bauch et al., 2003; Darling et al., 2006) утверждают, что лево- и правозавитые формы – два самостоятельных вида: *N. pachyderma* и *N. incompta*, соответственно. Тем не менее, К. Дарлинг с

соавторами (2006) указали, что если количество правосторонних форм меньше 3% (что характерно для высокоширотных районов) и скульптура стенки раковины более толстая и инкрустированная, то, скорее всего, это правозавитая форма *N. pachyderma*. Анализ материала из осадков Охотского моря показал, что в этом бассейне встречается, скорее всего, правозавитая форма *N. pachyderma*. Об этом свидетельствует низкое содержание таких раковин в осадке (в среднем 2-3 %) и более инкрустированная стенка раковины. Японские исследователи (Kuroyanagi et al., 2006; Kuroyanagi et al., 2011) так же придерживаются мнения, что в северной части Тихого океана встречается *N. pachyderma* dex. как генетическая форма *N. pachyderma* sin.

N. pachyderma sin. обитает от умеренных до полярных широт в обоих полушариях (Be, 1977). Доминирует в сообществах из осадков Арктических и Антарктических регионов (Be, 1977; Hemleben et al., 1989; Volkmann, 2000). Наиболее активное развитие разновидностей совпадает с весенним и осенним цветениями фитопланктона. Максимальное обилие *N. pachyderma* sin. установлено в пределах термоклина (Bauh et al., 2002). Несмотря на достаточно широкие пределы толерантности этого вида, он встречается в водах с соленостью больше 32‰ (Carstens et al., 1997; Simstich et al., 2003; Hillaire-Marcel et al., 2004). *N. pachyderma* dex. распространена в умеренных и субтропических водах (Be, 1977; Hemleben et al., 1989; Volkmann, 2000; Darling et al., 2004, 2006).

N. pachyderma sin. доминирует в танатоценозах планктонных фораминифер Охотского моря по всему изученному профилю (рис. 4.2.3). Благодаря тому как наиболее резистентные к растворению вид, он встречается в осадках. Частота встречаемости этого вида в пробах северной части профиля составляет, как правило, 100%, центральной – в среднем 65%, но именно здесь установлены максимальные показатели содержания раковин этого вида в осадках (до 1832 экз/г осадка). По направлению к Курильским о-вам частота встречаемости вида в танатоценозах возрастает в среднем до 84%.

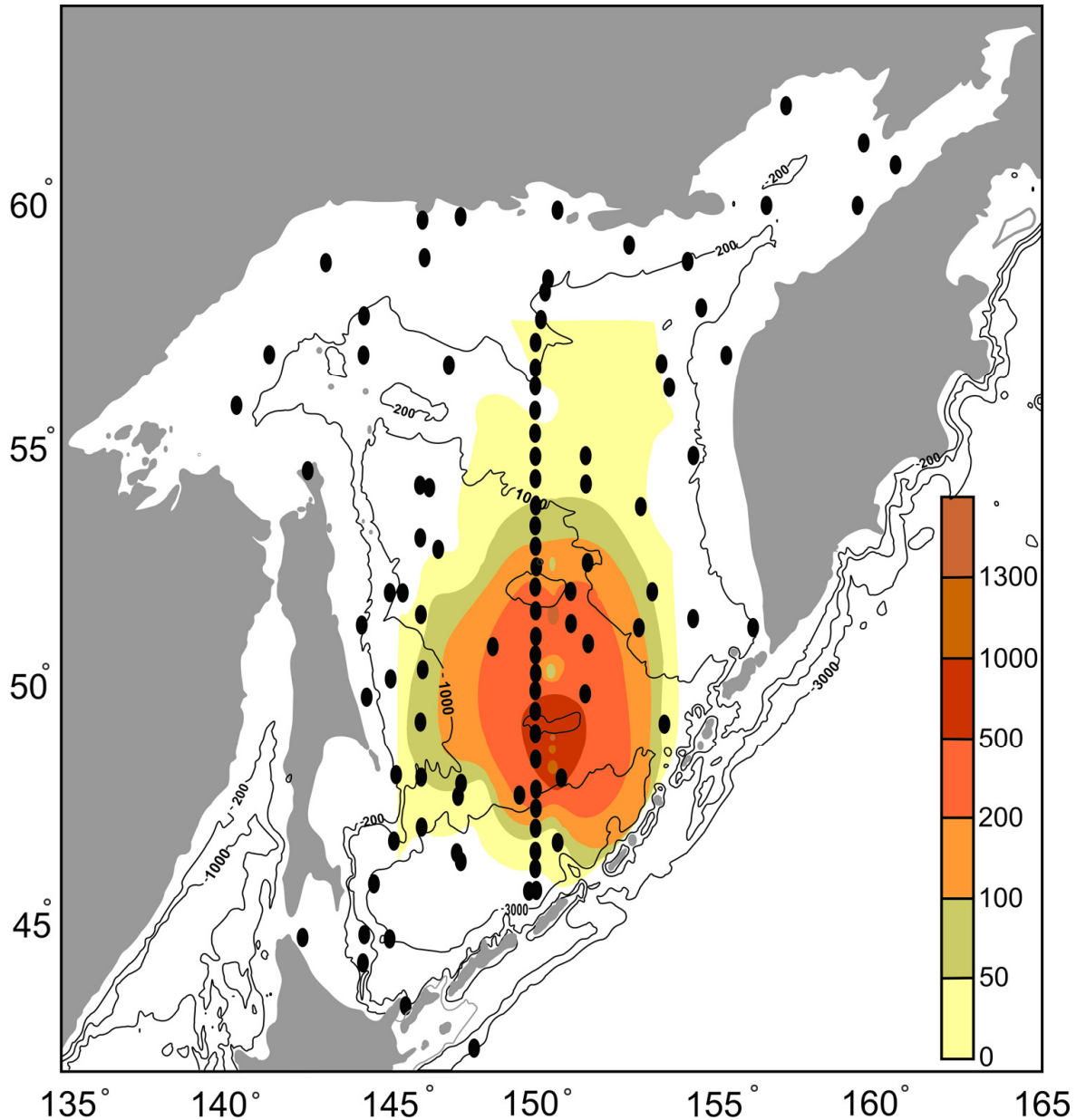


Рис. 4.2.3 Карта распределения *N. pachyderma* sin. в поверхностных осадках Охотского моря (экз/г осадка)

Максимальные показатели частоты встречаемости *N. pachyderma* dex. (5-6%) отмечены для центрального района (около 49° с.ш.). Раковины *N. pachyderma* dex. появляются в осадках южнее 55° с.ш. (рис. 4.2.4). Данная разновидность малочисленна в танатоценозах по всему профилю.

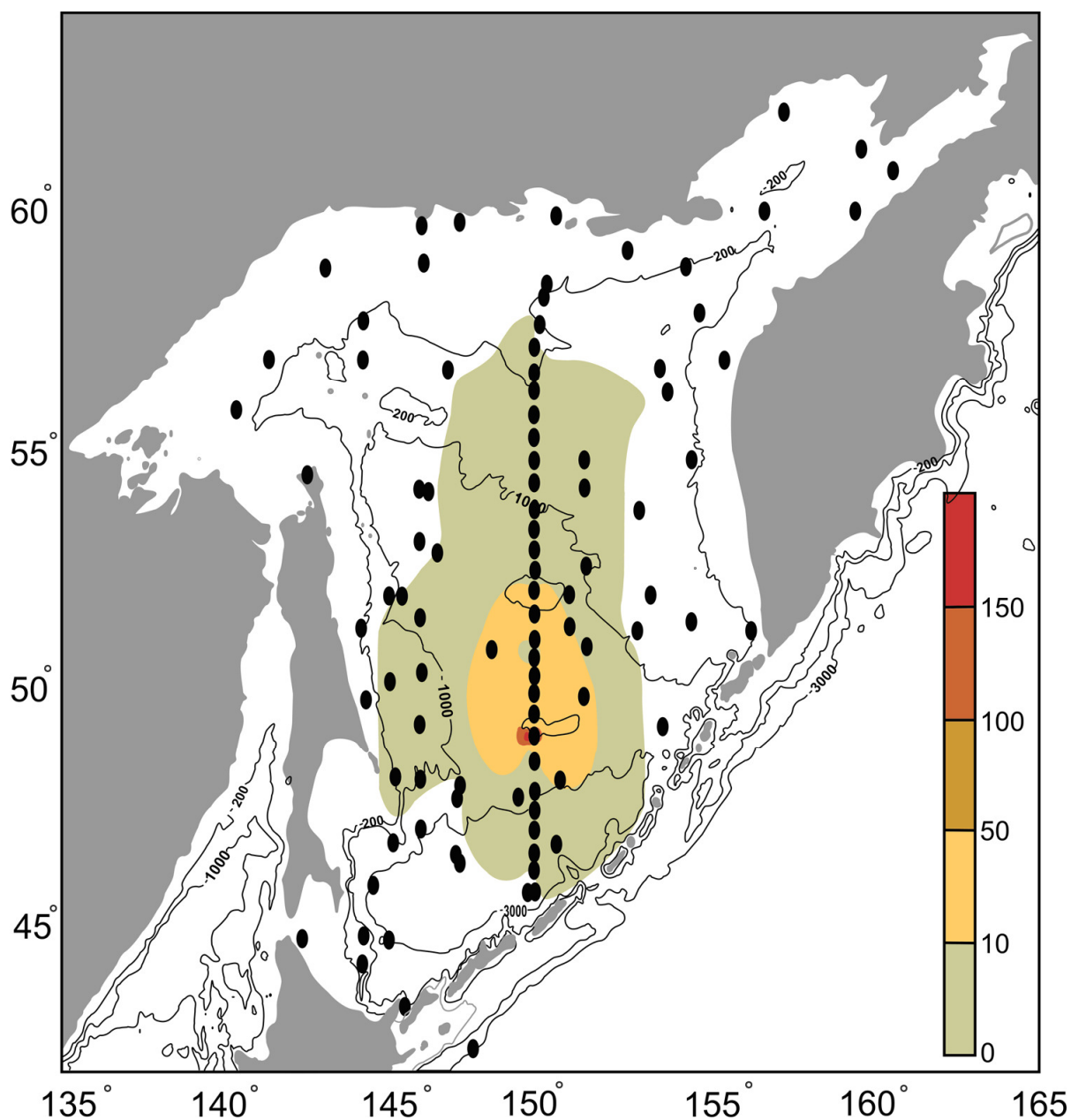


Рис. 4.2.4. Карта распределения *N. pachyderma* dex. (экз/г осадка) в поверхностных осадках Охотского моря

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826

(Приложение Г, Таблица Г1, г)

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826: p. 277, list no. 1; Lipps, Warme, 1966: p. 132, pl. 9, figs. 5a-c; Kurihara, 1981: p. 74, pl. 1, figs. 14-17.

Раковина крупная, количество камер варьирует от 3 до 5 в последнем обороте. Камеры сферической формы, шов между камерами расположен глубоко. Устье пупочное, широкое и открытое. Стенка раковины

инкрустированная, равномерно и густо перфорированная. Скульптура стенки сложная. Кристаллические наросты имеют, как правило, различное направление нарастания, более плотные иногда закрывают поры.

Эвритермный вид, обитающий от экваториальных до субполярных широт, особенно обилен в умеренных областях. Асимбионтный вид, достигающий значительных концентраций при высоких скоростях формирования первичной продукции, зачастую приурочен к зонам апвеллингов (Ortiz et al., 1995; Kincaid et al., 2000).

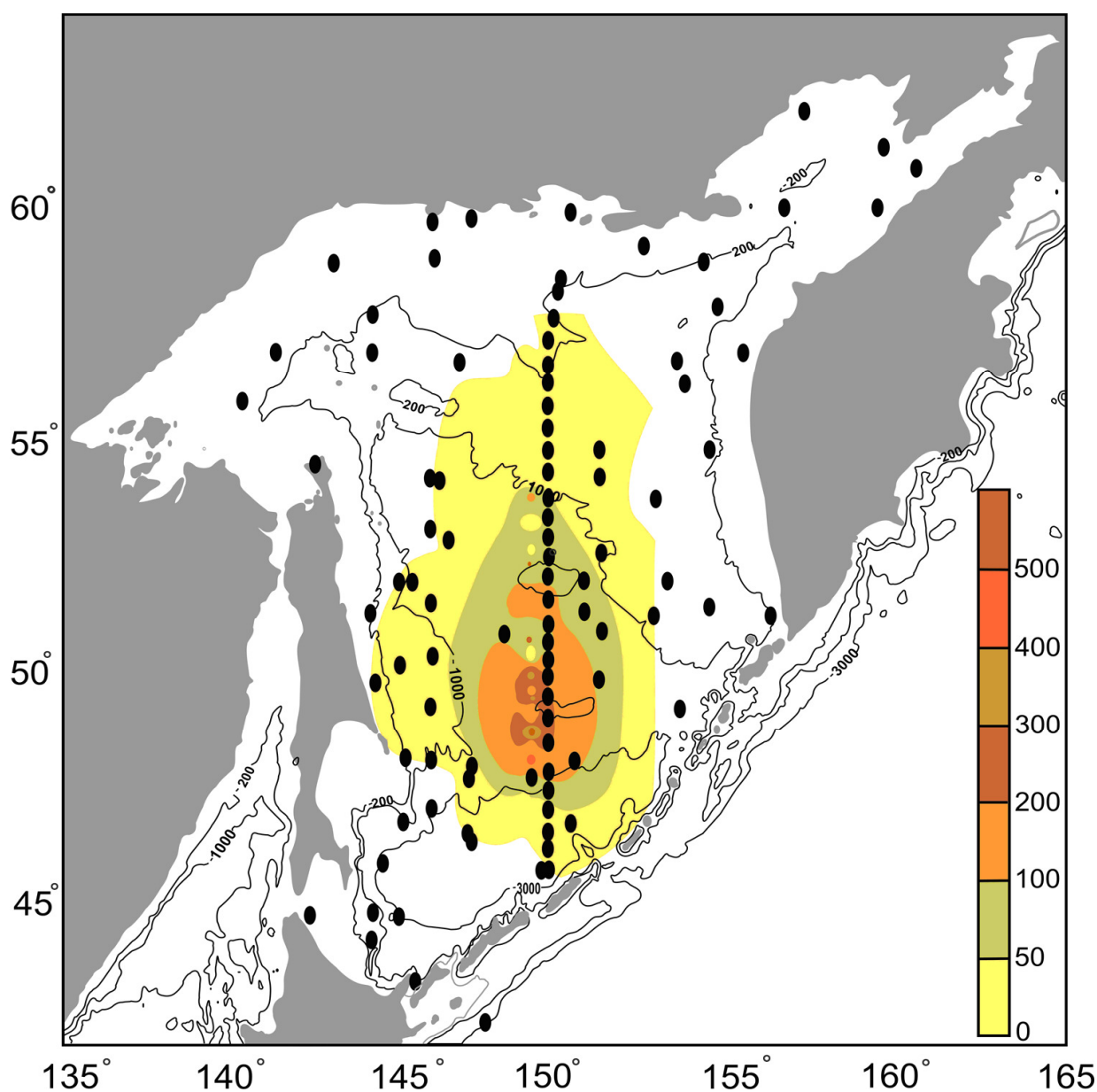


Рис. 4.2.5. Карта распределения *G. bulloides* в поверхностных осадках Охотского моря (экз/г осадка)

Вид *G. bulloides* также присутствует практически во всех изученных пробах, но с меньшей долей участия (рис. 4.2.5). Так, процентное содержание вида в танатоценозах изменяется от 8% на севере до 22% в центральной части и 12% в районе Курильских о-вов. При общем увеличении количества *G. bulloides* доля крупных (>0.25мм) лопастных раковин, которые чаще всего формируются при хорошем осеннем прогреве поверхностных вод (Alderman, 1996), возрастает в центральной части Охотского моря. На широте 51–49° с.ш. частота встречаемости таких форм достигает 50% от общего количества раковин данного вида.

***Turborotalita quinqueloba* (Natland, 1938)**

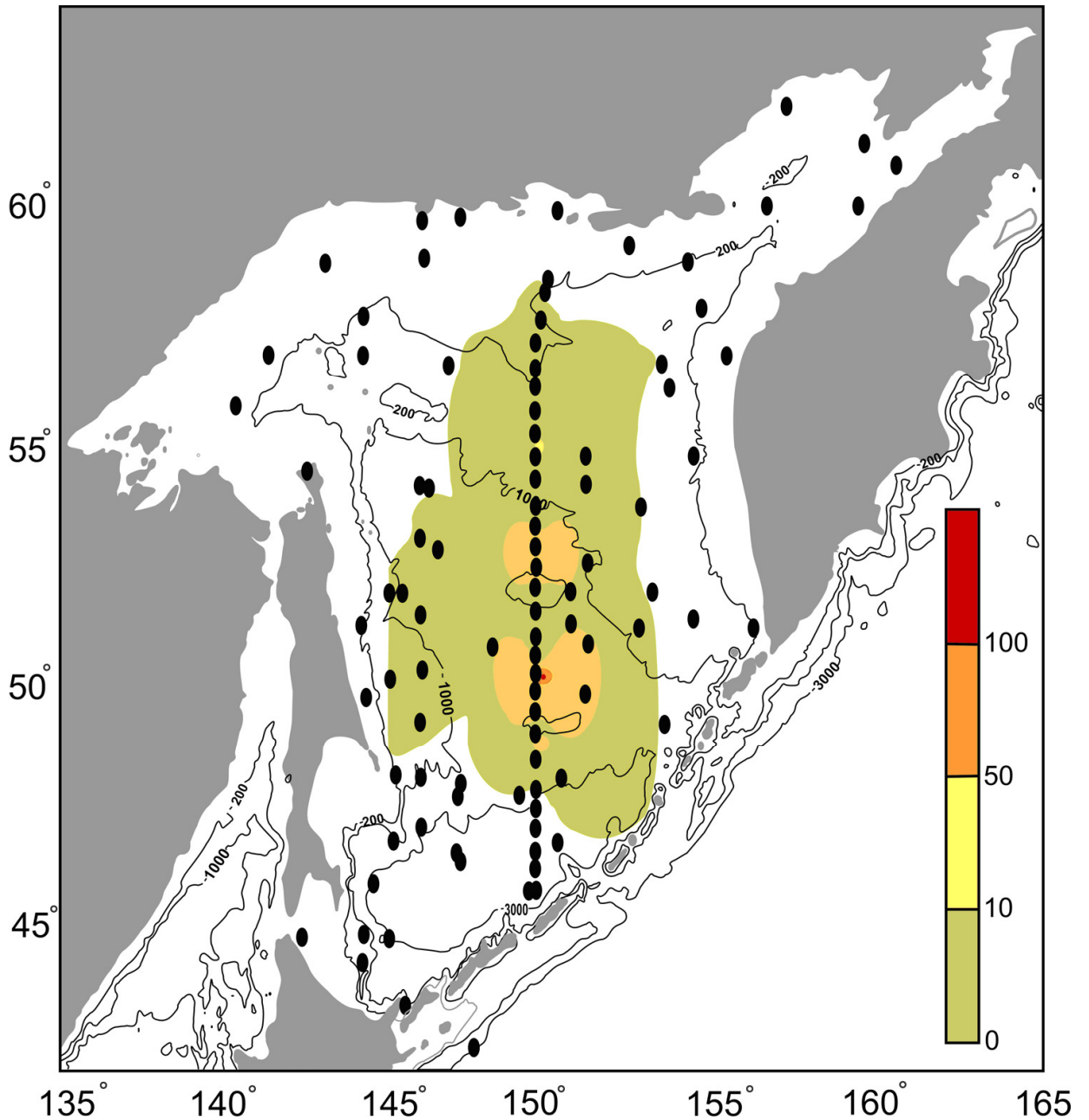
(Приложение Г, Таблица Г1, д)

Globigerina quinqueloba Natland, 1938: 149, pl. 6, fig. 7; Lipps, Warme, 1966: p. 133, pl. 9, fig. 4a-c; Kurihara 1981: p. 74, pl. 1, fig. 6-8.

Вид с маленькой трохоспиральной раковиной с 5 полуокруглыми уплощенными камерами в последнем обороте. Вытянутая последняя камера частично закрывает пупочную область и имеет губу. Стенка раковины равномерно перфорирована. Кальцитовые наросты по форме и строению напоминают скульптуру *G. bulloides*, но не такие плотные и густо расположенные.

Вид распространен в умеренных широтах, наибольшие концентрации наблюдаются при весенних цветениях. Максимальные показатели продуктивности вида отмечены для вод с температурой от –0.7 до 3.4°C и солености 34-35 ‰ (Be, 1977). *T. quinqueloba* находится в факультативном (не обязательном) симбиозе с динофлагеллятами (Hemleben et al., 1989). Предпочитает хорошо перемешанные, высокопродуктивные, холодные воды, распространен в верхнем фотическом слое воды до глубин 50 м (Caure et al., 1999). Данный вид используется при палеокеанографических исследованиях как индикатор отсутствия постоянного ледового покрова (Kuchera et al., 2005).

Максимальные показатели (до 10%) встречаемости в танатоценозах *T. quinqueloba* выявлены для центральной части Охотского моря (49° с.ш.) (рис. 4.2.6). Главным образом, они характерны для поверхностных осадков, отобранных в районах возвышенностей Академии наук и Института океанологии. Единичные раковины были встречены в осадках в районе 57° с.ш. Устойчивое присутствие вида в осадке наблюдается южнее 54° с.ш.



4.2.6 Карта распределения *T. quinqueloba* (экз/г осадка) в поверхностных осадках Охотского моря.

***Globigerinita glutinata* (Egger, 1863)**

(Приложение Г, Таблица Г1, е)

Globigerina glutinata Egger, 1863: p. 371, pl.13, fig. 19-21.*Globigerinita glutinata*: Lipps, Warme, 1966: p. 131, pl. 9, fig. 1a-c; Kurihara, 1981: p. 74, pl. 1, fig. 9.

Мелкие, трохоспиральные раковины. Поры на стенке раковины расположены неравномерно. Имеются кальцитовые наросты преимущественно на предпоследних камерах.

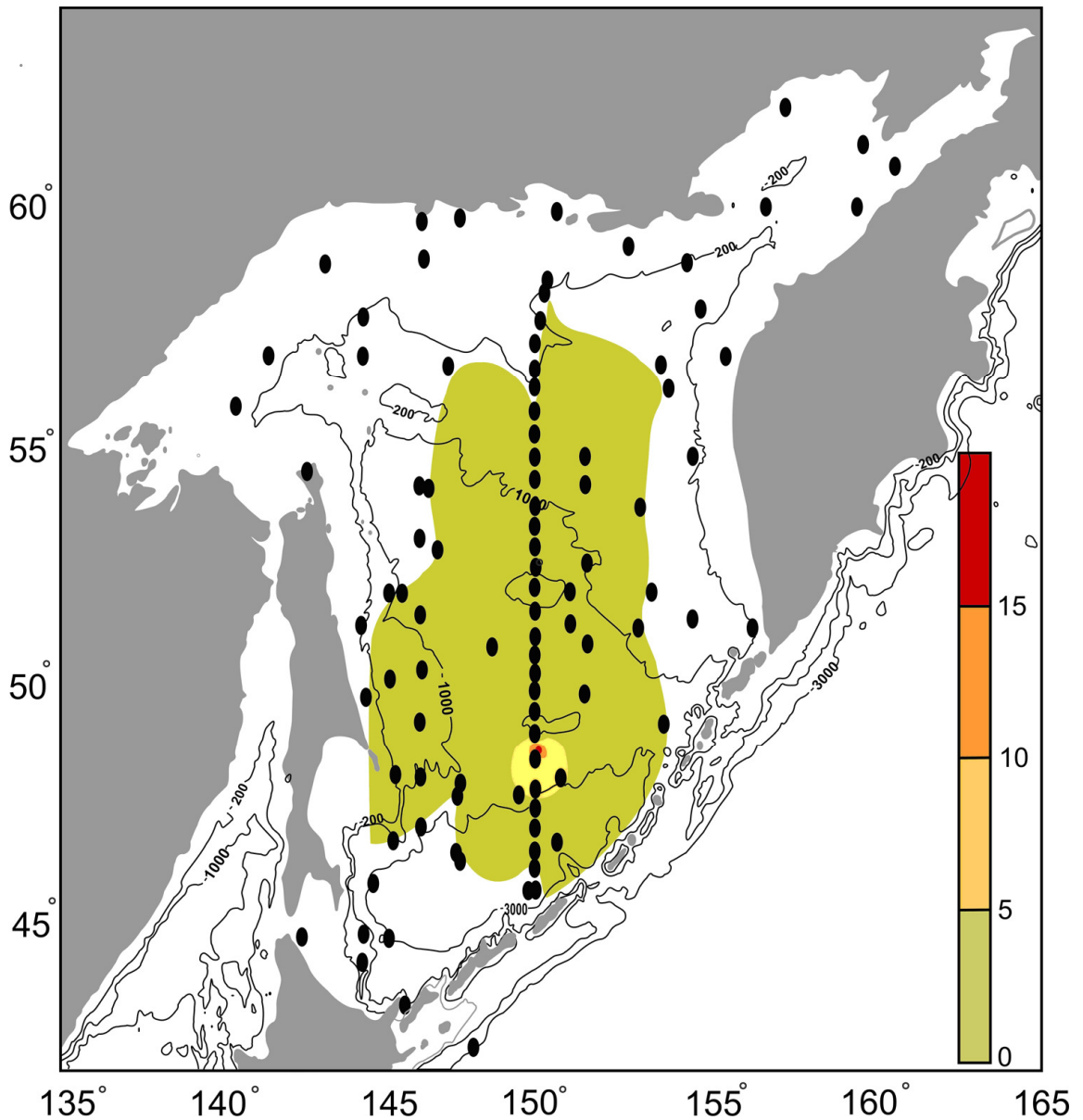


Рис. 4.2.7 Карта распределения *G. glutinata* (экз/г осадка) в поверхностных осадках Охотского моря

Последняя камера имеет относительно гладкую поверхность и тонкую стенку. Устье маленьких размеров и имеет пупочное расположение.

Один из наиболее широко распространенных видов, обитающих от экватора до полюсов. Максимальные концентрации вида приурочены к областям активного перемешивания вод, богатых питательными веществами. Наиболее высокая продуктивность отмечается при температурах 24-27°C (Be, 1977).

В Охотском море содержание *G. glutinata* достигает 7% (рис 4.2.7). Единичные раковины вида встречены в пробе, отобранной на 54°4'с.ш., что вполне может быть северной границей ареала распространения вида в поверхностных осадках Охотского моря. Максимальные концентрации вида характерны для станций, расположенных на 52°05' с.ш. Присутствие *G. glutinata* в танатоценозах, скорее всего, является ни столько показателем повышенных температур, сколько увеличения концентрации питательных веществ в зонах апвеллинга, а также низкой растворимости карбонатов (Беяева, Бурмистрова, 2003).

***Globigerinita uvula* (Ehrenberg, 1861)**

(Приложение Г, Таблица Г1, ж)

Pyloedexia uvula Ehrenberg, 1861: p. 277, 308.

Globigerinita uvula: Lipps, Warme 1966: p. 131, pl. 9, fig. 2a-b; Kurihara 1981: p. 75, pl. 1, fig. 1-3.

Раковина маленькая, спирально-коническая с высокой спиралью навивания. Камеры сферической формы, постепенно нарастающие, 3–4 камеры в последнем обороте, кальцитовые наросты имеют коническую форму и расположены нечасто, поры маленькие расположены неравномерно. Устье пупочное, окаймлено губой.

Вид встречается редко и известен своим оппортунистическим поведением. В Тихом океане вид присутствует в основном в субполярных районах (Reynolds, Thunell, 1985).

Единичные раковины вида *G. uvula*, найденные в осадках южнее 51° с.ш., скорее всего, являются свидетельством снижения растворения карбонатов (рис. 4.2.8).

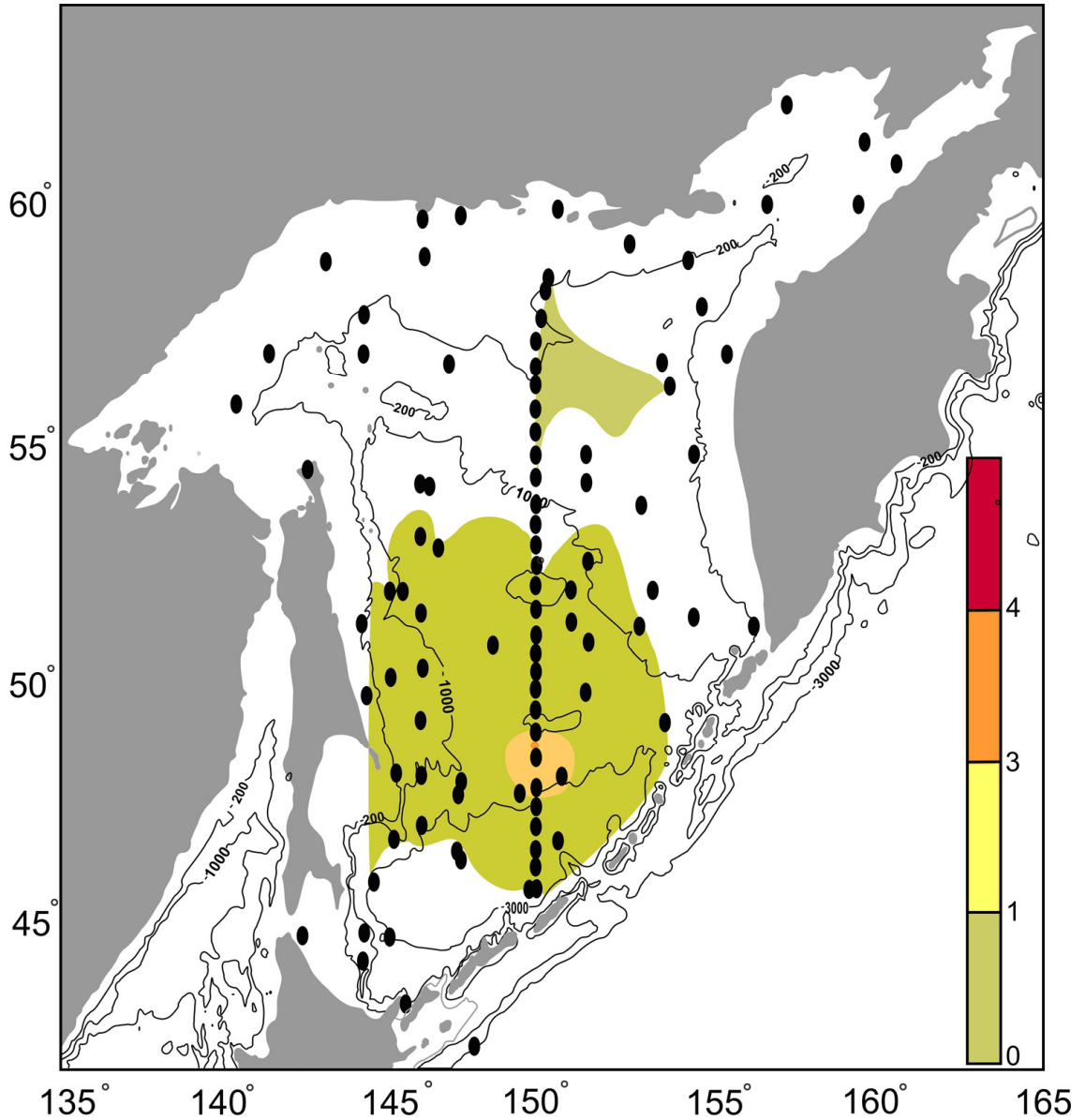


Рис. 4.2.8 Карта распределения *G. uvula* (экз/г осадка) в поверхностных осадках Охотского моря

***Globorotalia scitula* (Brady, 1882)**

(Приложение Г, Таблица Г1, з)

Pulvinulina scitula Brady, 1882: p. 716-717.

Turborotalia scitula : Lipps, Warme, 1966: p. 131, pl. 9, fig. 3a-c.

Globorotalia scitula : Kurihara, 1981: p. 75, pl. 1, fig. 10-13.

Раковина средних размеров в форме низкой, двояковыпуклой трохоспирали, слаболопастная, безкилевая, с 4–5 камерами в последнем обороте, постепенно увеличивающимися в размере. Стенка гладкая без шипов. Поры расположены неравномерно. Пупок локализуется относительно глубоко. Устье вытянуто от пупка к периферическому краю, иногда окаймляется губой.

G. scitula. встречается в осадках южнее 54° с.ш (рис. 4.2.9).

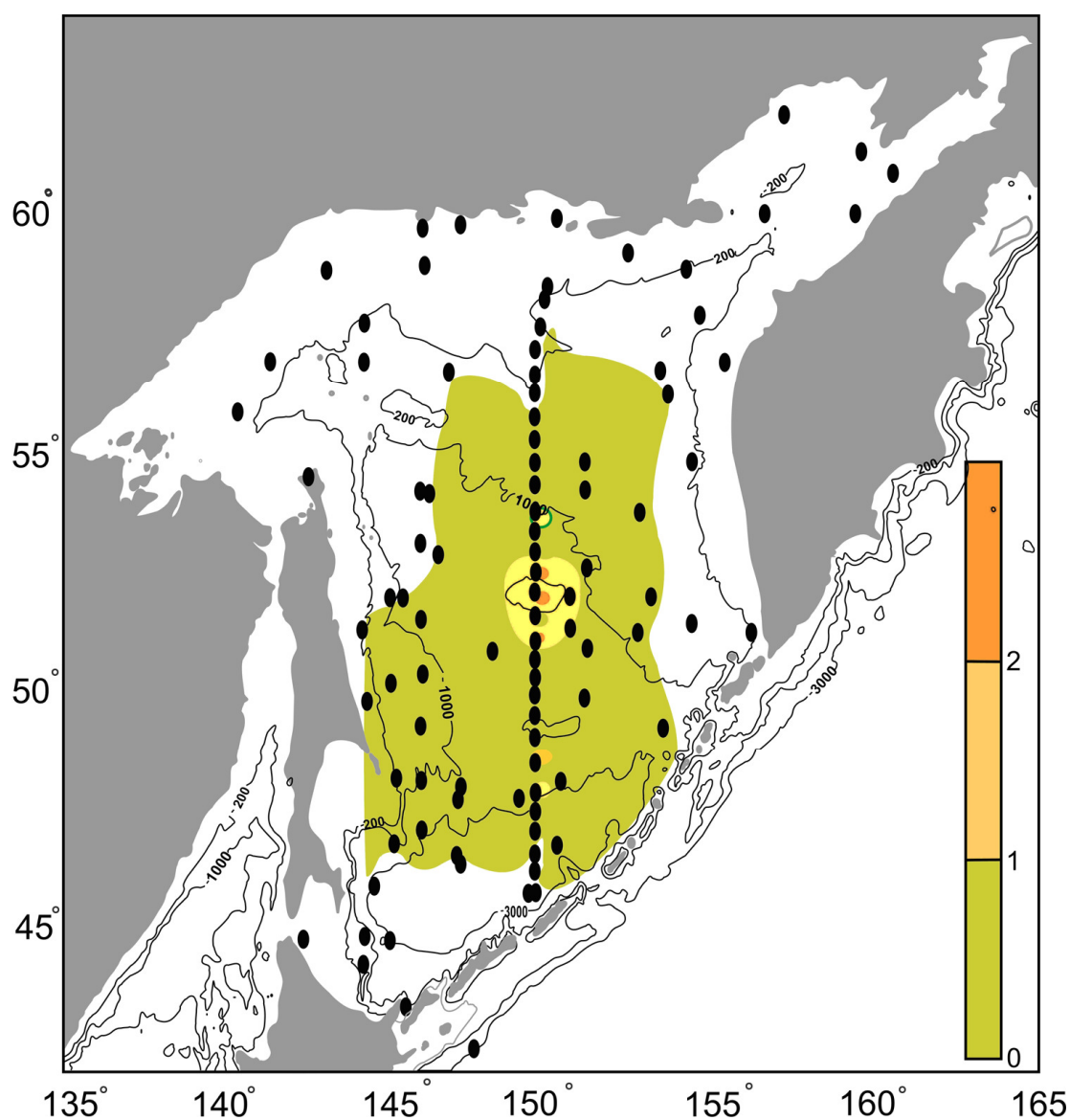


Рис. 4.2.9 Карта распределения *G. scitula* (экз/г осадка) в поверхностных осадках Охотского моря

Максимальные оценки обилия вида характерны для зон интенсивного вертикального перемешивания. В работах некоторых исследователей вид характеризуется как тепловодный субтропический (Lipps, Warne, 1966; Беляева, Бурмистрова, 2001; Чеховская и др., 2001; Бараш и др., 2005), по мнению других авторов, таксон имеет более широкий ареал и обитает на глубинах до 1000 м (Be, 1977; Ortiz, 1995; Itou et al, 2001).

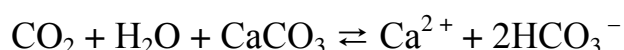
Существует две гипотезы проникновения этого вида в Охотское море. Согласно первой, *G. scitula* заносится Цусимским течением (Беляева, Бурмистрова, 2001), второй – проникает через проливы Курильских о-вов (Чеховская и др., 2001).

Полученные нами данные свидетельствуют в пользу второго предположения. В изученных пробах поверхностных осадков максимальная концентрация данного вида приурочена к центральной части моря. Эти данные свидетельствуют также и о более широком диапазоне толерантности *G. scitula* по отношению к температуре вод.

4.3. Влияние растворения на сохранность раковин в осадках

Сохранность раковин фораминифер является одним из главных индикаторов условий осадконакопления, особенно в районах, где планктонные фораминиферы играют осадкообразующую роль (Le, Shackleton, 1992; Berger, 1967; Adelseck, Berger, 1975; Dittert et al., 1999). Безусловно, в Охотском море их вклад в формирование осадков не так ощутим по сравнению с диатомовыми водорослями и радиоляриями. Тем не менее, если рассматривать значение планктонных фораминифер как составляющих биогенных карбонатов в осадках Охотского моря, то их роль весьма значительна (Безруков, 1960; Саидова, 1961). Большое влияние на сохранность фораминиферовых раковин в осадках оказывает их растворение, а также перемыв и перемешивание, в результате воздействия которых ископаемые сообщества могут значительно отличаться от сообществ, формирующихся в водной толще.

Известно, что растворение карбонатов может происходить как в водной толще, так и на дне океана (Кеннет, 1987). Растворение в водной толще обусловлено, прежде всего, агрессивностью воды, усиливающейся с глубиной. С увеличением глубины происходит также понижение температуры, повышение гидростатического давления и парциального давления CO_2 , что вызывает уменьшение содержания карбонатного иона (Кеннет, 1987). Двуокись углерода, взаимодействуя с водой, образует угольную кислоту, которая растворяет карбонат кальция:



Для северной части Тихого океана глубина расположения фораминиферового лизоклина, т.е. расстояние от поверхности, на котором растворение раковин происходит наиболее активно, находится в пределах 3000 м, хотя первые признаки начала растворения раковин отмечаются с 1000 м в отличие от Атлантического океана, где лизоклин расположен на глубине 4500 м (Berger, 1967, Кеннет, 1987). Это связано с тем, что тихоокеанские воды характеризуются относительно высокими значениями концентрации растворенных гидрокарбонат ионов, что повышает щелочность вод, а значит и их агрессивность по отношению к карбонату кальция (Takahashi, 1975). В глубоководной части Охотского моря – в районе Курильской котловины, можно предположить существование лизоклина. В одной из изученных проб (150) доминирует (до 100%) устойчивый к растворению вид *N. pachyderma* sin. и отсутствуют тонкостенные формы. В осадках проб 150, 157 обнаружены корродированные, и даже разрушенные раковины, представленные большим количеством их фрагментов. В то же время, в других изученных пробах, отобранных в районе Курильской котловины (147, 154,) встречаются виды *G. glutinata* и *G. uvula*, которые указывают на отсутствие или минимальное влияние растворения. По данным К. Курихара (Kurihara, 1982), в некоторых изученных им пробах так же встречаются тонкостенные виды, в других – только лишь один вид *N. pachyderma* sin., что не противоречит нашим данным. На растворение раковин планктонных фораминифер в районе Курильской

котловины указывали и другие авторы (Чеховская и др., 2001; Беляева, Бурмистрова, 2003).

По данным изучения кокколитофорид из седиментационной ловушки (Broerse et al., 2000), установленной в той же точке, что и ловушка, изученная С. Альдерман (Alderman, 1996), в центральной части Охотского моря до 82 % кокколитов не достигает дна, а растворяется в водной толще на глубине 1061 м. Первые признаки разрушения панцирей происходит уже на глубине 256 м. По данным С. Альдерман (1996), признаков растворения планктонных фораминифер, в изученном ей материале не обнаружено. Известно, что раковины планктонных фораминифер более устойчивы к растворению по сравнению с панцирями кокколитофорид (Paul et al., 1988). Учитывая факт высокой степени растворения кокколитов, все же нельзя исключать вероятности, что в некоторых локальных местах агрессивность вод по отношению к карбонату кальция увеличивается и его растворение в толще воды усиливается, что отражается на облике танатоценозов планктонных фораминифер из центральной части моря.

Скорее всего, на большей части Охотского моря основное растворение раковин фораминифер происходит на дне. Данное море, как одно из высокопродуктивных, характеризуется повышенным содержанием органического вещества в осадках, которое соответственно обеспечивает высокие концентрации CO_2 в придонных водах. В свою очередь это приводит к образованию угольной кислоты, значительных ее концентраций в поровых водах и как следствие усилению растворения на границе вода-осадок (Be, 1977; Berger, 1977; Peterson, Prell, 1985; Adler et al., 2001). Изучение процессов растворения раковин планктонных фораминифер в глубоководных водах других морей также показывает, что растворение в основном происходит на дне, а не в водной толще при опускании раковин (Parker, Berger, 1971; Archeret al., 1989).

Охотское море, как окраинный бассейн, расположенный в пределах активной континентальной зоны перехода от материка к океану имеет

аномальные поля концентрации метана и тяжелых углеводородов в придонной воде, которые распространены практически по всей площади моря (Деркачев и др., 2007; Обжиров и др., 2007). Сами по себе газогидраты не растворяют раковины фораминифер (устное сообщение А.И. Обжирова и Р.Б. Шакирова), опасность представляет среда, которая образуется в местах их выхода. Известно, что в таких точках образуется, так называемая, тафономически-активная зона, которая характеризуется аноксидными условиями и повышенной активностью биогеохимических процессов, которые и приводят к разрушению биогенных карбонатов (Davies et al., 1989; Walker, 2001; Cai et al., 2006). Было установлено, что в условиях аноксидной обстановки в районе впадины Дерюгина сохранность раковин не только планктонных, но и бентосных фораминифер чрезвычайно низкая (Хусид, 2009; Деркачев и др., 2007). По-видимому, в других районах Охотского моря могут наблюдаться подобные процессы.

Существует несколько критериев, по которым можно судить о влиянии и степени растворения. Количественно они оцениваются в виде индексов растворения, которые отражают изменяющийся таксономический состав (отсутствие тонкостенных неустойчивых к растворению видов), количество обломков раковин, соотношение бентосных и планктонных видов и т.д. (Thunnel, 1976; Crowley, 1983; Tappa, Thunnel, 1984; Metzler et al., 1982).

Современные виды планктонных фораминифер различаются по устойчивости их раковин к растворению (Кеннет, 1987). Степень растворения контролируется толщиной стенки, размером, формой раковин и другими их особенностями. Раковины видов, живущих в верхней части водной толщи, часто более хрупкие, поэтому они растворяются легче, чем виды, обитающие на больших глубинах (Parker, Berger, 1971; Be, 1977). Популяции взрослых особей некоторых видов планктонных фораминифер, населяющих значительные глубины, дополнительно секретируют кальцит в виде образований на раковинах: килей, корок и т.п., которые увеличивают их устойчивость к растворению (Be, 1977; Brown, Elderfield, 1996). Исходя из этого, виды

планктонных фораминифер, обитающие в Охотском море, в зависимости от степени резистентности по отношению к растворению можно выстроить в ряд: *N. pachyderma*, далее в порядке убывания *G. bulloides*, *G. quinqueloba*, *G. scitula*, *G. glutinata*, *G. uvula*. Таким образом, обнаруженные в осадке тонкостенные виды свидетельствуют об отсутствии влияния растворения, в то время как присутствие одной лишь *N. pachyderma* дает основание для детального анализа других критериев оценки этого фактора. Так, для Охотского моря прямым следствием влияния растворения являются следы коррозии на раковинах планктонных фораминифер. Исследование раковин с помощью электронной микроскопии позволяет с высокой степенью достоверности оценить их степень растворения по изменению толщины стенки раковины, ее рельефа, наличию бороздок, увеличению диаметра пор (Be et al, 1975). Нами с помощью СЭМ изучены корродированные раковины планктонных фораминифер Охотского моря. Для исследования были отобраны образцы преимущественно из юго-восточного района (пробы 150, 154, 157). Уже при их подготовке для изучения в микроскопе возникали проблемы с напылением и размещением на столиках. Раковины зачастую из-за истонченности стенок (рис. 3.3.1 б, в, г) отличались чрезвычайной хрупкостью и часто ломались (рис. 3.3.1 а). Встречены также экземпляры с более крупными порами (рис. 3.3.1 б). Часто в местах коррозии отмечены борозды на кальцитовых наростах (рис. 3.3.1 в). В то время как характерным признаком хорошо сохранившихся раковин *N. pachyderma* sin. являлись крупные кальцитовые наросты (рис. 5.5.2).

На корродированных раковинах *N. pachyderma* sin. из юго-восточной части Охотского моря наросты практически «стираются» вплоть до внутренней стенки раковины (рис. 3.3.1 б, в, г). Другими исследователями (Be et al, 1975; Necht et al., 1975,) установлено, что в условиях повышенной растворимости раковин в первую очередь разрушению начинает подвергаться последняя камера. Эта особенность выявлена и на исследованном нами с помощью СЭМ материале (рис. 3.3.2).

В центральном районе признаки растворения наблюдаются в отдельных

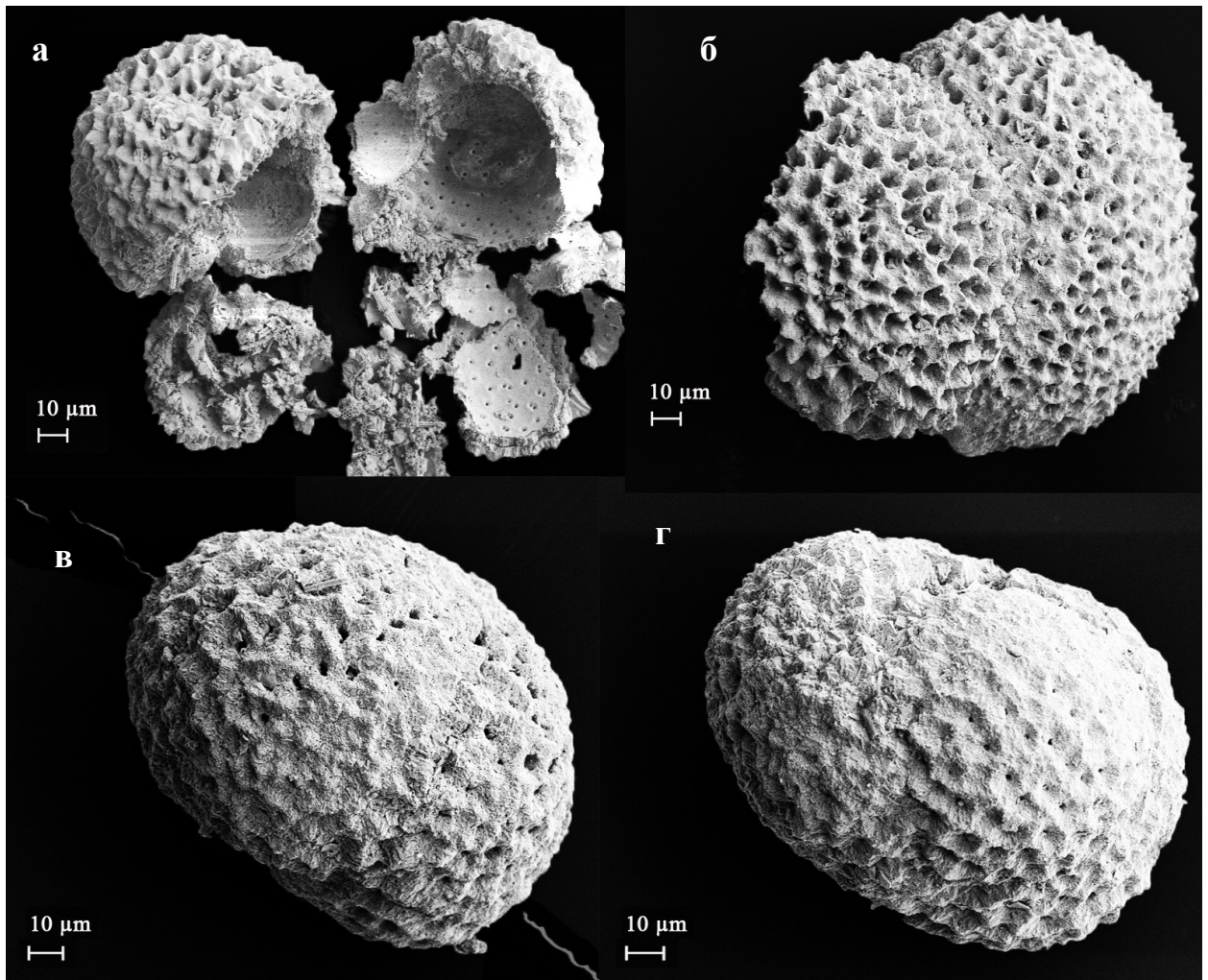


Рис. 3.3.1 Признаки растворения на раковинах фораминифер:

a – разрушенная раковина *N. pachyderma* sin; *б* – растворение стенки раковины *G. bulloides*; *в* – признаки коррозии кальцитовых наростов *N. pachyderma* sin; *г* – истончение стенки раковины *N. pachyderma* sin.

пробах, главным образом, расположенных в северной его части. Об этом свидетельствуют абсолютное доминирование в танатоценозах *N. pachyderma* sin., отсутствие тонкостенных видов. В северной части Охотского моря вследствие высоких скоростей осадконакопления и, вероятнее всего, низкой продуктивности фораминифер по сравнению с другими районами моря содержание раковин в осадке наименьшее. Вместе с тем, признаков растворения раковин не установлено. Возможно, что активный терригенный снос в этом случае обеспечивает более

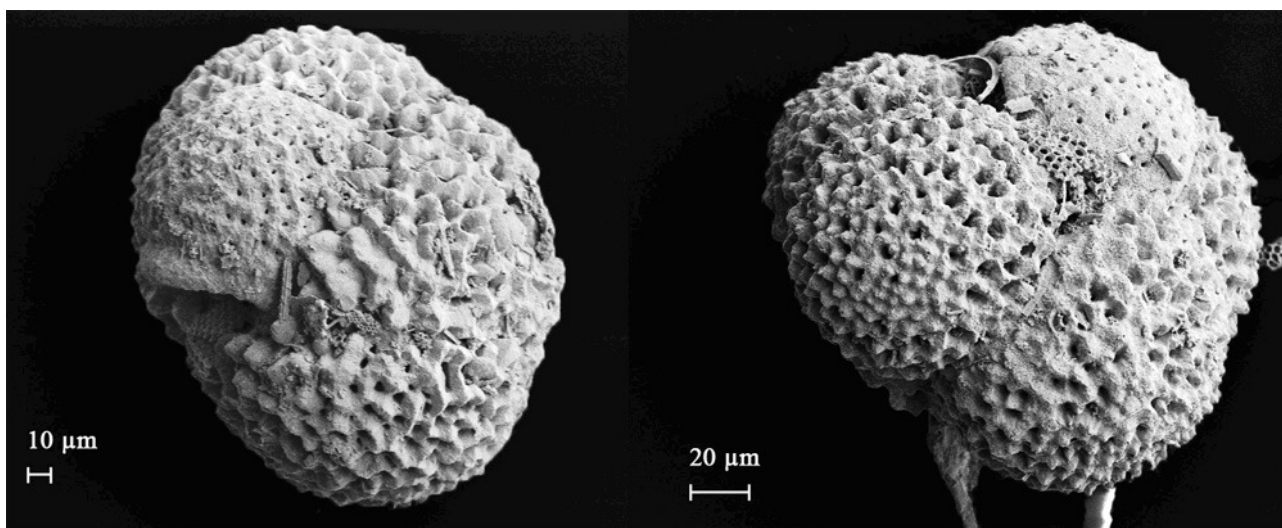


Рис. 3.3.2. Следы коррозии, отмеченные на последних камерах раковин *N. pachyderma* sin.

благоприятные условия захоронения раковин фораминифер, в отличие, например, от юго-восточного района, где наблюдается большое количество фрагментов раковин фораминифер и следов коррозии на них (рис. 3.3.1, 3.3.2).

В центральном районе, где производился отбор глубоководных колонок, наблюдаются повышенные концентрации фораминифер в осадке. Также отмечены хорошая сохранность раковин, отсутствие обломков и каких-либо других следов их разрушения, присутствие в осадках видов с мелкими тонкостенными раковинами. Все это может свидетельствовать о том, что раковины фораминифер в этом конкретном районе в настоящее время не растворяются.

Таким образом, не смотря на то, что фактор растворения играет важную роль в сохранении таксономического состава и экологической структуры танатоценозов, что создает трудности для интерпретации результатов фораминифероанализа, учет и качественная оценка степени растворения с использованием планктонных фораминифер делает их важным индикатором изменений влияния этого процесса во времени. Было установлено, что для оценки степени растворения раковин фораминифер в изученном материале из поверхностных осадков весьма проблематично использовать единую методику.

Это обусловлено, прежде всего, разнообразием гидрологических условий, источников осадков и их вклада в осадконакопление. Так, на шельфе существуют все условия (смешение пресных и соленых вод) для интенсивного растворения, вместе с тем высокие скорости осадконакопления благоприятно сказываются на сохранности раковин фораминифер. В районе Курильских островов наблюдается высокая степень растворения, что подтверждается большим количеством фрагментов и корродированностью стенок раковин. В центральной части моря наиболее показательным критерием вероятного растворения раковин является низкое фораминиферовое число и отсутствие тонкостенных форм. Все эти критерии необходимо учитывать при анализе данных глубоководных колонок.

Как показали исследования зарубежных коллег (Brown, Elderfield, 1996; Eggins et al., 2003, 2004), процессы растворения значительно влияют и на изотопный состав фораминиферо- раковин, что может привести к ошибкам изотопного анализа (кислородный, углеродный, соотношение Mg/Ca), выполненного на основе использования фораминифер. Для получения более достоверных результатов при отборе раковин на изотопные анализы необходимо использовать целые раковины, не подвергшиеся коррозии.

4.4 Биogeографическое районирование Охотского моря по планктонным фораминиферам

Сопоставление полученных данных и результатов исследований других авторов (Щедрина, 1953, 1958; Саидова, 1961; Lipps, Warme, 1966; Kurihara, 1982; Беляева, Бурмистрова, 2003) позволили уточнить положение границ районов, выделенных ранее на основе особенностей фораминиферо- тафоценозов. При этом учитывались не только биотические (таксономический состав танатоценоза, фораминиферовое число, соотношение видов в тафоценозе, морфологические особенности раковин), но и абиотические (температура, соленость, течения, влияние растворения) характеристики (табл. 4.4.1). Так, северную границу Центрального района, скорее всего, следует

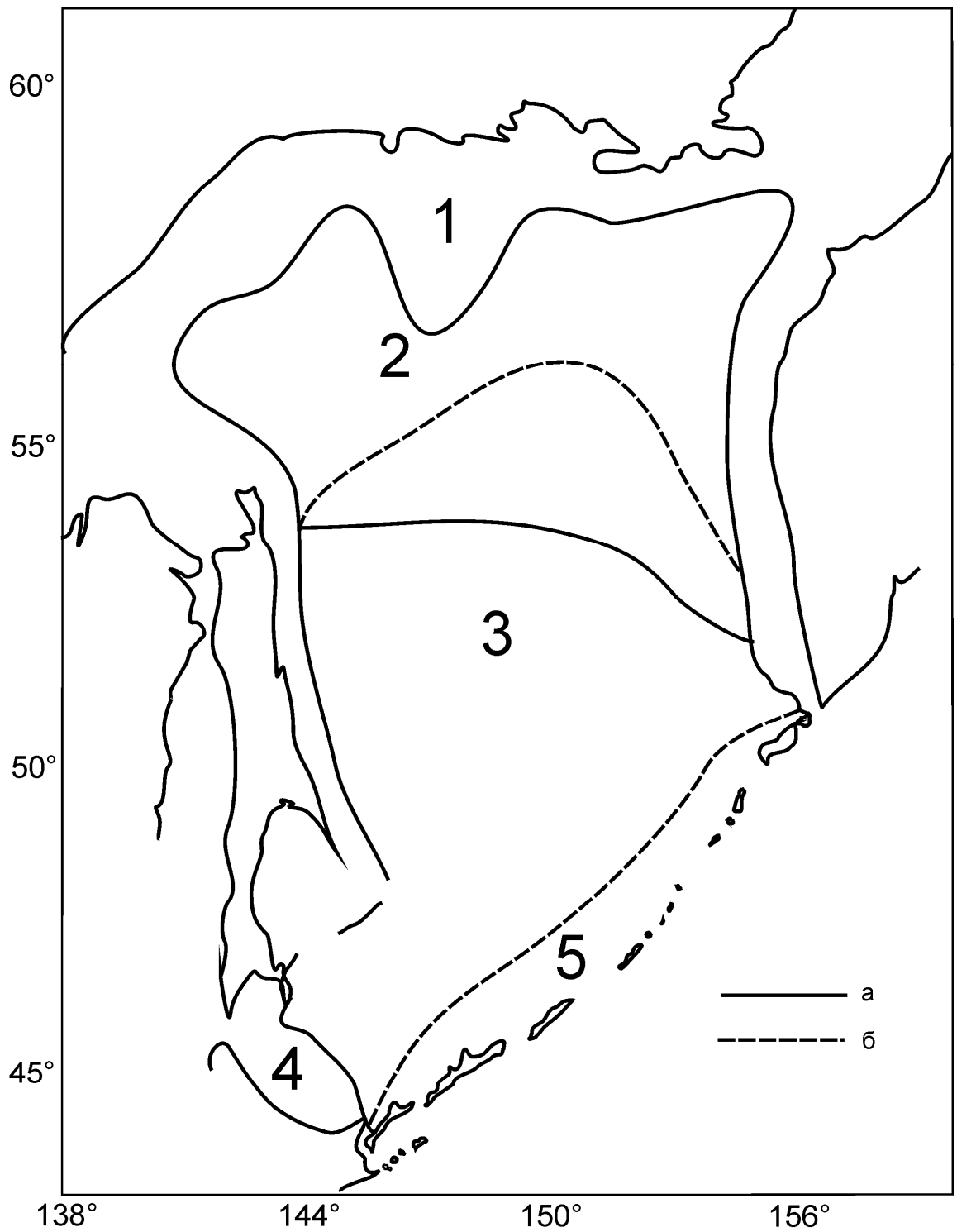


Рис. 4.4.1. Биogeографические районы Охотского моря, выделенные на основе структуры танатоценозов планктонных фораминифер и гидрологических особенностей:

а – по Беляевой, Бурмистровой, 2003); б – по данным настоящего исследования. Районы: 1 – Прибрежный, 2 – Северный, 3 – Центральный, 4 – Южный, 5 – Юго-восточный.

перенести до 57° с.ш. (рис. 4.4.1). Это обусловлено тем, что танатоценозы из осадков, отобранных на станциях в этом районе, и по количественным, и по качественным характеристикам соответствуют танатоценозам, характерным для Центрального района. В них встречаются раковины *N. pachyderma* dex. и *T. quinqueloba*, отмечено некоторое относительное увеличение фораминиферового числа (до 13 экз/г осадка). Танатоценозы в районе 47° с.ш., отличающиеся от танатоценозов Центрального района меньшим разнообразием, а также плохой сохранностью раковин, позволяют в первом приближении выделить вдоль Курильских о-вов еще один район – Юго-восточный (рис. 4.4.1 и табл. 4.4.1). В осадках, отобранных вблизи 48° с.ш., встречаются преимущественно раковины *G. bulloides* и *N. pachyderma* sin., но уже в другом соотношении, нежели в Центральном районе. Заметно снижается фораминиферовое число до 0.35 экз/г, среднее же значение составляет 110 экз/г. Наблюдаются следы активного растворения раковин. Скорее всего, это объясняется сложностью гидрологической обстановки, обусловленной обменом тихоокеанских и охотоморских вод. Резко выраженные приливные явления и связанные с ними значительные скорости течений в сочетании со сложным рельефом дна, а также климатическими условиями формируют специфическую структуру вод в курильских проливах и прилегающих к ним областях. Безусловно, для более объективного выделения биогеографических районов необходимо достаточное количество фактического материала, который был бы отобран и обработан по единой методике.

Таким образом, с учетом полученных результатов, а так же данных предыдущих исследований (Щедрина, 1953, 1958; Саидова, 1961; Lipps, Warme, 1966; Kurihara, 1982; Беяева, Бурмистрова, 2003) характеристика районов Охотского моря по планктонным фораминиферам следующая.

Прибрежный район. Границы района практически совпадают с изобатой 200 м, начиная от восточного побережья о. Сахалин и заканчивая западным шельфом Камчатки. Район охватывает обширный мелководный участок на севере акватории моря (рис. 4.4.1).

Таблица 4.4.1. Характеристики районов Охотского моря, выделенных на основе особенностей структуры танатоценозов планктонных фораминифер

Район	Тип осадков	T (°C), S (‰)	P	F, экз/г сухого осадка	Характеристика танатоценоза	c H, e
Прибреж- ный	Песчаные илы	8-10 28-30	+-	0-0,1	<i>N. pachyderma</i> sin. – 100%	-
Северный	Алеврито- глинистые илы	10-11 32.5-33	+ -	12	<i>N.pachyderma</i> sin.- 92% <i>G. bulloides</i> – 8%	0.87 0.2 0.88
Централь- ный	Мелкоалеврито- вые илы	11-12 32.4 -32.5	+ -	381	<i>N.pachyderma</i> sin.- 65% <i>G. bulloides</i> – 22% <i>T. quinqueloba</i> -7% <i>N. pachyderma</i> dex. – 3% <i>G. glutinata</i> -<1% <i>G. uvula</i> -<1% <i>G. scitula</i> -<1%	0.57 0.64 0.57
Южный	Пески мелкие, алевриты	13-14 33	-	-	Присутствие в сообществе <i>G. ruber</i> <i>G. conglobatus</i>	-
Юго- восточный	Мелкоалеврито- вые илы	9-10 32.5	+	110	<i>N.pachyderma</i> sin.- 85% <i>G. bulloides</i> – 12% <i>G. quinqueloba</i> -<1% <i>N. pachyderma</i> dex.– 2% <i>G. glutinata</i> -<1% <i>G. uvula</i> -<1%	0.79 0.36 0.71

Примечание. Экологические параметры: T - температура поверхностного слоя воды*; S – соленость воды (Гидрометеорология..., 1998); P – растворение раковин фораминифер: «+» - растворение заметное, «+-» - следы растворения отмечены на отдельных станциях; F – фораминиферовое число. Средние значения индексов разнообразия: c – индекс доминирования Симпсона; H – индекс Шеннона; e – индекс выравненности Пиелу.

*В таблице приведены летние значения температуры и солености, средние значения процентного содержания видов.

Шельфовая область характеризуется интенсивным льдообразованием в зимнее время, в результате чего подстилающие воды становятся более солеными, а, следовательно, и более холодными и тяжелыми (Жабин, 1996; Kitani, 1973). Относительно низкая температура воды (8-10°C) и значительное ее распреснение (29‰) обуславливают неблагоприятные условия для обитания фораминифер на мелководных участках Охотского моря. Осадки района представлены различными отложениями, в большей степени песками и песчаными илами. Район характеризуется активным поступлением терригенного и вулканогенного (у побережья Камчатки) вещества. В отложениях выделенного района планктонные фораминиферы, как правило, отсутствуют. Встречаются лишь единичные раковины *N. pachyderma* sin. Недостаточная глубина для совершения суточных миграций планктонных фораминифер делает эту область «стрессовой» для их обитания. Присутствие раковин в осадках объясняется, скорее всего, случайным заносом течениями. В большинстве случаев это плохо развитые мелкие четырехкамерные раковины со щелевидным, еле заметным устьем и отсутствием губы. На некоторых раковинах отмечены следы коррозии.

Северный район простирается полосой от северо-западной части акватории моря (район Банки Ионы) и далее вдоль северной части Центрально-Охотского склона до Банки Лебедя. Для данного района характерно влияние Западно-Камчатского течения, которое привносит тихоокеанские воды и создает различные мелкомасштабные круговороты. Незначительное повышение температуры до 11°C и солености до 33‰, а так же глубин (более 200 м) создают своеобразные условия, которые обуславливают облик танатоценозов района. Осадки представлены алеврито-глинистыми илами. Данный район также характеризуется высокими скоростями терригенного осадконакопления, что снижает концентрацию раковин в осадках. Максимальные показатели фораминиферового числа составляет 33 экз/г, но в большинстве случаев отмечается низкое содержание фораминифер, или они отсутствуют вовсе. Раковины фораминифер корродированны, встречаются их обломки. Для

танатоценозов данного района помимо *N. pachyderma* sin. характерна *G. bulloides*. Вместе с тем, относительно короткий вегетационный период, определяющийся в первую очередь длительными ледовыми условиями (около 200 суток в год), создает не самые благоприятные условия для развития вида, поэтому раковины *G. bulloides* отличаются малыми размерами по сравнению с таковыми из центрального и юго-восточного района. Присутствие в танатоценозах только этих двух видов, а также низкие значения фораминиферового числа определяют высокие значения индексов доминирования (*c*) и выравненности сообщества (*e*).

Центральный район занимает обширный участок в центре Охотского моря и простирается от 57° с.ш. на севере до границ Юго-восточного района, протянувшегося вдоль Курильских о-вов, и Южного, расположенного у побережья о-ва Хоккайдо (рис. 4.4.1). Для него характерен крупномасштабный антициклонический круговорот, в котором происходит постоянное перемешивание вод. Температура поверхностных вод в теплые месяцы изменяется от 9°C в северной его части до 12°C в центральной, ближе к Курильским о-вам наблюдается ее снижение до 10°C, значения солености находятся в пределах 32-32.5‰. Ледовые условия менее суровые, чем в северо-западной и северной части моря. Осадки представлены мелкоалевритовыми, как правило, диатомовыми илами. Для осадков данного района характерны максимальные показатели фораминиферового числа, которые плавно возрастают в южном направлении. Самые высокие значения характерны для осадков вблизи 49° с.ш. Вместе с тем, в северной части района отмечаются низкие концентрации раковин (до 0.31 экз/г) и даже отсутствие фораминифер в осадке. Скорее всего, это связано с растворением или локальной активной литодинамической обстановкой в районе отбора проб. Для танатоценозов характерны максимальные показатели индекса разнообразия Шеннона (1) и минимальные индекса Симпсона (0.4), последний показывает снижение доминирования в танатоценозах центрального района *N. pachyderma* sin. В сообществах из поверхностных осадков встречены следующие виды: *N.*

pachyderma sin., *G. bulloides*, *T. quinqueloba*, *G. glutinata*, *G. uvula*, *G. scitula*. Средние значения процентного содержания видов, характерные для данного района, представлены в табл. 4.4.1. За счет появления и невысокой доли участия в составе танатоценозов видов, которые не были встречены в Северном районе, индекс выровненности Пиелу достигает минимальных значений (0,3). Стоит отметить, что для осадков Центрального района характерно присутствие различных морфологических типов *G. bulloides* и *N. pachyderma* sin. По направлению с севера на юг для обоих видов прослеживается общая тенденция: размеры и количество камер раковин увеличиваются.

Юго-восточный район. Граница района проходит вдоль Курильских островов (рис. 4.4.1). Зона Курильской островной гряды заметно отличается по гидрологическим характеристикам от центральной части Охотского моря, что и определяет характерные черты танатоценозов данного района. Поверхностные воды зоны Курильских проливов в летнее время характеризуются более низкими температурами (9-10°C) и высокими значениями солености (33‰) относительно вод сопредельных областей моря и океана, а также сглаженными амплитудами изменчивости этих параметров. В осенне-зимний период, благодаря интенсивному приливному перемешиванию и поступлению более теплых вод из Тихого океана, температура воды на поверхности не достигает отрицательных значений, необходимых для начала льдообразования. В южной части Курильской гряды в периоды преобладания охотско-алеутского типа атмосферной циркуляции происходит проникновение течения Соя, что приводит к повышению температурного фона акватории. Осадки района представлены мелкоалевритовыми илами, ближе к островам – мелкозернистыми песками. Фораминиферовое число варьирует от 0.35 до 182 экз/г, причем наблюдается снижение его показателей по направлению к островам. Это указывает на неблагоприятные условия для захоронения раковин фораминифер. Для танатоценозов района характерно присутствие 6 видов, что определяет средние значения индексов разнообразия по сравнению с другими районами. В осадках обнаружено большое количество фрагментов раковин, а

также отмечаются следы их коррозии. Значения индекса фрагментарности, рассчитанного для осадков данного района, находится в пределах от 20 до 60%. Приток тихоокеанских вод обеспечивает присутствие в осадке относительно тепловодных таксонов и крупных форм *G. bulloides* и *N. pachyderma*.

Южный район занимает небольшую площадь у северного побережья о. Хоккайдо и южной окраины о. Сахалин (рис. 4.4.1). Гидрологические характеристики вод южной части Охотского моря значительно отличаются от центральной и прикурильской областей. Летние температуры достигают 14°C, соленость – 33-34‰. Осадки представлены мелкозернистыми песками и алевритами.

Стоит отметить, что данный район был выделен З.Г. Щедриной на основе присутствия в танатоценозах тепловодных видов *G. ruber* и *G. conglobatus*. К сожалению, количественных данных по планктонным фораминиферам для этого района нет. По предположению Н.В. Беляевой и И.И. Бурмистровой (2003) эти виды могли проникнуть из западной части Тихого океана через Цусимский пролив сначала в Японское море, а через пролив Лаперуза с течением Соя в Охотское. Вместе с тем, С.П. Плетневым (1985), изучавшим фораминиферы северной части Японского моря, эти виды не были установлены.

Таким образом, анализ распределения планктонных фораминифер в поверхностных осадках Охотского моря показал, что фораминиферовое число, как критерий при палеогеографических реконструкциях, будет наиболее показателен в районах минимального влияния растворения и разбавления терригенным веществом. Таковым является центральная глубоководная часть Охотского моря, где и были отобраны исследуемые колонки. Данный критерий отражает в большей степени два процесса – поступления планктонных фораминифер на дно и влияние факторов, сокращающих их количество в осадке – разбавление терригенным материалом, растворение раковин, которые являются косвенным признаком изменения климатической обстановки. Распределение отдельных таксонов, хоть и в малых количествах, также

указывает на специфические океанологические условия отдельных районов. Поэтому, видовая и экологическая структура сообществ фораминифер (при условии достаточного количества раковин в осадке) непосредственно отражает влияние климатических и океанологических параметров. Комплексный подход в изучении танатоценозов планктонных фораминифер, включающий такие характеристики, как количественная и качественная структура танатоценоза, растворение, температура и соленость вод, тип осадков, позволил выделить и охарактеризовать отдельные биогеографические районы Охотского моря по планктонным фораминиферам. Выделенные районы послужат исходной моделью при интерпретации данных глубоководных колонок.

ГЛАВА 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОХОТСКОГО МОРЯ

5.1. Характеристика фауны планктонных фораминифер в разрезах верхнечетвертичных осадков

Исследование планктонных фораминифер в изученных колонках и сопоставление полученных данных с результатами других видов анализов: абсолютного датирования, изотопно-кислородного, геохимических, микропалеонтологических (Плетнев и др., 2010; Gorbarenko et al., 2004), позволили выделить в колонках пять комплексов, отражающих климатические и гидрологические изменения, происходившие во время относительно крупных палеогеографических событий плейстоцена и голоцена (Приложение Д). Фораминиферовые комплексы соответствуют 1-5 морским изотопным стадиям (МИС) (Martinson et al., 1987). Вместе с тем были установлены колебания количества и распределения видов, их соотношения в интервалах осадков, охарактеризованных комплексами, что послужило основанием для выделения палеосообществ фораминифер, фиксирующих кратковременные флуктуации основных параметров среды.

Комплекс V (колонка 936 – 698-550см; LV40-20 – 410-285см) соответствует МИС 5. Для осадков, охарактеризованных комплексом, отмечена относительно высокая (до 346 экз/г) концентрация планктонных фораминифер. Доминирует *N. pachyderma* sin. (60-100%) (рис. 5.1.1). Процентное содержание *G. bulloides* достигает 28%. Изменения концентрации раковин в осадках и вариабельность экологической структуры комплекса позволили выделить в изученных интервалах колонок три палеосообщества.

Палеосообщество Vc (колонка 936 – 699-650 см; LV 40-20 – 410-360 см) выделено в осадках, в которых количество планктонных фораминифер не превышает 94 экз/г сухого осадка (рис. 5.1.2.). Видовое разнообразие палеосообщества относительно высокое (5 видов), но при ярко выраженном доминировании *N. pachyderma* sin. (65-78%) и высоком процентном содержании

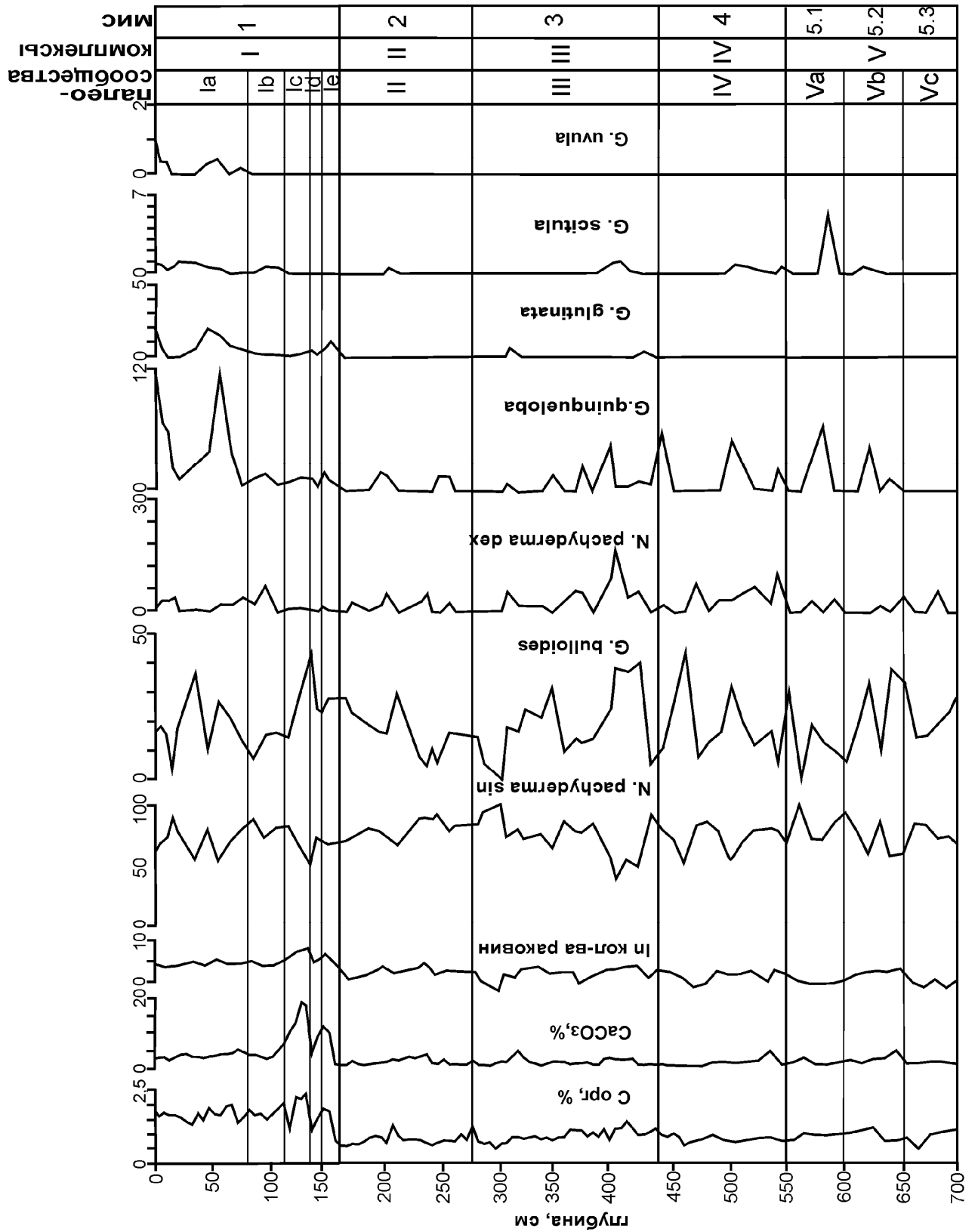


Рис. 5.1.1. Распределение видов планктонных фораминифер по разрезу (в %) и изменения показателя фораминиферового числа, содержания $CaCO_3$ и $C_{орг}$ в (%) в колонке 936.

бореальной *G. bulloides* (до 23%) значения индексов разнообразия Симпсона и Шеннона относительно невысокие ($c=0.5$, $H=0.4$), в то время как индекс выровненности сообщества Пиелу $e=0.7$.

Единичными раковинами представлена *G. glutinata*. Наблюдается относительно высокое содержание *T. quinqueloba* (8%), что особенно отчетливо прослеживается в колонке LV 40-20. Содержание *N. pachyderma* dex. достигает 3%. В колонке 936 в интервале 660-650 см наблюдаются признаки растворения раковин: фрагменты раковин, следы коррозии. Палеосообщество по всем характеристикам соответствует танатоценозу из центральной части моря (54-52° с.ш.). Осадки, охарактеризованные этим палеосообществом, соответствуют подстадии 5с.

Палеосообщество Vb (колонка 936 – 650-605 см; LV 40-20 – 360-330 см) выделено в осадках, для которых отмечено снижение численности планктонных фораминифер (1-76 экз/г). Количество видов остается прежним. Средние значения всех рассчитанных индексов (c , H , e) для данного палеосообщества равны 0.6. В нем обильна (60-75%) *N. pachyderma* sin. (рис. 5.1.1), содержание *G. bulloides* достигает 28%. В составе комплекса встречаются единичные раковины *N. pachyderma* dex., *G. scitula*, *T. quinqueloba*. В колонке 936 в интервале 605-590 см встречаются корродированные раковины. Палеосообщество по качественным характеристикам близко танатоценозам из северной части Центрального района моря. Время формирования палеосообщества этого интервала соответствует подстадии 5b.

В осадках, охарактеризованных палеосообществом Va (колонка 936 – 605-545 см; LV 40-20 – 330-285 см), отмечается максимальное содержание раковин в осадках (до 346 экз/г сухого осадка). Значения индексов разнообразия отличаются от значений, рассчитанных для предыдущего палеосообщества, и составляют 0.8, 0.5, 0.6 соответственно. Это связано с тем, что содержание *N. pachyderma* sin. составляет 71-75%, до 6.5% увеличивается концентрация умеренно тепловодного вида *T. quinqueloba*, встречены единичные раковины тепловодных *N. pachyderma* dex., *G. scitula*. Значения индексов разнообразия,

качественный состав палеосообщества соответствуют современным танатоценозам северной части Центрального района. Представленное палеосообщество формировалось во время подстадии 5а.

Комплекс IV (колонка 936 – 550-460 см; LV 40-06 – 400-230 см, LV 40-18 – 350-195 см, LV 40-20 – 285-190 см) формировался во время МИС 4. Для отложений, охарактеризованных комплексом, фиксируются самые низкие показатели содержания планктонных фораминифер в осадках (1-21 экз/г). Наблюдается ярко выраженное доминирование *N. pachyderma* sin. (до 100%). Встречаются единичные раковины *G. scitula*. В колонке 936 отмечен относительный пик численности *T. quinqueloba* (до 5%). Средние значения обилия *G. bulloides* составляют 20% (рис. 5.1.1). Такое распределение видов в комплексе определило широкие диапазоны значений индексов разнообразия: *c* от 1 до 0.5, *H* от 0.3 до 0.8 и *e* от 0.4 до 0.9. В целом, палеосообщество обладает характеристиками танатоценозов планктонных фораминифер Северного района, за исключением отдельных палеосообществ, для которых характерны признаки танатоценозов Центрального района.

Комплекс III (колонка 936 – 460-280 см; LV40-06 – 230-70 см; LV40-18 – 195-60 см; LV40-20 – 190-80 см), соответствует МИС 3. Концентрация планктонных фораминифер в осадке варьирует (рис. 5.1.2.), достигая максимальных значений в нижней части интервала (до 603 экз/г). Содержание *N. pachyderma* sin. несколько сокращается и изменяется от 43 до 84%, что так же определяет относительно низкие значения *c* (0.3-0.5). До 38% увеличивается обилие бореального вида *G. bulloides*. Следов механического разрушения и растворения раковин не обнаружено. Дополнительным доказательством отсутствия растворения можно считать и наличие в осадке самого неустойчивого к растворению вида *G. glutinata*, причем его концентрация достигает 6%. В палеосообществах также встречены относительно тепловодные *N. pachyderma* dex. (до 6%), *T. quinqueloba* (до 5%), *G. scitula* (до 1%). Такое распределение видов в палеосообществе определило относительно высокие значения *H* (0.7–1) и средние значения *e* (0.4–0.6). В целом для

палеосообщества характерны признаки танатоценозов Центрального района (51-49° с.ш.).

Комплекс II (колонка 936 – 260-165 см; LV40-06 – 100-70 см; LV40-18 – 60-40 см; LV40-20 – 80-50 см). Комплекс формировался во время МИС 2. Для осадков характерны невысокие значения фораминиферового числа (от 1 до 108 экз/г). В комплексе II увеличивается содержание *N. pachyderma* sin. (до 93%). В отличие от палеосообществ комплекса IV, отмечается присутствие относительно тепловодной формы *N. pachyderma* dex. Наблюдается сокращение участия *G. bulloides* (до 5.6%). Структура палеосообщества, значения индексов разнообразия ($c=0.7$; $H=0.3$; $e=0.7$) соответствует танатоценозам Северного района и северной части Центрального района.

Комплекс I (колонка 936 – 165-0 см; LV40-06 – 70-0 см; LV40-18 – 40-0 см; LV40-20 – 50-0 см) соответствует МИС 1. Осадки, охарактеризованные данным комплексом, отличаются самыми высокими показателями фораминиферового числа (2749 экз/г), а так же высокими оценками обилия относительно тепловодных видов. Доминирующим видом по-прежнему является *N. pachyderma* sin., но доля его участия становится ниже (69-80%), чем в комплексах, соответствующих МИС 2. Причем, отмечается постепенное снижение вверх по разрезу частоты встречаемости *N. pachyderma* sin. (до 54%) и увеличение до 40% *G. bulloides*. В осадках верхней части колонок в формировании комплекса также участвуют *N. pachyderma* dex., *G. glutinata*, *T. quinqueloba*, *G. scitula*, *G. uvula*. Структура данного палеосообщества определяет относительно низкие значения индекса Симпсона (0.4-0.7) и выравненности Пиелу (0.4) и, соответственно высокие значения индекса Шеннона (до 1).

В наиболее детально опробованной колонке 936 выявлены периодические колебания численности раковин в осадках и частоты встречаемости отдельных таксонов в интервале, охарактеризованном комплексом I, которые, скорее всего, фиксируют климатические флуктуации дегляциации и голоцена. Это позволило выделить в осадках несколько палеосообществ (рис. 5.1.1). Осадки

интервала 160-145 см охарактеризованы палеосообществом Ie. В отложениях отмечается заметное увеличение содержания планктонных фораминифер (до 872 экз/г). Палеосообщество помимо *N. pachyderma* sin. и *G. bulloides* формируют *N. pachyderma* dex., *G. glutinata*, *T. quinqueloba*. Содержание *N. pachyderma* sin. снижается до 69%, а *G. bulloides*, наоборот, увеличивается до 30%. Для палеосообщества значения индексов разнообразия составляют $c=0.6$, $H=0.7$, $e=0.4$, что соответствует танатоценозам южной части Центрального района. Данный интервал, скорее всего, соответствует периоду первой фазы дегляциации (терминация 1A), отмеченной отрицательным сдвигом в изотопном составе раковин фораминифер (Горбаренко и др., 1998).

В осадках интервала 145-140 см, которому соответствует палеосообщество Id, фиксируется снижение численности раковин фораминифер до 275 экз/г. Экологическая структура палеосообщества этого интервала близка по всем характеристикам к комплексу II. В нем частота встречаемости *N. pachyderma* sin. возрастает до 80%.

Палеосообщество Ic (140-115 см) характеризуется увеличением участия *G. bulloides* (до 40%) и присутствием *T. quinqueloba*, *N. pachyderma* dex., *G. glutinata*. В интервале 140-135 см наблюдается наивысшая по разрезу концентрация планктонных фораминифер (2749 экз/г). Индексы разнообразия для данного сообщества составляют $c=0.4$, $H=0.7$, $e=0.4$. Такие значения индексов, а так же экологическая структура палеосообщества отмечены для танатоценозов южной части Центрального района. Можно предположить, что время формирования данного интервала соответствует началу потепления голоцена или терминации 1B.

В отложениях интервала 115-95 см происходит снижение фораминиферового числа (до 55 экз/г), увеличивается частота встречаемости *N. pachyderma* sin. (до 83%). Это послужило основанием для выделения палеосообщества Ib. В осадках встречены единичные раковины других видов фораминифер, характерные для предыдущего интервала. Средние значения

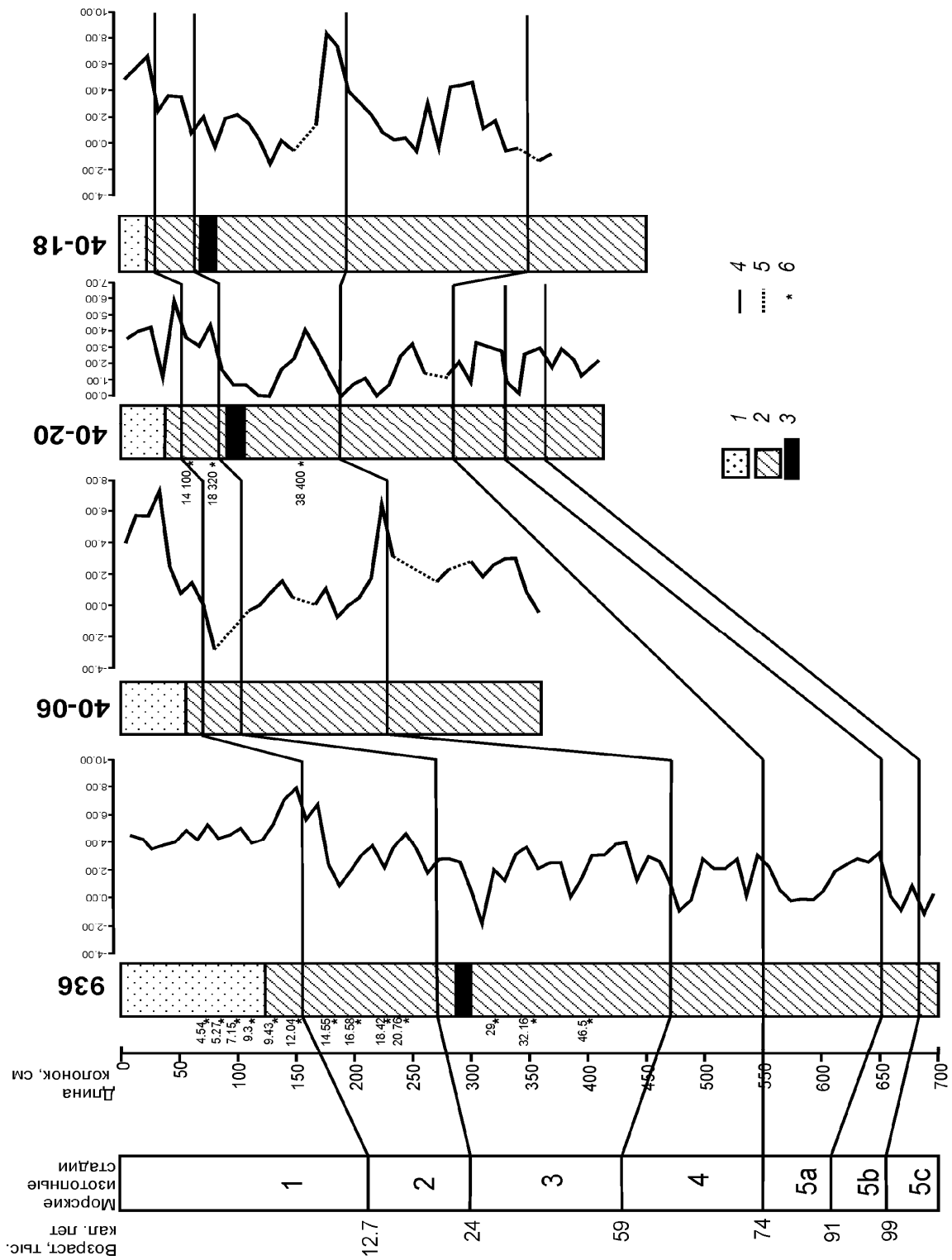


Рис. 5.1.2. Сопоставление изученных колонок на основе данных радиоуглеродного датирования, тифрохронологии, литологии и \ln изменения содержания фораминифер в осадках (экз/г осадка): 1 – алевритистая глина (диатомовый ил); 2 – терригенные осадки (пелиты, алевриты, глина, песок); 3 – пепловый прослой K2 (26 000 т.л.н.); 4 – границы МИС; 5 – перерывы в осадконакоплении; 6 – радиоуглеродные датировки, тыс. лет.

индексов ($c=0.6$, $H=0.6$, $e=0.3$) соответствуют танатоценозам Центрального района.

В формировании палеосообщества Ia (интервал – 95-0 см) принимают участие все виды, характерные для современных сообществ центральной части Охотского моря. В них возрастает содержание *G. bulloides* (до 37%), отмечается относительный пик численности *T. quinqueloba* (14%), соотношение видов *G. glutinata*, *G. scitula*, *G. uvula*, а так же значения индексов разнообразия соответствуют данным, полученным нами для танатоценозов планктонных фораминифер из центральной части моря. Количество фораминифер в осадке относительно высокое (до 209 экз/г).

5.2. Критерии для выделения комплексов фораминифер

Изучение фораминифер из современных и плейстоцен-голоценовых осадков позволило выделить ряд критериев для распознавания конкретных палеогеографических событий. Одним из основных критериев, применяемых при интерпретации результатов фораминиферового анализа, является фораминиферное число. Анализ полученных данных показал, что не всегда показатель содержания раковин в осадках может быть использован для палеогеографических реконструкций. Так, для различных теплых стадий показания фораминиферового числа могли различаться в сотни раз (рис. 5.1.2). Тем не менее, для МИС 1 содержание раковин в осадках флуктуирует прямо или опосредованно в зависимости от изменения температуры вод и связанной с ней продуктивности морских экосистем, а также сохранности раковин. Зафиксированные изменения концентраций фораминифер в отложениях этого периода колеблются от десятков в отложениях, соответствующих относительным похолоданиям, до тысяч экземпляров в осадках теплых интервалов. Увеличение количества раковин в осадках отмечается также и на границах похолоданий-потеплений (рис. 5.1.2.). Для осадков, соответствующих МИС 2, 3, 4, этот критерий не является первостепенным, т.к. содержание планктонных фораминифер в них незначительно. Это обусловлено, скорее

всего, низкой продуктивностью планктонных фораминифер в это время. Данный вывод подтверждается и невысокими концентрациями CaCO_3 в отложениях этих стадий не только Охотского, но и Берингова морей, а также северо-западной части Тихого океана (Горбаренко, 2004; Чеховская и др., 2008).

По нашим данным, а также результатам изучения фораминифер, полученным другими исследователями (Бараш и др., 2005; Беляева, Бурмистрова, 2003; Чеховская и др., 2001) палеосообщества планктонных фораминифер в Охотском море отличаются значительным доминированием *N. pachyderma* sin. и низким содержанием других видов. Тем не менее, присутствие и относительное увеличение участия *G. bulloides* в палеосообществах из осадков с высоким содержанием раковин может свидетельствовать об относительно теплых условиях, особенно это касается палеосообществ МИС 1 и 3. Аналогичные данные были получены другими исследователями (Беляева, Бурмистрова, 2003; Плетнев и др., 2008; Чеховская и др., 2001). Дополнительным маркером теплых стадий так же можно считать присутствие вида *T. quinqueloba*, но при условии, что его содержание будет составлять более 5%. Однозначно трактовать участие в формировании палеосообществ других таксонов и говорить о них, как индикаторах тех или иных условий, пока преждевременно. Так, виды *N. pachyderma* dex., *G. glutinata*, *G. scitula* приблизительно с одинаковыми оценками обилия встречаются в осадках как «холодных» МИС 2, 4, так и «теплой» МИС 3. Появление данных видов в палеосообществах могло быть вызвано, например, кратковременными сезонными потеплениями. Более того, вид *G. scitula*, обитающий на глубине до 1000 м может свидетельствовать о проникновении теплых глубинных тихоокеанских вод в отдельные периоды МИС 2, 3, 4. В осадках МИС 2, 4 доминирование *N. pachyderma* sin. в среднем составляет 90%, что так же можно считать дополнительным критерием экологических условий во время этих периодов.

Еще одним общеизвестным критерием, используемым для палеогеографических интерпретаций, являются изменения концентрации тепловодных и холодноводных видов в отложениях, которые отражают, прежде всего, палеоклиматические колебания. Методики восстановления палеотемператур рассчитываются по составу комплексов фораминифер аналоговым методом (MAT, RAM, SIMMAX), с помощью факторного анализа и регрессии или методом сплайновой интерполяции (Бараш, Блюм, 1974; Бараш, Юшина 1999; Prell, 1985; Imbrie, Kipp, 1971; Thompson, 1981; Pfauermann et al., 1996; Waelbroeck et al., 1998, 2005; Cayre et al., 1999; Kucera et al., 2005). Выбор того или иного метода палеореконструкций должен основываться на учете региональных особенностей, наличии достаточно полной базы данных по распределению микрофоссилий в поверхностном слое и по тому параметру среды (в данном случае температура), который предполагается восстанавливать (Иванова, 2006). Данные методики невозможно применить в Охотском море по причине ряда проблем: отсутствия необходимого количества видов, низкой концентрации раковин в осадках МИС 2, 3, 4. Кроме того, база данных международного проекта MARGO, содержащая сведения о современном распространении фораминифер (Kucera et al., 2005; Warrows et al., 2005), которая используется при реконструкциях температур, в том числе и для Тихого океана, построена по планктонным фораминиферам, отобраным из фракции > 150 мкм. Создание региональной базы данных по современным планктонным фораминиферам, которая бы в последующем послужила основой для палеотемпературных реконструкций, как, например, для Южно-Китайского моря (Иванова, 2006), невозможно, так как для некоторых районов Охотского моря определяющим концентрацию раковин в осадках является растворение. Это было показано в предыдущих главах. Таким образом, своеобразие океанологических условий Охотского моря, которые находят отражение в сообществах планктонных фораминифер, не позволяет использовать стандартные методики реконструкций палеотемператур. Возникает необходимость в использовании совершенно иного подхода.

Возможно, дополнительным критерием для выявления комплексов фораминифер, сформировавшихся в определенных палеогеографических ситуациях, станет выделение морфотипов доминирующего вида *N. pachyderma* sin. и субдоминанта *G. bulloides*. Если рассматривать организм как отражение той среды, в которой он обитает, и заведомо знать, что тот или иной морфотип характерен для определенных экологических условий, то этот критерий также может быть использован при палеорекострукциях (Proxies in Late Cenozoic paleoceanography, 2007). В случае с охотоморской фауной планктонных фораминифер морфологическая изменчивость доминирующих таксонов может иметь первостепенное значение в тех случаях, когда другие критерии не показательны.

В Охотском море полярный вид *N. pachyderma* sin. имеет несколько морфотипов, которые можно выделить под бинокуляром. Встречаются пятикамерные формы, у которых последняя камера такая же или меньше предыдущей. Эти формы называют «kummerform» (Berger, 1970). В изученном материале такие раковины встречены как у *N. pachyderma* sin., так и у *G. bulloides* в большом количестве. Концентрация пятикамерных крупных, с лопастным периферическим краем раковин (около 0,2 мм), с хорошо выраженным устьем и губой, с редуцированной последней камерой увеличивается в эпохи потепления (морфотип В) (рис. 5.2.1). Для холодных периодов, МИС 2 и 4, характерно увеличение мелких четырехкамерных раковин (0,1 мм), плотносвернутых, квадратной формы с щелевидным устьем, у которых в большинстве случаев отсутствует губа (морфотип А) (рис. 5.2.1). Подобные исследования были проведены японскими учеными, которые выделили морфотипы раковин *N. pachyderma* sin. (Kuroyanagi et al., 2011), полученных из планктонных ловов северо-западной части Тихого океана. Основным критерием, который использовался для выделения морфотипов, был размер раковины. По полученным данным, крупные формы *N. pachyderma* sin. (0,18-0,25 мм) являются индикаторами более тепловодных условий и обитают на меньшей глубине, нежели мелкие формы (0,12-0,18 мм). Опираясь на эти

данные, можно предположить, что выделенные нами морфотипы так же отражают, прежде всего, изменения стратификации вод Охотского моря и опосредованно палеоклиматических условий (рис. 5.2.1), так как известно, что в холодные эпохи стратификация охотоморского бассейна была более ярко выраженной по сравнению с теплыми периодами.

У *G. bulloides* встречаются как правосторонние *G. bulloides dex.*, так и левосторонние раковины *G. bulloides sin.* В целом, по разрезу отмечается повышенное содержание *G. bulloides sin.* по отношению к *G. bulloides dex.*

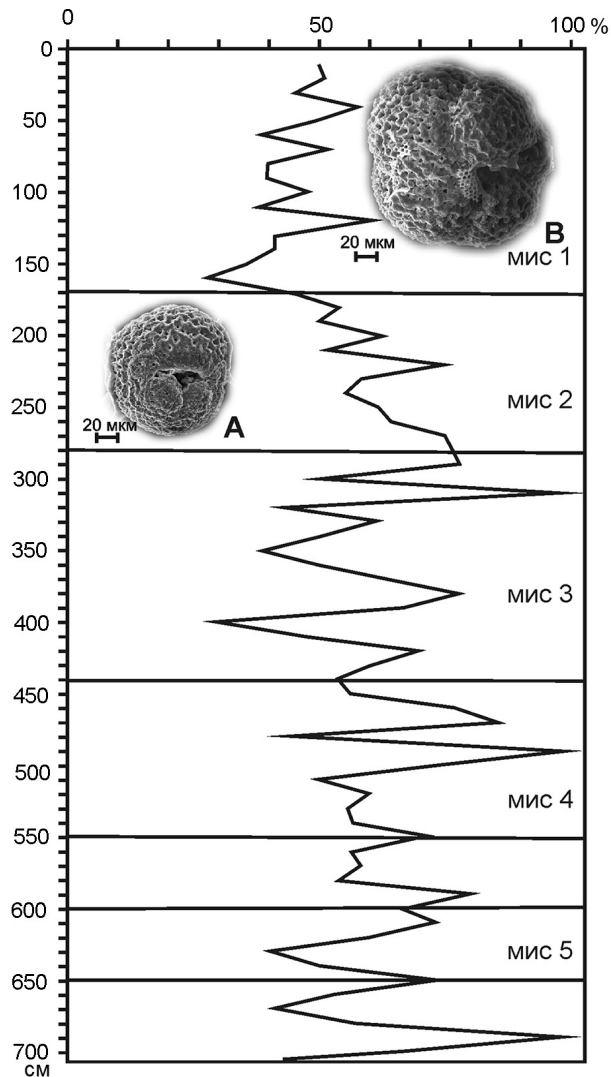


Рис. 5.2.1 Изменение содержания раковин разных морфотипов *N. pachyderma* (А) и (В) в осадках колонки 936 (в %).

В теплые эпохи наблюдается синхронное увеличение количества этих двух разновидностей, поэтому этот критерий в Охотском море не имеет такого

значения как, например, в проливе Дрейка (Boltovskoy, 1973). Тем не менее, мы отмечаем, что при общем увеличении количества *G. bulloides* увеличивается доля крупных (> 0,25мм) лопастных раковин данного вида в палеосообществах из осадков МИС 1, 3.

Стоит отметить, что в Охотском море высокая морфологическая изменчивость наблюдается не только у планктонных фораминифер, но и у радиолярий (Матуль, 2009; Кругликова, 2013). Авторы связывают высокую вариабельность фауны с «экстремальными» или стрессовыми условиями для развития радиолярий: резкая стратификация водных масс, вызванная перепадами летних и зимних температур, длительный ледовый период.

При анализе морфологических особенностей раковин фораминифер наше внимание было обращено также и на строение стенки *N. pachyderma* sin., толщина которой определяется, прежде всего, глубиной зоны кальцификации (зона «строительства раковины»). В изученном материале были встречены раковины с толстой стенкой крупнозернистого характера (инкрустированные) (рис. 5.2.2) и с более тонкой, практически прозрачной (неинкрустированные). По данным американских исследователей (Kohfield, Fairbanks, 1996) в районе о. Гренландии, максимальные концентрации данного вида отмечаются на глубине 50-80 м, соответствующей зоне цветения фитопланктона. Нарастание раковины *N. pachyderma* sin. происходит на глубине 50-200 м. При этом ее толщина и химический состав варьирует в зависимости от глубины. Наибольшая концентрация планктонных фораминифер с инкрустированными раковинами соответствует глубине пикноклина - 100-200 м, в то время как планктонные фораминиферы с более тонкой раковиной приурочены к глубине 20-80 м. Взаимосвязь распределения высоких концентраций раковин *N. pachyderma* sin. и глубин расположения основной зоны кальцификации в Охотском море была проанализирована Д. Баух (Bauh et al., 2002). По ее мнению, определяющими являются особенности структуры верхнего слоя воды и глубина положения термоклина. Максимальное содержание *N. pachyderma* sin. было установлено в пределах термоклина.

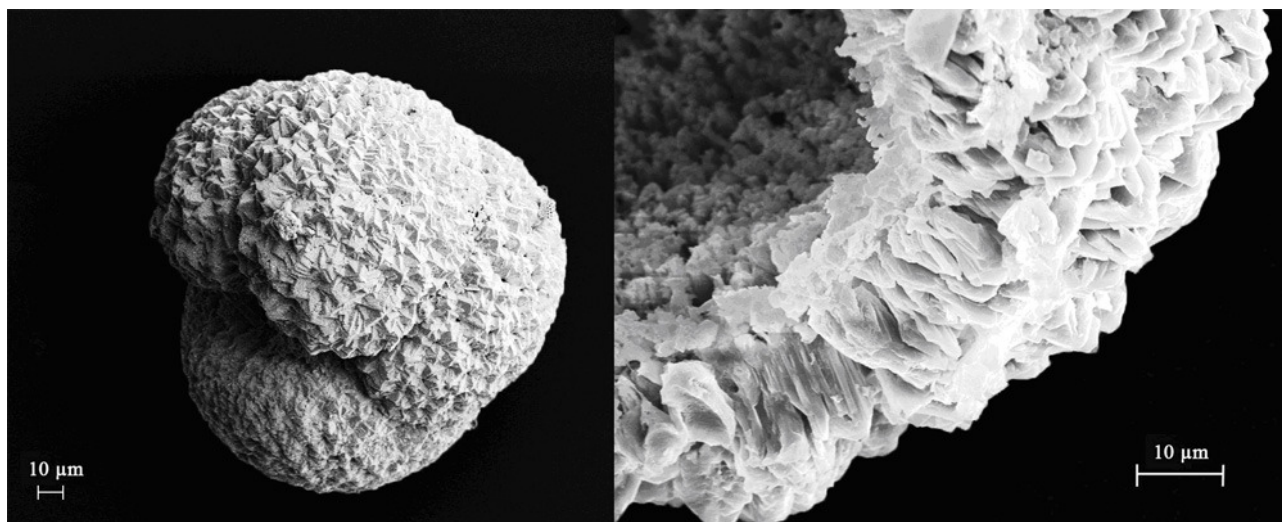


Рис. 5.2.2. Инкрустированная раковина *N. pachyderma* sin.

Как показало исследование раковин *N. pachyderma* в осадках колонки 936, в палеосообществах, в которых данный таксон является доминирующим, почти 90% его раковин инкрустированные. Следовательно, условия для его развития были более благоприятными. В то время как для других таксонов, обитающих на меньших глубинах, такая обстановка явно не способствовала повышению их продуктивности, что выразилось в низких концентрациях их раковин в осадках.

ГЛАВА 6. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ

Выявленные изменения экологической структуры ископаемых сообществ фораминифер, концентрации раковин в осадках, степени их растворения и сопоставление полученных данных с результатами других анализов позволили установить основные этапы осадконакопления в Охотском море в позднем плейстоцене-голоцене, отличающиеся палеогеографическими условиями. Как показали исследования, в осадках колонок 936 и LV 40-20 отражены лишь три подстадии МИС 5 (5c, 5b, 5a) (рис. 5.1.2), которые проявились не так ярко как самая теплая фаза 5e, для которой характерна высокая продуктивность планктонных фораминифер, сопоставимая лишь с голоценовой (Бараш и др., 2001, 2005).

Наиболее выразительно изменения в палеосообществах планктонных фораминифер комплекса V проявились в колонке LV 40-20, нежели в колонке 936. Установленные подразделения хорошо сопоставляются с данными других анализов (Плетнев и др., 2010). Эти различия, возможно, связаны с влиянием локальных факторов, одним из которых может быть растворение раковин.

Для осадков, сформировавшихся в подстадию 5c, характерно относительно невысокие значения фораминиферового числа, что, вероятно, может являться доказательством низкой биологической продуктивности поверхностных вод. На это указывают незначительное содержание створок диатомей в осадках ($6.0-9.3 \times 10^6$ ств/г осадка) (Плетнев и др., 2010) и низкие концентрации $C_{орг}$ (рис. 5.1.1). При этом участие в палеосообществах таких таксонов фораминифер как *G. glutinata*, *T. quinqueloba*, *N. pachyderma* dex. может свидетельствовать об относительно теплых условиях. Это нашло отражение и в диатомовых палеосообществах, характеризующихся увеличением частоты встречаемости южно-бореальной неритической

Thalassiosira angulata (Greg.) Hasle (до 23.8%) и относительно тепловодного океанического *Coscinodiscus radiatus* Ehr. (до 14.3%) (Плетнев и др., 2010).

Снижение значений фораминиферового числа и доли тепловодных видов, доминирование (до 75%) холодноводной *N. pachyderma* sin в осадках, соответствующих подстадии 5b, скорее всего, свидетельствуют о еще более низкой продуктивности фораминифер и более холодных условиях по сравнению с подстадией 5c. На это же указывают невысокие (0.68-0.95%) значения $C_{орг.}$ (рис. 5.1.1). Палинологические спектры и экологическая структура диатомовых палеосообществ так же отражают более прохладные условия их формирования (Gorbarenko et al., 2004). Вместе с тем, не исключено, что раковины относительно тепловодных таксонов могли быть принесены в место захоронения течениями из более южных районов. Данное предположение подтверждается присутствием в диатомовых палеосообществах относительно теплолюбивых видов, не характерных для данного района (Пушкарь, Черепанова, 2008). Невысокое содержание створок диатомей в осадках этой подстадии (216 тыс. в г сухого осадка) – свидетельство более продолжительного ледового покрова на этом участке акватории Охотского моря. В этих условиях даже в летний период развитие диатомовой флоры происходило не так активно, хотя для фораминифер, обитающих на больших глубинах и напрямую независимых от освещенности, это могло не иметь решающего значения.

Осадки подстадии 5a характеризуются самыми высокими значениями фораминиферового числа и присутствием тепловодных видов. Повышенные концентрации *G. quinqueloba*, по мнению некоторых авторов (Bauch, 1992), служат индикатором усиления гидродинамической активности. По-видимому, температура поверхностных вод была несколько выше, по сравнению с температурой формирования осадков предыдущего интервала, но, все еще не достигала современной в Охотском море. Об этом свидетельствуют и результаты палинологического анализа. Спектры палинозоны, выделенной для

данного интервала отложений, имеют сходство с поверхностными спектрами северо-западной части о. Сахалин (Gorbarenko et al., 2004).

Экологическая структура комплекса IV, близкая структуре танатоценозов северной части Центрального района Охотского моря, свидетельствует о формировании отложений в условиях, отличающихся от современных и соответствующих эпохе похолодания. О снижении продуктивности морской экосистемы и низких температурах свидетельствуют и незначительные показатели CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ (рис. 5.1.1.). Результаты диатомового анализа также подтверждают этот вывод. В это время отмечается активное развитие неритических и сублиторальных диатомей в пелагической области моря (Пушкарь, Черепанова, 2008). На суровость климата указывают и результаты палинологического анализа, согласно которым в Приохотье расширились площади, занятые тундровыми ассоциациями (Gorbarenko et al., 2004). Интересно отметить присутствие в осадках МИС 4 раковин *G. scitula*. Если учесть, что связь Охотского и Японского морей в этот период ослабевала (Бараш и др., 2001), можно предположить, что данный вид приносился в центральную часть моря тихоокеанскими водами (Чеховская и др., 2001). Обилие раковин *G. scitula* в осадках, как правило, связано с зонами интенсивного вертикального перемешивания (Itou et al. 2001). Возможно, увеличение численности данного вида в отдельных интервалах осадков свидетельствует о кратковременных периодах, в которые происходила активизация перемешивания вод в глубинных слоях.

Для осадков, сформировавшихся в самом начале МИС 3, отмечается увеличение показателей фораминиферового числа. В них также встречены тепловодные таксоны, и увеличивается обилие *G. bulloides*, что может указывать на наступление более благоприятных условий для развития планктонных фораминифер. Стоит отметить, что этот асимбионтный вид, жизнедеятельность которого зависит от количества пищи в воде, достигает значительных концентраций при очень высоких скоростях формирования первичной продукции, которые, как правило, наблюдаются при максимуме

цветения фитопланктона (Kincaid et al., 2000). Выявленное увеличение до 1.37% содержания $C_{\text{орг}}$ (рис. 3) в осадках этого интервала может отражать как раз такую ситуацию и указывать на увеличение температур поверхностных вод, вызванное, скорее всего, ранним потеплением каргинской эпохи (Кинд, 1974). Для Северо-Востока Сибири оно получило название Эликчан-4 (Андерсон и др., 1998). В пользу этого утверждения свидетельствуют и данные других анализов: увеличивается количество створок диатомей в осадках; по данным изучения спор и пыльцы в составе растительных ассоциаций окружающей территории становится более весомым (до 60%) участие умеренно-теплолюбивых таксонов (Gorbarenko et al., 2004). На этом этапе развития морской экосистемы условия формирования осадков были близки современным. Выше по разрезу фиксируется тенденция постепенного снижения температур. В осадках, соответствующих поздним этапам МИС 3, встречено всего два вида: *N. pachyderma* и *G. bulloides*, причем, частота встречаемости первого в некоторых палеосообществах достигает 100% (рис. 5.1.1). Концентрации $C_{\text{орг}}$ и CaCO_3 уменьшаются до значений, соответствующим ледниковым эпохам. Все это может свидетельствовать о низкой биологической продуктивности планктонных сообществ. Палинологические данные также фиксируют ухудшение климатической обстановки. Резко до 5% сокращается содержание спор и пыльцы умеренно-теплолюбивых таксонов. Климат на западном побережье Охотского моря во время формирования этой палинозоны, по данным С.А. Горбаренко с соавторами (Gorbarenko et al., 2004), был суровее, чем современный.

Фауна фораминифер, характерная для отложений МИС 2, даже в периоды увеличения их продуктивности имела более холодноводный облик по сравнению с предыдущим комплексом. Условия его формирования были значительно суровее, на что указывает увеличение участия спор и преобладание пыльцы кустарников в палиноспектрах интервала (Gorbarenko et al., 2004). Высокое обилие не только холодноводных неритических, но и сублиторальных видов диатомей свидетельствует не только о наступлении

более холодноводных условий, но и о значительном понижении уровня моря, которое оценивается некоторыми исследователями до 100-140м (Williams et al., 1981; Lambeck, Chappell, 2001). Это приводило к изменению гидрологического режима не только в Охотском море, но и влияющей на него океанографии северо-западной части Тихого океана (Лаухин и др., 2006; Pushkar, Cherepanova, 2011). Низкую продуктивность моря в течение этого периода японские исследователи объясняют сокращением количества света, попадающего в эфотическую зону, вследствие того, что морской лед являлся препятствием для его проникновения в поверхностный слой воды (Seki et al., 2004). В период максимума последнего оледенения (МПО) (20-15,7 тыс. лет назад) отмечаются наиболее суровые ледовые условия для позднего плейстоцена (Василенко, 2013). В частности, в центральной части Охотского моря в МПО наблюдаются повышенные значения скоростей аккумуляции материала ледового разноса, которые были обусловлены интенсификацией дрейфа льда. Вместе с тем, так как *N. pachyderma* может обитать и подо льдом, то ледовый фактор, вероятно, не будет играть первостепенной роли в уменьшении продуктивности этого таксона. Усиление действия сибирского антициклона и алеутской депрессии определяло суровые зимы (Kutzbach et al., 1993). Другим объяснением низкой продуктивности экосистем может быть сокращение поступления питательных веществ из глубинных слоев к поверхности, как следствие усиления стратификации поверхностных вод в период гляциации (Narita et al., 2002). Недостаток питательных веществ также мог быть связан с ограниченным поступлением тихоокеанских вод через Курильские проливы (Khim et al., 2013).

Зафиксированные изменения концентраций фораминифер в отложениях дегляциации (14,7 – 15,7 тыс. лет) колеблются от нескольких десятков в отложениях, соответствующих относительным похолоданиям, до нескольких тысяч экземпляров в осадках теплых периодов. Именно по резкому увеличению концентрации в осадках раковин фораминифер устанавливается граница между ледниковыми отложениями и осадками дегляциации (Чеховская и др., 2001).

Для того чтобы исключить влияние растворения на изменение содержания раковин фораминифер в осадках, отвечающих переходному периоду от МИС 2 к МИС 1, был просчитан индекс растворимости. Значения индекса фрагментарности, которые были получены для осадков, сформированных на границе МИС 2 и 1, можно считать незначительными, по крайней мере, по сравнению с результатами других исследователей, полученных по данной методике для открытой части Тихого океана (Thunnel, 1976; Crowley, 1983; Тарра, Thunnel, 1986). Анализ других показателей растворимости раковин фораминифер (наличие тонкостенных раковин, следов коррозии) позволил прийти к выводу, что значительного растворения раковин в районе исследования в это время не происходило. Следовательно, высокие значения фораминиферового числа связаны с увеличением продуктивности фораминифер, как следствия благоприятной климатической и океанологической обстановки, и растворение, как показатель сохранности раковин, в этом случае необходимо исключить (рис. 6.1.1). Таким образом, продуктивность фораминифероных сообществ, а также их экологическая структура определялись, прежде всего, особенностями гидрологического режима моря. Хорошая сохранность раковин планктонных фораминифер в осадках переходного периода, могла быть обусловлена и относительно высокими, по сравнению с предыдущими периодами, скоростями осадконакопления (рис. 6.2.2). Участие в палиноспектрах пыльцы представителей темнохвойной тайги и широколиственных лесов свидетельствует о повышении температур и влажности на континенте (Gorbarenko et al., 2004).

Наиболее детально изменения условий осадконакопления в течение МИС 1 установлены в колонке 936. Увеличение содержания раковин фораминифер, зафиксированное в интервале 165-145 см, скорее всего, соответствует теплomu периоду аллеред. Осадки интервала 145-140 см с низкими показателями фораминиферового числа и ярко выраженным доминированием *N. pachyderma* sin, по-видимому, формировались во время холодного позднего дриаса.

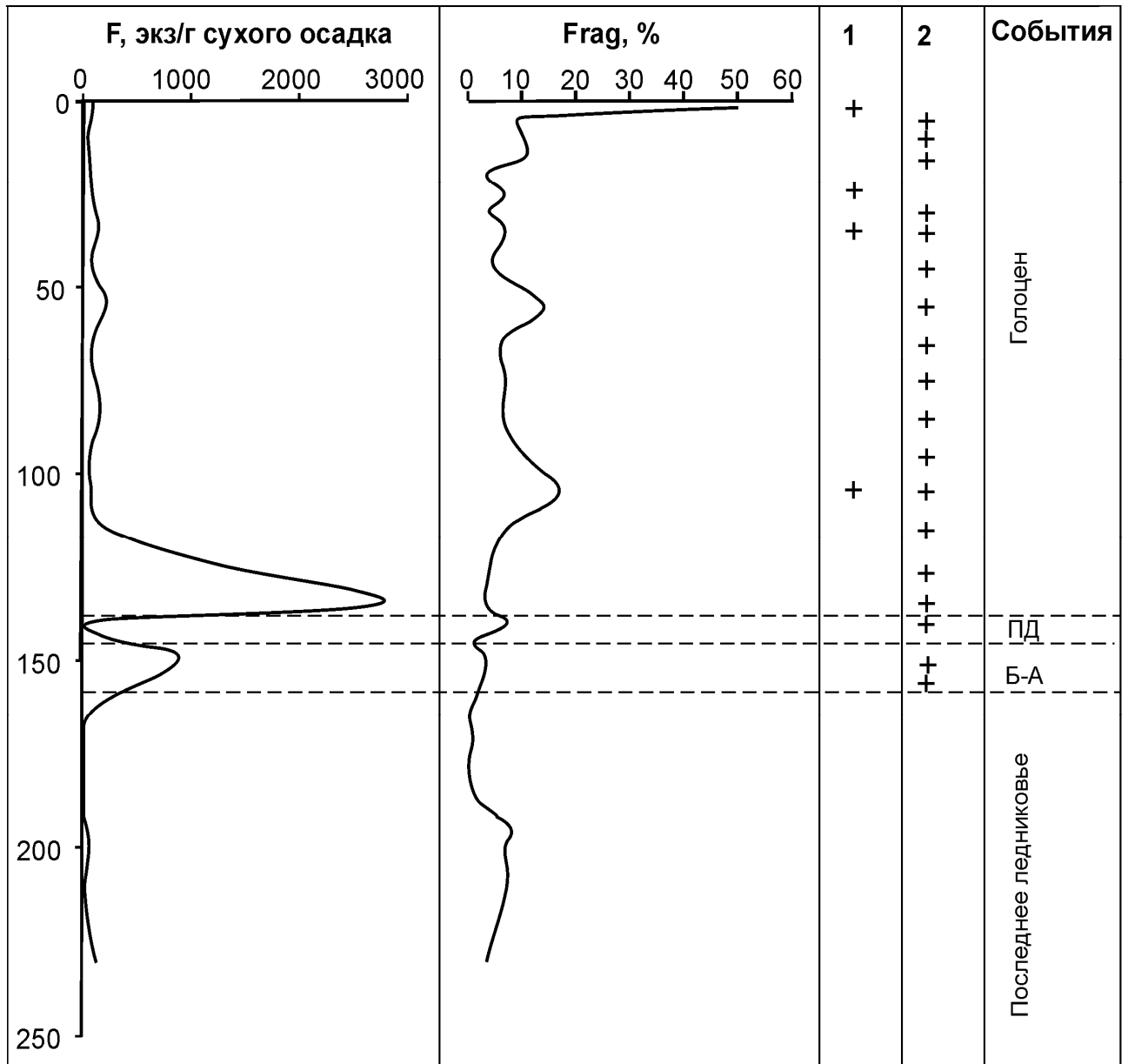


Рис. 6.2.1. Изменение фораминиферового числа (F, экз/г сухого осадка), индекса фрагментарности (Frag, %) по колонке 936 (0-230см).

Плюсами обозначено: 1 – наличие следов коррозии на раковинах; 2 – присутствие тонкостенных раковин фораминифер. ПД – поздний Дриас, Б-А – беллинг-аллеред.

Результаты других исследователей планктонных фораминифер в Охотском и Беринговом морях отражают аналогичную ситуацию (Беляева, Бурмистрова, 2003; Чеховская и др., 2001, 2008). Для этого интервала отмечается относительное снижение значений CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ (рис. 5.2.1.).

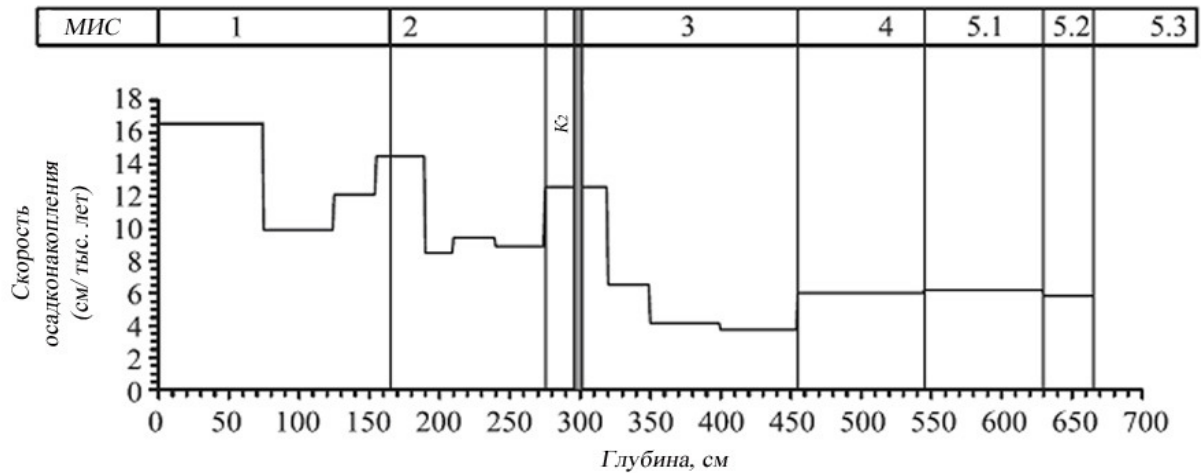


Рис. 6.2.2. Скорости осадконакопления, рассчитанные для колонки 936 (по Gorbarenko et al., 2004).

И по данным палинологического анализа на фоне начавшегося потепления фиксируется кратковременное похолодание, которое вызвало сокращение в растительных сообществах роли широколиственных пород (Gorbarenko et al., 2004). Учитывая результаты абсолютного датирования, а так же данные о содержании CaCO_3 в осадках интервала 140-135 см, можно предположить, что он соответствует потеплению пребореала или терминации 1В. Увеличение концентрации пыльцы и спор умеренно-теплолюбивых таксонов также указывают на это. Можно предположить, что осадки интервала 125-127 см, отличающиеся высокими значениями фораминиферового числа (рис. 6.2.2.), формировались во время потепления на границе пребореала и бореала – 9 300-8 300 л.н. (Кинд, 1974). Далее по разрезу наблюдается снижение фораминиферового числа, увеличение частоты встречаемости *N. pachyderma* sp., постепенное уменьшение концентрации CaCO_3 (рис. 5.2.1 и 6.2.2). Вероятно, планктонные фораминиферы развивались в условиях более низких температур, по сравнению с современными, при этом содержание растворенных солей кальция в воде, скорее всего, было низким. Данные диатомового анализа тоже указывают на похолодание (Пушкарь, Черепанова, 2008). В осадках интервала содержание створок диатомей резко снижается. Высокое обилие аркто-бореального вида *Rizisolenia hebetata* f. *hiemalis* Gran,

который характерен для современных планктонных сообществ Берингова моря, свидетельствует о том, что температура поверхностных вод в это время могла быть ниже современной, а соленость несколько выше и близкой океанической (33-34‰). Скорее всего, время формирования осадков этого интервала соответствует новосанчуговскому похолоданию Сибири (8 300-7 900 л.н.) (Кинд, 1974). Похолодание на границе бореального и атлантического периодов отмечено многими исследователями (Кинд, 1974; Зубаков, 1986).

Становление современных условий осадконакопления началось со времени формирования осадков интервала 100-95 см. Палеосообщества планктонных фораминифер интервала образуют виды, характерные для современных сообществ центральной части Охотского моря. Соотношение относительно тепловодных видов *G. glutinata*, *G. scitula*, *G. uvula* также соответствует таковому современных биоценозов планктонных фораминифер из центральной части моря. С интервала 100-90 см поступательно возрастает и численность створок диатомей в осадках, происходит становление современной охотоморской диатомовой флоры (Пушкарь, Черепанова, 2008). По результатам палинологического анализа в осадках наблюдается общее увеличение палиноморф и процентного содержания представителей древесно-кустарниковой группы (Gorbarenko et al., 2004). Повышение температур и влажности способствует постепенному развитию темнохвойной тайги, характерной для современной флоры Охотоморского региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Охотское море – окраинный бассейн со специфическими условиями осадконакопления, которые определяются его географическим положением. Несмотря на преобладание кремнистых осадков и низкое содержание карбоната кальция в них, изучение охотоморской фауны планктонных фораминифер является важным условием при комплексных и всесторонних реконструкциях условий осадконакопления. Анализ распределения планктонных фораминифер, как в поверхностных отложениях, так и в колонках, показал, что для Охотского моря необходим учет региональных особенностей и использование альтернативных подходов при восстановлении условий осадконакопления на основе данных фораминифероанализа. Полученные результаты исследований сводятся к следующим положениям.

1. Изучение планктонных фораминифер из поверхностных осадков позволило выявить особенности их распределения по площади Охотского моря. Установлено, что концентрация раковин в осадках возрастает с севера к центральной части и постепенно снижается по направлению к Курильским островам. В этом же направлении отчетливо возрастает и таксономическое разнообразие планктонных фораминифер, наибольшее количество таксонов (7) характерно для центрального района. Охотоморская фауна планктонных фораминифер по таксономическому составу близка субарктической фауне открытой северо-западной части Тихого океана.

2. Комплексный подход в изучении танатоценозов планктонных фораминифер, включающий анализ их количественной и качественной структуры, растворения раковин, а также некоторых параметров среды (температура, соленость вод), тип осадков, позволил уточнить положение границ биогеографических районов Охотского моря, выделенных ранее по планктонным фораминиферам, а так же дать их более полную характеристику.

3. Особенности танатоценозов планктонных фораминифер, проявившиеся в высокой степени растворения раковин, позволили предположить возможность

выделения еще одного района – Юго-восточного, приуроченного к прикурильской зоне активного водообмена тихоокеанских и охотоморских вод.

3. Исследование планктонных фораминифер в изученных колонках и сопоставление полученных данных с результатами других видов анализов позволили выделить в колонках пять комплексов, отражающих климатические и гидрологические изменения, происходившие во время относительно крупных палеогеографических событий плейстоцена и голоцена. Фораминиферовые комплексы соответствуют МИС 1-5.

4. Вместе с тем были установлены колебания количества и распределения видов, их соотношения в интервалах осадков, охарактеризованных комплексами, что послужило основанием для выделения палеосообществ фораминифер, фиксирующих кратковременные флуктуации основных параметров среды.

5. Установлены критерии распознавания основных палеогеографических событий за последние 100 тыс. лет по данным фораминифероанализа. Увеличение фораминифероанализа фиксируется в осадках, сформировавшихся во время МИС 1, для осадков МИС 2, 3, 4 данный критерий не является таким показательным. Относительное увеличение частоты встречаемости *G. bulloides*, *G. quinqueloba* в комплексе характерно для «теплой» МИС 3. Наиболее высокие концентрации *N. pachyderma* sin. установлены в осадках «холодных» МИС 2 и 4. Признаки растворения раковин фораминифер наблюдаются в осадках, соответствующих подстадии 5с, отдельным временным срезам МИС 3, и позднему голоцену.

6. Дополнительным критерием для выявления комплексов фораминифер, сформировавшихся в определенных палеогеографических ситуациях, является выделение морфотипов доминирующей *N. pachyderma* sin. Выделенные морфотипы, скорее всего, отражают изменения в стратификации охотоморских вод, которая усиливалась в холодные периоды и ослабевала в теплые.

7. Комплексы планктонных фораминифер отражают крупные события в истории осадконакопления за последние 100 тыс. лет: потепление МИС 5 с

подстадиями а, b, с (100 – 74 тыс. лет), похолодания МИС 4 и 2 (74-59 и 28-14,7 тыс. лет, соответственно) и межледниковье МИС 3 (59-24 тыс. лет), дегляциация, включающая резкое потепление беллинг-аллеред (14,7-12,8 тыс. лет) с похолоданием поздний дриас (12,8-11,2), а также постдегляциация голоцена (с 6 тыс. лет).

8. Самые значительные изменения экологической структуры и количественных характеристик тафоценозов планктонных фораминифер, повлиявшие на седиментацию Охотского моря, произошли на рубеже МИС 1 и 2, и были связаны с увеличением продуктивности фораминифер. Хорошая сохранность раковин, а также низкие показатели индекса фрагментарности позволяют исключить влияние растворения на раковины во время формирования осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андерсон П.М., Ложкин А.В., Белая Б.В., Стеценко Т.В. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Приохотья // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. С. 69-87.
2. Артемова А.В. Изменение палеосреды Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене на основе диатомового анализа. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2009. 138с.
3. Арчиков Е.И., Бровко П.Ф., Рыбаков В.Ф., Шуйский Ю.Д. Абразионный фактор поступления осадочного материала в Охотское море // Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 165-177.
4. Арчиков Е.И. Проблемы теоретической и прикладной геоморфологии берегов Дальневосточных морей. Владивосток: Изд-во Дальневосточного университета. 1986. 124 с.
5. Астахов А.С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1986. 140 с.
6. Астахов А.С., Вагина Н.К., Горбаренко С.А. и др. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 3-14.
7. Астахов А.С. Литохимия осадков материковой окраины востока Азии. Владивосток: Дальнаука. 2001. 240 с.
8. Астахова Н.В., Обжиров А.И., Астахов А.С., Горбаренко С.А. Аутигенные карбонаты в зонах газовых аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1993. № 4. С. 34-40.
9. Басов И.А., Хусид Т.А. Бентосные фораминиферы в осадках Охотского моря // Биол. моря. 1983. № 6. С. 31-43.
10. Бараш М. С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М.: Наука. 1970. 103 с.

11. Бараш М.С., Блюм Н.С., Бурмистрова И.И. и др. Неоген-четвертичная палеоокеанология по микропалеонтологическим данным. М.: Наука. 1989. 285с.
12. Бараш М.С., Бубенщикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А. О палеоокеанологии центральной части Охотского моря в течение 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // Океанология. 2001. Т. 41, № 5. С. 755-767.
13. Бараш М. С. Чеховская М.П., Бибо Н. и др. О четвертичной палеоокеанологии юго-восточной части Охотского моря по литологии и планктонным фораминиферам // Океанология. 2005. Т. 45, № 2. С. 273-285.
14. Бараш М.С., Матуль А.Г., Казарина Г.Х. и др. Палеоокеанология центральной части Охотского моря в среднем плейстоцене (350-190 тыс. лет назад) по микропалеонтологическим данным // Океанология. 2006. Т. 46, №4. С. 537-549.
15. Бараш М.С., Блюм Н.С. Распределение видов планктонных фораминифер в осадках Северной Атлантики в зависимости от температуры воды // Микропалеонтология морей и океанов. М.: Наука. 1974. С. 138-139.
16. Бараш М.С., Юшина И.Г. Реконструкция четвертичных палеоокеанологических параметров: новые подходы // Океанология. 1999. Т. 39. № 2. С. 270-280.
17. Безруков П.Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины. Труды Ин-та океанологии АН СССР. 1955. Т. 12. С. 97-129.
18. Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // Труды института океанологии АН СССР. 1960. Т. 32. С. 15-95.
19. Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Эволюция сообществ планктонных фораминифер Охотского моря // Океанология. 2001. Т.43. № 2. С. 219–227.
20. Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Планктонные фораминиферы в осадках Охотского моря // Океанология. 2003. Т.43. №2. С. 219-227.
21. Былинская М.Е., Головина Л.А., Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений северной половины

- Атлантического океана по известковому планктону. М.: Научный мир. 2002. 176 с.
22. Богданов К.Т., Мороз В.В. Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток: Дальнаука, 2000. 150 с.
23. Босин А.А. Реконструкция первичной продуктивности Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене по данным хлоринового анализа. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.28. Владивосток. 2009. 24 с.
24. Бубенщикова Н. В, Нюрнберг Н., Горбаренко С.А., Лембке-Ейне Л. Изменения зоны кислородного минимума Охотского моря за последние 50 тысяч лет по бентосным фораминиферам и биогеохимическим данным // Океанология. 2010. Т. 50. № 1. С. 99-113.
25. Василенко Ю. Реконструкция ледовых условий Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене (на основе анализа содержания материала ледового разноса). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.28. Владивосток, 2013. 19 с.
26. Верхунов А.В. Развитие представлений о крупномасштабной циркуляции Охотского моря // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. Экология морей России. М.: Изд-во ВНИРО. 1997. С. 8–19.
27. Волохин Ю.Г. Мезо-кайнозойское кремненакопление в окраинных бассейнах Востока Азии, Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН. 2010. 456 с.
28. Волохин Ю.Г., Астахов А.С., Ващенко Н.Г. Голоценовое кремненакопление в Охотском море // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 3. С. 304-326.
29. Воронова В.А., Ильев А.Я. Специфика четвертичного осадконакопления в окраинном Охотском море// Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т.4. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ. 1997. С. 130-142.

30. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Отв. ред. Ф.С. Терзиев. СПб.: Гидрометеоздат, 1998. 342 с.
31. Горбаренко С. А., Чеховская М. П., Соутон Дж. Р. О палеосреде центральной части Охотского моря во время последнего оледенения голоцена // Океанология. 1998. Т. 38, № 2. С. 305-308.
32. Горбаренко С.А., Соутон Дж.Р. К стратиграфии осадков возвышенности Академии наук СССР и палеоокеанологии Охотского моря в позднем плейстоцене // Океанология. 1998. Т. 38. № 2. С. 305-308.
33. Горбаренко С.А., Деркачѳв А.Н., Астахов А.С и др. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 58-72.
34. Горбаренко С.А, Лесков В.Ю., Артемова А.В. и др. Ледовый покров Охотского моря в последнем оледенении и голоцене // ДАН. 2003. Т. 388. № 5. С. 678-682.
35. Горбаренко С.А. Палеоокеанология дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана в позднем плейстоцене и голоцене. Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2004. 259с.
36. Горбаренко С.А., Артемова А.В., Босин А. А. и др. Тысячелетние – столетние изменения климата, среды и седиментации дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана в позднем плейстоцене и голоцене / Дальневосточные моря России. Геологические и геофизические исследования. Кн. 3. М.: Наука, 2007. С. 430-448.
37. Горбаренко С.А., Харада Н., Малахов М.И. и др.Тысячелетние осцилляции климата и среды Охотского моря за последние 190 тысяч лет в связи с глобальными изменениями // ДАН. 2008. Т. 423. № 3. С. 389-392.
38. Горбачик Т.Н., Долицкая И.В., Копаевич Л.Ф., Пирумова Л.Г. Микропалеонтология. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ. 1996. 112 с.
39. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.

40. Дарницкий В.Б., Лучин В.А. Особенности горизонтальной структуры климатических течений Охотского моря с месячной дискретностью // Отв. Ред. В.В. Сапожников. Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. Экология морей России. М.: ВНИРО, 1997. С. 19-25.
41. Деркачёв А.Н., Николаева Н.А., Горбаренко С.А. Особенности поставки и распределения кластогенного материала в Охотском море в позднечетвертичное время // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 37-52.
42. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Можеровский А.В. Минералогическо-геохимические признаки существования аноксидных условий осадконакопления в локальных котловинах Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 3. С. 3-33.
43. Дударев О.В., Боцул А.И., Аникеев В.В. и др. Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 3. С. 30-43.
44. Жабин И.А. Вентиляция промежуточных вод в Охотском море // Метеорология и гидрология. 1999. №12. С.77–87.
45. Жузе А.П., Коренева Е.В. К палеогеографии Охотского моря // Известия АН СССР, серия географическая. 1959. № 2. С. 12-24.
46. Жузе, Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1962. 258 с.
47. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометиониздат. 1986. 288 с.
48. Иванова Е.В. Глобальная термохалинная палеоциркуляция. М.: Научный мир, 2006. 320 с.
49. Кеннет Дж. Морская геология. Том 1. М.: МИР. 1987. 397 с.
50. Кинд Н. В. Поздний плейстоцен. М., 1974. 230 с.
51. Коренева Е.В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии. 1957. Т. XXII. С. 221-251.
52. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. Учеб. пособие. М.: «Высшая

школа», 1971. 368 с.

53. Кругликова С.Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков Охотского моря // Океанология. 1975. Т. 15. №1. С. 116-122.
54. Кругликова С.Б. Радиолярии, флуктуации палеосреды и современное видообразование. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС. 2013. С. 217-220.
55. Лаухин С.А., Цзянь Чжимин, Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Последнее оледенение на севере Восточной Чукотки и его роль в палеоокеанографии Северной Пацифики // ДАН. 2006. Т. 411А. №. 9. С. 1422-1425.
56. Лисицын А.П. Распределение и состав взвешенного материала в водах морей и океанов//Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 175-232.
57. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
58. Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука. 1991. 271 с.
59. Матвеев В.И. Гидрохимические условия биологической продуктивности Охотского моря. Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Владивосток: ФГУП «ТИНРО-Центр», 2006. 24 с.
60. Матуль А.Г., Горбаренко С.А., Мухина В.В., Лесков В.Ю. Четвертичные микропалеонтологические и литофизические записи осадков из северной части Охотского моря // Океанология. 2003. Т. 43. № 4. С. 583-592.
61. Матуль А. Г. Четвертичная биостратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов. М: ГЕОС. 2009. 182 с.
62. Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана. М.: ВО "Агропромиздат". 1989. 368 с.
63. Морошкин К. В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 66 с.
64. Мухина В.В., МатульА.Г. Позднечетвертичная диатомовая стратиграфия и палеоокеанология Охотского моря (впадина Дерюгина) во

- время последнего ледникового максимума // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 4. С. 604-612.
65. Наливкин Д.В. Учение о Фациях. Т.1. М.: АН СССР, 1955. 534с.
66. Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Шакиров Р.Б. и др. Районы газогидратопроявления в пределах Охотского моря. // Владивосток: Вестник ДВО. 2007. № 1. С. 42-51.
67. Обрезкова М.С. Диатомеи поверхностных осадков Амурского лимана и прилегающих акваторий Японского и Охотского морей // *Биология моря*. 2009. Т. 35. № 2. С. 107-118.
68. Одум Ю. Экология. Том. 2. М.: Мир.1986. 376с.
69. Остроумов Э.А. Марганец в донных отложениях Охотского моря // *ДАН*. 1954. № 2. С. 285-288.
70. Остроумов Э.А. Железо в донных отложениях Охотского моря // *ДАН*. 1955. Т. 102. № 1. С. 86-104
71. Петелин В.П. О выборе метода минералогического анализа песчано-алевритовых фракций донных осадков//*Тр. Ин-та океанологии АН СССР*. 1961. Т. 50. С. 170-173.
72. Плетнев С.П. Стратиграфия донных отложений и палеогеография Японского моря в позднечетвертичное время (по планктонным фораминиферам). Владивосток. ДВНЦ АН СССР. 1985. 112 с.
73. Плетнев С.П., Черепанова М.В., Иванова Е.Д. и др. Биостратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений Охотского моря на юге возвышенности Института Океанологии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2010. Т. 18. №. 4. С. 106-120.
74. Преображенская Т.В., Троицкая Т.С. Фораминиферы дальневосточных морей. Часть 1. Фораминиферы литорали Малой Курильской гряды. Владивосток: Дальнаука, 1996. 112 с.
75. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2008. 174 с.

76. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
77. Ростов В.И., Ростов И.Д., Юрасов Г.И. и др. Атлас по океанографии Берингова, Охотского и Японского морей. Океанография. Т. 2: Владивосток: ТОИ ДВО РАН. 2002. <<http://www.pacificinfo.ru/>>.
78. Романова А. В., Черепанова М.В., Горбаренко С.А. Планктонные фораминиферы как индикаторы условий формирования верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2014. Т.33. №1. С. 89-101.
79. Романова А.В. Палеогеографические особенности формирования осадков Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене (по данным фораминифероанализа) // Вестник КРАУНЦ. Серия «Науки о Земле». 2013. №.21. С.231-243.
80. Романова А.В. Изменчивость палеосообществ планктонных фораминифер Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене // Материалы XV Всерос. микропалеонтологического совещания. Геленджик. 2012. С.150-151.
81. Сваричевский А.С., Белоус О.В. Экзогенный рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 69-81.
82. Саидова Х.М. Распределение фораминифер в донных отложениях и палеогеография северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1959. Т. 129. № 6. С. 1401–1404.
83. Саидова Х.М. Закономерности распределения фораминифер в донных отложениях Охотского моря // Тр. ИО АН СССР. 1961. Т. 32. С. 96-157.
84. Саидова Х.М. Планктонные фораминиферы из района Курило-Камчатского желоба// Тр. ИО АН СССР. 1970. Т. 86. С. 162–164.
85. Современное осадкообразование в окраинных морях Восточной Азии / Под редакцией Ф.Р. Лихта. Владивосток: Дальнаука, 1997. 302 с.
86. Фурсенко А.В., Троицкая Т.С., Левчук Л.К. и др. Фораминиферы Дальневосточных морей СССР. Новосибирск: Наука, 1979. 398 с.

87. Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
88. Хусид Т.А. Бентосные фораминиферы Охотского моря и палеосреда в позднечетвертичное время // Океанология. 2000. Т. 40. № 3. С. 434–438.
89. Хусид Т.А., Бараш М.С., Бибо Н. и др. О позднечетвертичных изменениях природной среды юго-восточного склона Охотского моря по бентосным фораминиферам // Океанология. 2005. Т. 45. № 3. С. 440-446.
90. Хусид Т.А., Беляева Н.В., Чеховская М.П., Матуль А.Г. Фораминиферы в верхнеплейстоценовых и голоценовых осадках (впадина Дерюгина, Охотское море) // Океанология. 2009. Т. 49. № 5. С. 762-771.
91. Хусид Т.А., Беляева Н.В., Демина Л.Л. и др. Изменения комплексов планктонных и бентосных фораминифер в верхнечетвертичных отложениях впадины Дерюгина, Охотское море // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 110.
92. Цой И.Б., Терехов Е.П., Горовая М.Т. и др. Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 4. С. 19-34.
93. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
94. Чеховская М.П., Басов И.А. Планктонные фораминиферы в осадках Охотского моря (ст. V34-90): последние 20 000 лет // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 104.
95. Чеховская М.П., Басов И.А., Горбаренко С.А. Позднечетвертичные планктонные фораминиферы северо-восточного окончания Курильской котловины (Охотское море, ст. В34-98) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. №4. С. 99–112.
96. Чеховская М.П., Басов И.А., Матуль А.Г. и др. Планктонные фораминиферы: изменение видового состава и продуктивность в южной части Берингова моря в позднем плейстоцене и голоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 108-122.

97. Шаповалов-Чупрынин В. В., Черепанова М. В., Вагина П. К., Фищенко В. К. Детальная хроностратиграфия донных осадков центральной части Охотского моря // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1104-1118
98. Шунтов В.П. Межгодовая динамика в составе и структуре пелагических сообществ Охотского моря // Вест. ДВО РАН. 1995. №6. С. 80-89.
99. Шунтов В.П. Биология дальневосточных морей России. Владивосток: Изд-во Тихоокеанского научно-исследовательского рыбохозяйственного центра (ТИНРО-центр). 2001. 580 с.
100. Щедрина З.Г. Новые данные по фауне фораминифер Охотского моря и ее распространение // Тр. ЗИН АН СССР. 1953. Т. 13. С. 12–32
101. Щедрина З.Г. Фауна фораминифер (Foraminifera) Южного Сахалина и Южных Курильских островов // Исслед. дальневост. морей. 1958. Т. 5. С. 5–41.
102. Adelseck, C. G., Berger W. H. On the dissolution of planktonic foraminifera and associated microfossils during settling and on the sea floor // Spec. Publ. Cushman Found. for Foraminiferal Res. 1975. V. 13. P. 70–81.
103. Adler, M., Hensen, C., Wenzhöfer, F., Pfeifer, K., & Schulz, H. D. (2001). Modeling of calcite dissolution by oxic respiration in supralysoclineal deep-sea sediments. *Marine Geology*. V. 177. P. 167–189.
104. Alderman S.E. Planktonic Foraminifera in the Sea of Okhotsk: Population and Stable Isotopic Analysis from a sediment Trap. M.I.T. / W.H.O.I. Masters Thesis. 1996. P. 1–88.
105. Bauh D., Erlenkeuser H., Winckler G. et al. Carbon isotopes and habitat of polar planktic foraminifera in the Okhotsk Sea: the 'carbonate ion effect' under natural conditions // *Marine Micropaleontology*. 2002. V. 45. P. 83–99.
106. Barrows T.T., Juggins S. Sea-surface temperatures around the Australian margin and Indian Ocean during the last glacial maximum // *Paleoceanography*. 2005. V. 22. PA 2215. <http://dx.doi.org/10.1029/2006PA001328>
107. Barbieri R., Hohenegger J., Pugliese N. Foraminifera and Environmental Micropaleontology // *Marine Micropaleontology*. 2006. V 61. P. 1–3.

108. Bé A. W. H. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera / Ed. A.T.S. Ramsey // *Oceanic micropaleontology*. New York: Academic Press. 1977. V. 1. P. 1–100.
109. Bé A. W. H., Hemleben C., Anderson O. R., Spindler M. Chamber formation in planktonic foraminifera // *Micropaleontology*. 1987. V. 25. P. 294–307
110. Bé, A. W. H., Morse J. W., Harrison, S. M. Progressive dissolution and ultrastructural breakdown in planktonic foraminifera. Special Publication 13, Cushman Foundation for Foraminiferal Research. 1975. P. 27–55.
111. Berger W.H. Planktonic Foraminifera: Differential production and expatriation off Baja California // *Limnol. Oceanogr.* 1970. V. 15. № 2. P. 183–204.
112. Berger W. H., Parker F.L. Diversity of planktonic foraminifera in deep-sea sediments // *Science*. 1970. V. 168. P. 1345 – 1347.
113. Bing H., Harper, D.A.T., Hammer, Ø. Introduction to Past: a comprehensive statistics software package for paleontological data analysis // *Acta Palaeontologica Sinica*. 2013. V. 52. P.161-181.
114. Bolli H.M., Saunders J.B. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera // *Plankton Stratigraphy*. Cambr. Univ. Press. 1985. P. 155–262.
115. Boltovskoy E. Ecology of planktonic foraminifera living in the surface layer of Drake Passage // *Micropaleontology*. 1973. V. 17. № 1. P. 53–68
116. Bradshaw J.S. Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific ocean // *Contrib. Cushman Found. Foramin. Research*. 1959 V. X, Part 2. P. 25–64.
117. Broerse A. T. C., Ziveri P., Honjo S. Coccolithophore (-CaCO₃) flux in the Sea of Okhotsk: seasonality, settling and alteration processes // *Mar. Micropaleontol.* 2000. V. 39. P. 179 – 200.
118. Brown S.J., Elderfield H. Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: evidence of shallow Mg-dependent dissolution // *Paleoceanography*. 1996. V.11 P. 543–551.

119. Cai, W.J., F.Z. Chen, E. N. Powell Preferential dissolution of carbonate shells driven by petroleum seep activity in the Gulf of Mexico // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 248. P. 227-243
120. Carstens J., Hebbeln D., Wefer G. Distribution of planktonic foraminifera at the ice margin in the Arctic (Fram Strait) // *Marine Micropaleontology*. 1997. V. 29. P. 257–269.
121. Cayre O., Lancelo Y., Vincent E. Paleoceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian Margin: Temperature, salinity, and Heinrich events// *Paleoceanography*. 1999. V.14. № 3. P. 384-396.
122. Crowley T.J., 1983. Calcium carbonate preservation patterns in the central North Atlantic during the last 150,000 years // *Mar. Geol.* V. 51. P.1-14.
123. Cruise Report: GREGORY. R/V Akademik M.A. Lavrentyev 27. German Russian expedition for geological/geophysical Okhotsk Sea research // *GEOMAR Report*. 1997. V. 60. 150 p.
124. Cruise Report: KOMEX I and II. R/V Professor Gagarinsky 22 and R/V Akademik M.A. Lavrentyev 28 // *GEOMAR Report*. 1999. V. 82. 188 p.
125. Cruise Report: KOMEX V and VI. R/V Professor Gagarinsky 26 and M/V Marshal Gelovany 1 // *GEOMAR Report*. 2000. V. 88. 296 p.
126. Cruise Report: MR06-04. Leg 1 and 2. Aug. 1- Sep. 29, 2006. Leg 1: Sekinehama – Kushiro. Leg 2: Kushiro – (Dutch Harbor, USA) – Sekinehama // *JAMSTEC Report*. 2006. 250 p.
127. Darling K. F., M. Kucera C. J. Pudsey et al. Molecular evidence links cryptic diversification in polar plankton to Quaternary climate dynamic// *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* V. 101. P. 7657–7662.
128. Darling, K. F., Kucera M., Kroon D., Wade C. M. A resolution for the coiling direction paradox in *Neogloboquadrina pachyderma*// *Paleoceanography*. 2006. V. 21. PA2011, doi:10.1029/2005PA001189.
129. Davies D.J., Powell E.N., Stanton R.J. Relative rates of shell dissolution and net sediment accumulation – a commentary – can shell beds form by the gradual accumulation of biogenic debris on the sea-floor // *Lethaia*. 1989. V. 22. P. 207–212.

130. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A. et al. Characteristics and ages of tephra layers in the central Okhotsk Sea over the last 350 kyr // *Deep-Sea Research I*. 2012. V. 61-64. P. 179-192.
131. Dittert N., Baumann K.-H., Bickert et al. Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification and paleoceanographic application. *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer. 1999. P. 255–284.
132. Eguchi N.O., Kawahata H., Taira A. Seasonal response of planktonic foraminifera to surface ocean condition: sediment trap results from the central North Pacific ocean // *J. Oceanography*. 1999. V. 55. P. 681–691.
133. Eggins, S., DeDeckker, P., & Marshall, A. T. Mg/Ca variation in planktonic foraminifera tests: Implications for reconstructing palaeo-seawater temperature and habitat migration. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003. V. 212. 291–306.
134. Eggins, S. M., Sadekov, A., & De Deckker, P. Modulation and daily banding of Mg/Ca in *Orbulina universa* tests by symbiont photosynthesis and respiration: A complication for seawater thermometry? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 225. P. 411–419.
135. Field D.B. Variability in vertical distributions of planktonic foraminifera in the California current: Relationships to vertical ocean structure // *Paleoceanography*. 2004. V. 19:PA2014, doi: 10.1029/2003PA000970
136. Freeland H.J., Bychkov A.S., Whetney F. et al. WOCE section P1W in the Sea of Okhotsk. 1. Oceanographic data description // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № C8. P.15613–15623.
137. Gorbarenko S.A. Stable isotope and lithologic evidence of Late-Glacial and Holocene oceanography of the northwestern Pacific and its marginal seas // *Quaternary Research*. 1996. V. 46. №. 3. P. 230-250.
138. Gorbarenko S.A., Nürnberg D., Derkachev A.N. et al. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // *Marine Geology*. 2002. V. 183. P. 107-129.

139. Gorbarenko S.A., Khusid T.A., Basov I.A. et al. Glacial Holocene environment of the southeastern Okhotsk Sea: evidence from geochemical and palaeontological data // *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 2004a. V. 177. P. 237-263.
140. Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D. et al. Late Pleistocene Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and peletonological evidence // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2004b. V. 209. P. 281–301.
141. Gorbarenko S.A., Goldberg E.L., Kashgarian M., Velivetskaya T.A., Zakharkov S.P., Pechnikov V.S., Bosin A.A., Psheneva O.Yu., Ivanova E.D. Millennium scale environment changes of the Okhotsk Sea during last 80 kyr and their phase relationship with global climate changes // *Journal of Oceanography*. 2007. V. 63. P. 609-623.
142. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I., Vasilenko Yu.P., Bosin A.A., Goldberg E.L. Orbital and millennium-scale environmental and sedimentological changes in the Okhotsk Sea during the last 350 // *Global and Planetary Change*. 2010a. V. 72. P. 79-85.
143. Gorbarenko S.A., Psheneva O.Yu., Artemova A.V., Matul' A.G., Tiedemann R., Nürnberg D. Paleoenvironment changes in the NW Okhotsk Sea for the last 18 kyr determined with micropaleontological, geochemical, and lithological data // *Deep-Sea Research I*. 2010b. V. 57. P. 797-811.
144. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I., Velivetskaya T.A., Vasilenko Yu.P., Bosin A.A., Derkachev A.N., Goldberg E.L., Ignatiev A.V. Responses of the Okhotsk Sea environment and sedimentology to global climate changes at the orbital and millennial scale during the last 350 kyr // *Deep-Sea Research II*. 2012. V. 61. P. 73-84.
145. Imbrie J., Kipp N. A new micropaleontologic method for quantitative paleoclimatology. Application to a Late Pleistocene Caribbean core // *The Late Cenozoic glacial ages*. Yale University. 1971. P. 71-182.

146. Itaki T., Khim B.K., Ikehara K. Last glacial-Holocene water structures in the southwestern Okhotsk Sea inferred from radiolarian assemblages // *Marine Micropaleontology*. 2008. V. 67. P. 191–215.
147. Itou M., Ono T., Oba T., Noriki S. Isotopic composition and morphology of living *Globorotalia scitula*: a new proxy of subintermediate ocean carbonate chemistry? // *Marine Micropaleontology*. 2001. V. 42. P. 18–210.
148. Harada N, Sato M., Seki O. Sea surface temperature changes in the Okhotsk Sea and adjacent North Pacific during the last glacial maximum and deglaciation // *Deep Sea Research*. V. 61. P. 93-105.
149. Harper, D. A. T. *Numerical Palaeobiology. Computer-Based Modelling and Analysis of Fossils and their Distributions*. New York. 1999. 468 p.
150. Hecht, A.D. et al. Experimental studies on the dissolution of planktonic foraminifera // *Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication*. 1975. P. 56–69.
151. Hendy I.L., Kennet J.P. Dansgaard-Oeschger cycles and the California Current system: Planktonic Foraminiferal response to rapid climate change in Santa Barbara Basin, Ocean Drilling Program Hole 893A // *Paleoceanography*. 2000. V. 15. № 1. P. 30-42.
152. Hemleben C., Spindler M., Anderson O.R. *Modern planktonic foraminifera*. New York: Springer, 1989. 363 p.
153. Hillaire-Marcel, C., De Vernal, A., Polyak, L., & Darby, D. Size-dependent isotopic composition of planktic foraminifers from Chukchi Sea vs. NW Atlantic sediments: Implications for the Holocene paleoceanography of the western Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V.23. P. 245–260.
154. Honjo S. 1997. The northwestern Pacific Ocean, a crucial ocean region to understand global change: rationale for new international collaborative investigations. In: Tsunogai, S. // *Biogeochemical Processes in the North Pacific*. Japanese Marine Science Foundation. P. 1–15.

155. Kandiano, E. S., & Bauch, H. A. Implications of planktic foraminiferal size fractions for the glacial-interglacial paleoceanography of the polar North Atlantic // *Journal of Foram. Res.* 2002 V. 32. P. 245–251.
156. Kawahata H., Oshima H., Shimada C., Oba T. Terrestrial - oceanic environmental change in the southern Okhotsk Sea during the Holocene // *Quaternary International.* 2003. V.108. P. 67-76.
157. Khim B.K., Sakamoto T., Harada N. Reconstruction of surface water conditions in the central region of the Okhotsk Sea during the last 180 kyrs // *Deep Sea Research II.* V.61, № 1. P 63-72. 2012 doi:10.1016/j.dsr2.2011.05.014
158. Keigwin L. D. Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific Ocean // *Paleoceanography.* 1998. V. 13. P. 323–339.
159. Kincaid E., Thunell R. C., Le J. et al. Planktonic foraminiferal fluxes in the Santa Barbara Basin: response to seasonal and interannual hydrographic changes // *Deep-Sea Res. II.* 2000. V. 47. P. 1157–1176.
160. Kitani K. An oceanographic study of the Okhotsk Sea. Particularly in regard to cold waters // *Bulletin of the Far Seas Fisheries Research Laboratory.* 1973. № 9. P. 45-77.
161. Kohfeld K. E., Fairbanks R.G. *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar oceans: Evidence from Northeast Water Polynya plankton tows, sediment traps, and surface sediments // *Paleoceanography.* 1996. V. 11, № 6. P. 679-699.
162. Kucera M., Weinelt M., Kiefer et al. Reconstruction of sea-surface temperatures from assemblages of planktonic foraminifera: Multi-technique approach based on geographically constrained calibration datasets and its application to glacial Atlantic and Pacific Oceans // *Quaternary Science Reviews.* 2005. V.24. P. 951–998.
163. Kurihara K. Planktonic Foraminifera of piston cores from the Kuril Basin, the Sea of Okhotsk // *St. Paul's Rev. Science.* 1982. V. 4, №3. P. 65–77.
164. Kuroyanagi A., Kawahata H., Nishi H. et al. Seasonal changes in planktonic foraminifera in the northwestern North Pacific Ocean: sediment trap experiments

- from subarctic and subtropical gyres // *Deep-Sea Research II*. 2002. V. 49. P. 5627–5645.
165. Kuroyanagi, A., Kawahata H. Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan, *Mar. Micropaleontol.* 2004. V. 53. P. 173–196. doi:10.1016/j.marmicro.2004.06.001.
166. Kuroyanagi, A. Spatial and seasonal distribution of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* in the northwestern North Pacific and reconstruction of paleoceanography off Shimokita // *Fossils*. 2006. V. 80. P. 21–32.
167. Kuroyanagi A., Kawahata H., Nishi H. Seasonal variation in the oxygen isotopic composition of different sized planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral) in the northwestern North Pacific and implications for reconstruction of the paleoenvironment // *Paleoceanography*. 2011. V. 26. PA4215. doi:10.1029/2011PA002153
168. Kutzbach J.E., Guetter P.J., Behling P.J., Selin R. Simulated climatic changes: results of the COHMAP climate-model experiments // *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. Minneapolis: University of Minnesota Press. 1993. P. 24-93.
169. Lambeck K., Chappell J. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*. 2001. V. 292. P. 679–686.
170. Le J., Shackleton N. J. Carbonate dissolution fluctuations in the western Equatorial Pacific during the late Quaternary. *Paleoceanography*. 1992. V. 7. P. 21–42.
171. Lipps J.H., Warme J.E. Planktonic foraminiferal biofacies in the Okhotsk sea // *Contrib. Cushman Found. Foram. Res.* 1966. V.17. Pt.4. P.125–134.
172. Loeblich A.R., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. V. 1, 2. Los Angeles: Van Nostraand Comp. 1987. 970 p.
173. Metzler C.V., Wenkam C.R., Berger W.H. Dissolution of foraminifera in the Eastern Equatorial Pacific: an in situ experiment. *Journal of Foraminiferal Research*. 1982. V. 12. №4. P. 362-368.

174. Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and the orbital theory of the ice age: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // *Quaternary Research*. 1987. Vol. 27. P. 1-29.
175. Nakatsuka T., Toda M., Kawamura K., Wakatsuchi M. (2004). Dissolved and particulate organic carbon in the Sea of Okhotsk: Transport from continental shelf to ocean interior // *Journal of Geophysical Research*. 2004. V. 109. doi: 10.1029/2003JC001909. issn: 0148-0227.
176. Narita H., Sato M., Tsunogai S. et al. Biogenic opal indicating less productive northwestern North Pacific during the glacial ages, *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29(15). P. 17-32 doi:10.1029/ 2001GL014320.
177. Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA4011. doi:10.1029/2004PA001023.
178. Okazaki Y., Takahashi K., Yoshitani H. et al. Radiolarians under the seasonally sea-ice covered conditions in the Sea of Okhotsk: flux and their implications for paleoceanography // *Marine Micropaleontology*. 2003. V. 49. P. 195-230.
179. Okazaki Y., Takahashi K., Katsuki K. et al. Late Quaternary paleoceanographic changes in the southwestern Okhotsk Sea: evidence from geochemical, radiolarian, and diatom records // *Deep-Sea Res. II*. 2005. V. 52. P. 2332-2350.
180. Ortiz J.D., Mix A.C., Collier R. W. Environmental control of living symbiotic and asymbiotic foraminifera of California Current // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. №6. P. 987–1009.
181. Peeters F. J. C., Brummer G.-J. A. The seasonal distribution of living planktic foraminifera in the NW Arabian Sea. In *The tectonic and climatic evolution of the Arabian Sea region* // The Geological Society London. 2002. V. 195. P. 463-497.
182. Reynolds L., Thunell R.C. Seasonal succession of Planktonic Foraminifera in the Subpolar North Pacific // *J. Foram. Res.* 1985. V. 15. P. 282–301.

183. Peterson L.C, Prell W.L. Carbonate preservation and rates of climatic change: an 800 kyr record from the Indian Ocean // *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂ : Natural Variations Archean to Present*. 1985. V.32. P.251-269.
184. Pflaumann U., Duprat J., Pujol C., Labeyrie L. SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments // *Paleoceanography*. 1996. V. 11. P. 15–35.
185. Prell W.L. The stability of low-latitude sea-surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies. Washington, Department of Energy. 1985. 60 p.
186. Proxies in Late Cenozoic paleoceanography. Dev. In Mar. Geol. Ser. Edited by C. Hillaire Marcel and A. de Vernal. Elsevier, Amsterdam. 2009. V. 1. P. 213–262. doi:10.1016/S1572-5480(07)01011-1.
187. Pushkar V.S., Cherepanova M.V. Beringia: Impact on paleoclimates of northeast Asia and North Pacific during Last Pleistocene glaciation // *Quaternary International*. 2011. V. 237. P. 32-38.
188. Sakamoto T., Ikehara M., Aoki K., Iijima K., Kimura N., Nakatsuka T., Wakatsuchi M. Ice-rafted debris (IRD)-based sea-ice expansion events during the past 100 kyrs in the Okhotsk Sea // *Deep Sea Research II*. 2005. V. 52. P. 2275-2301.
189. Sakamoto T., Ikehara M., Aoki K., Kimura N., Iijima K., Nakatsuka T., Wakatsuchi M. Millennium scale sudden and abrupt sea-ice expansion events in the Sea of Okhotsk based on analysis of ice-rafted debris (IRD) in marine sediment cores // *Global and Planetary Change*. 2006. V. 53. P. 58-77.
190. Sautter L.R. Thunell R.C. Seasonal succession of Planktonic Foraminifera: results from a four-year time-series sediment trap experiment in the Northeast Pacific // *J. Foram. Res.* 1989. V.19. №4. P. 253–267.
191. Schmuker B. The influence of shelf vicinity on the distribution of planktic foraminifera south of Puerto Rico // *Marine Geology*. 2000. V. 166. P. 125–143.
192. Shiga K., Koizumi I. Latest Quaternary oceanographic changes in the Okhotsk Sea based on diatom records // *Mar. Micropaleontol.* 2000. N 38. P. 91-117.

193. Shimada C., Ikehara K., Tanimura Y., Hasegawa S. Millennial-scale variability of Holocene hydrography in the southwestern Okhotsk Sea: diatom evidence // *Holocene*. 2004. V.14. P. 641–650.
194. Simstich J., Sarnthein M., Erlenkeuser H. Paired $\delta^{18}\text{O}$ signals of *Neogloboquadrina pachyderma* (s) and *Turborotalita quinqueloba* show thermal stratification structure in Nordic Seas // *Marine Micropaleontology*. 2003. V.48. P. 107–125.
195. Seki O., Ikehara M., Kawamura K. et al. Reconstruction of paleoproductivity in the Sea of Okhotsk over the last 30 kyr // *Paleoceanography*. 2004. V. 19: PA1016, doi:10.1029/2002PA000808.
196. Seki O., Kawamura K., Sakamoto T et al. Decreaser surface salinity in the Sea of Okhotsk during the last glacial period estimated from alkenons // *Geophysical Research Lett.* 2005. V. 32. doi: 10.1029/2004GL022177.
197. Seki O., Sakamoto T., Sakai S. et al. Large changes in seasonal sea ice distribution and productivity in the Sea of Okhotsk during the deglaciations // *Geochem.Geophys. Geosyst.* 2009. V. 10. Q10007. doi:10.1029/2009GC002613.
198. Takahashi, K., 1998. The Bering and Okhotsk Seas: modern and past paleoceanographic changes and gateway impact. *Journal of Asian Earth Sciences* V.16. P. 49–58.
199. Talley L.D. An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific // *Deep-Sea Res.* 1991.V.38. Suppl.1. P. 171–190.
200. Tappa, E., R. Thunell, Late Pleistocene glacial/interglacial changes in planktonic foraminifera biofacies and carbonate dissolution patterns in the Vema Channel // *Mar. Geol.* 1984. V. 58. P.101–122
201. Thompson P.R. Planktonic foraminifera in the western north Pacific during the past 150000 years: comparison of modern and fossil assemblages // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1981. V. 35. P. 241–279.
202. Thunell, R. C. Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments. *Geology*, 4, 525–528. Thunell R.C., Honjo S. Seasonal and interannual

- changes in planktonic foraminiferal production in the North Pacific // *Nature*. 1987. V. 328. P. 335–337.
203. Uda M. Oceanography of the subarctic Pacific Ocean // *J. Fisheries Res. Board Canada*. 1963. V. 20. №1. P.119–179.
204. Volkman R. Planktonic foraminifers in the outer Laptev Sea and the Fram Strait – modern distribution and ecology // *J. Foram. Res.* 2000. V. 30. № 3. P. 157–176.
205. Waelbroeck C., Labeyrie L., Duplessy J. et al. Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas // *Paleoceanography*. 1998. V. 13: doi: 10.1029/98PA00071. issn: 0883-8305.
206. Waelbroeck C. Mulitza S., Spero H. et al. A global compilation of late Holocene planktonic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$: relationship between surface water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ // *Quat. Science Rev.* 2005. V 24. P. 295-305.
207. Walker S.E. Below the sediment–water-interface: a new frontier in taphonomic research // *Palaios*. 2001. V. 16. P. 113–114.
208. WEPAMA Cruise MD 122 – IMAGES VII: Leg 1, Port Hedland (Australia), 01-05-2001 to Keelung (Taiwan), 26-05-2001; Leg 2, Keelung (Taiwan), 27-05-2001 to Kochi (Japan), 18-06-2001: on board RV «Marion Dufresne» from 30/04/2001 to 18/06/2001 // *Publications de l'Institut français pour la recherche et la technologie polaires. Les Rapports des campagnes la mer*. 2002. 453 p.
209. Williams D. F., Moore W. S., Fillon R. H. Role of glacial Arctic Ocean ice sheets in Pleistocene oxygen isotope and sea level records // *Earth and Planetary Science Letters*. 1981. V. 56. P. 157-166.
210. Wong C.S., Matear R.J., Freeland H.J., et al. WOCE line P1W in the Sea of Okhotsk. 2. CFCs and the formation rate of intermediate water // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № C8. P. 15625–15642.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Каталог изученных поверхностных станций Охотского моря

номер станции	широта	долгота	глубина отбора, м	Литологическое описание поверхностных осадков
42-ой рейс НИС "Академик М.А. Лаврентьев", по профилю "Магадан-Южные Курилы", 2007				
19	57,22	149,61	225	Слабокремнистые илы, мелкоалеврито-пелитовая основа с обломочной крупноалеврит-псаммитовой (песчаной) примесью
20	57,10	149,54	164	
21	57,03	149,51	168	
23	56,71	149,50	177	
24	56,48	149,50	187	
26к	56,28	149,50	209	
29	56,04	149,50	256	
30	55,93	149,50	265	
31	55,83	149,50	277	крупноалеврит-псаммитовая основа с мелкоалеврит- пелитовой примесью
33	55,44	149,50	328	Слабокремнистые мелкоалеврито-пелитовые илы
34	55,38	149,50	349	
35	55,28	149,50	379	
35а	55,28	149,50	379	
40	54,73	149,50	497	крупноалеврит-псаммитовая основа с мелкоалеврит- пелитовой примесью
42	54,57	149,50	587	
42К	54,57	149,50	587	Кремнистые, мелкоалеврито-пелитовые илы
43	54,48	149,50	650	
46	54,42	149,50	710	
47	54,38	149,50	750	
48	54,29	149,50	840	
49	54,25	149,50	874	
51	54,12	149,50	842	
54	53,92	149,50	887	
56	53,74	149,50	971	
57	53,60	149,50	1132	
58	53,28	149,50	1142	
60	52,94	149,50	1266	
61	52,90	149,50	1207	
64	52,67	149,50	1148	
65	52,59	149,50	1166	
66	52,55	149,50	1116	
72	51,86	149,50	993	
73	51,61	149,50	1090	

Продолжение таблицы

74	51,56	149,50	1117	Кремнистые, мелкоалеврито-пелитовые илы
75	51,50	149,50	1156	
76	51,38	149,50	1211	
78	51,16	149,50	1350	
79	51,08	149,50	1326	
82	50,74	149,50	1191	
83	50,64	149,50	1197	
85	50,47	149,50	1259	
86a	50,40	149,50	1055	
86в	50,40	149,50	1055	
89	50,17	149,50	1123	
92	50,03	149,50	1202	
93	49,92	149,50	1108	
94	49,80	149,50	1129	
95a	49,76	149,50	1090	
96	49,66	149,50	1018	
100	49,22	149,50	1118	
103	49,09	149,50	1267	
109a	48,44	149,50	1647	
112	48,13	149,50	2490	
115	47,88	149,50	3357	
118	47,71	149,50	3366	
120	47,49	149,50	3364	
124	47,05	149,50	3363	
126	46,87	149,50	3362	
136	45,94	149,50	1645	
141	45,19	149,50	458	
143	45,05	159,50	603	
147	44,74	149,50	1920	
150	44,44	149,50	4443	
154	44,43	149,50	-	
157	44,30	149,50	-	

Продолжение таблицы

55-ый рейс НИС "Академик М.А. Лаврентьев", 2011				
55-4-3	43,41	147,62	2909	пески
55-9-1	49,52	153,45	1935	Слабокремнистые мелкоалеврито-пелитовые илы
55-11-2	51,33	152,65	932	
55-13-2	53,61	152,72	624	
55-15-2	55,86	153,56	729	пески
55-17-2	56,31	146,84	304	алевриты
55-19-2	53,96	146,24	1590	кремнистые пелитовые осадки
55-24-2	52,81	146,54	1440	кремнистые пелитовые осадки
55-31-2	52,00	145,06	973	Слабокремнистые мелкоалеврито-пелитовые илы
55-33-2	52,00	145,46	1216	
55-35-2	48,53	146,02	1176	
55-41-2	48,16	147,14	1639	кремнистые пелитовые осадки
55-42-2	46,95	147,20	3354	кремнистые пелитовые осадки
55-45-2	47,31	145,17	2426	пески
55-48-2	45,55	144,33	767	кремнистые пелитовые осадки

Таблица Б1. Значения фораминиферового числа и процентного содержания видов в поверхностных пробах Охотского моря

Номер станции	F (экз/г сухого осадка)	<i>Neogloboquadrina pachyderma sin.</i>	<i>N. pachyderma dex.</i>	<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Turborotalita quinqueloba</i>	<i>Globigerinita glutinata</i>	<i>G. uvula</i>	<i>Globorotalia. scitula</i>
19	33,00	90,65	0,00	9,35	0,00	0,00	0,00	0,00
20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
21	24,91	82,76	0,00	17,24	0,00	0,00	0,00	0,00
23	0,63	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
24	2,28	80,00	0,00	20,00	0,00	0,00	0,00	0,00
26к	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
30	0,52	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
31	0,26	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
33	12,91	58,97	5,13	30,77	5,13	0,00	0,00	0,00
34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
35a	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
42K	0,36	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00
43	1,05	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
46	0,13	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00
47	0,19	0,00	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00
48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
49	1,25	50,00	12,50	37,50	0,00	0,00	0,00	0,00
51	0,31	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
54	0,72	66,67	0,00	33,33	0,00	0,00	0,00	0,00
56	41,92	81,93	9,64	8,43	0,00	0,00	0,00	0,00
57	90,67	58,82	5,88	35,29	0,00	0,00	0,00	0,00
58	80,93	38,46	0,00	61,54	0,00	0,00	0,00	0,00
60	7,37	56,35	1,05	37,01	4,42	0,55	0,27	0,35
61	277,69	76,19	2,38	21,43	0,00	0,00	0,00	0,00
64	32,34	81,48	0,00	11,11	0,00	7,41	0,00	0,00
65	26,58	90,48	4,76	4,76	0,00	0,00	0,00	0,00
66	255,29	36,36	1,60	55,61	6,42	0,00	0,00	0,00
74	152,47	58,82	1,47	33,82	2,94	1,47	0,00	1,47
72	146,35	82,30	3,83	13,88	0,00	0,00	0,00	0,00
73	340,07	53,39	2,54	38,14	4,24	1,69	0,00	0,00
75	102,30	67,65	7,35	25,00	0,00	0,00	0,00	0,00
76	371,02	70,64	2,65	24,72	1,32	0,00	0,00	0,66
78	12,39	60,61	10,61	21,21	4,55	1,52	0,00	1,52

Продолжение таблицы Б1

79	284,54	45,71	3,81	42,86	4,76	1,90	0,00	0,95
82	478,37	65,37	1,95	28,02	2,33	1,56	0,00	0,78
83	104,76	65,93	0,00	32,97	1,10	0,00	0,00	0,00
85	275,19	72,84	1,28	20,45	3,83	0,96	0,00	0,64
86a	433,82	69,87	2,62	25,33	0,87	0,00	0,00	1,31
86в	910,00	73,39	2,20	20,64	2,68	0,81	0,00	0,29
89	779,27	71,91	2,25	21,35	4,49	0,00	0,00	0,00
92	408,16	76,64	5,61	14,95	1,87	0,00	0,00	0,93
93	232,03	67,24	5,39	26,72	0,43	0,22	0,00	0,00
94	499,45	74,81	6,23	12,47	6,23	0,00	0,26	0,00
95a	362,62	47,06	0,00	51,76	1,18	0,00	0,00	0,00
96	99,34	75,91	0,00	17,52	5,84	0,00	0,00	0,73
100	47,00	84,09	4,55	11,36	0,00	0,00	0,00	0,00
103	946,06	50,54	5,42	42,60	1,26	0,09	0,09	0,00
109a	1200,00	90,29	0,53	9,03	0,15	0,00	0,00	0,00
112	1635,35	70,18	0,82	29,01	0,00	0,00	0,00	0,00
115	574,41	95,25	1,13	3,54	0,07	0,00	0,00	0,00
118	1046,60	69,95	2,54	27,48	0,02	0,00	0,00	0,02
120	84,04	58,33	4,17	37,50	0,00	0,00	0,00	0,00
124	3538,00	62,02	7,43	23,83	5,50	0,92	0,20	0,10
126	369,95	65,90	0,00	33,53	0,43	0,14	0,00	0,00
136	1130,50	71,86	0,15	23,95	2,40	1,20	0,30	0,15
141	233,79	85,51	0,95	13,30	0,24	0,00	0,00	0,00
143	182,01	65,85	0,00	29,27	4,88	0,00	0,00	0,00
147	163,99	50,34	3,60	34,16	10,79	0,90	0,22	0,00
150	0,35	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
154	60,67	74,07	22,22	2,47	0,62	0,00	0,62	0,00
157	2,86	87,50	12,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
55-9-1	1,19	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
55-11-2	131,30	71,38	0,00	28,55	0,07	0,00	0,00	0,00
55-13-2	2,31	92,31	7,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
55-15-2	0,40	88,89	11,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
55-17-2	0,03	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
55-19-2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
55-24-2	1,84	93,02	2,33	4,65	0,00	0,00	0,00	0,00
55-31-2	1,54	76,92	0,00	23,08	0,00	0,00	0,00	0,00
55-33-2	77,05	87,54	0,15	9,73	2,43	0,00	0,00	0,15
55-35-2	107,49	89,16	1,24	7,43	1,24	0,31	0,31	0,31
55-41-2	10,47	79,37	0,40	19,84	0,40	0,00	0,00	0,00
55-42-2	0,09	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
55-45-2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
55-48-2	3,64	82,93	0,00	14,63	2,44	0,00	0,00	0,00

Таблица Б2. Значения фораминиферового числа и процентного содержания видов в колонке 936

Глубина, см	F (экз/г сухого осадка)	<i>Neogloboquadri</i> на <i>pachyderma</i> sin.	<i>N. pachyderma</i> dex.	<i>Globigerina</i> <i>bulloides</i>	<i>Turborotalita</i> <i>quinquiloba</i>	<i>Globigerinita</i> <i>glutinata</i>	<i>G. uvula</i>	<i>Globorotalia.</i> <i>scitula</i>
0	86,96	64,34	0,96	16,39	14,46	1,93	0,96	0,84
5	73,52	70,65	2,99	17,94	6,73	0,37	0,37	0,65
10	33,09	74,64	2,86	15,71	5,71	0,00	0,36	0,40
15	44,45	89,83	3,70	3,70	2,22	0,00	0,00	0,45
20	54,71	78,46	0,00	18,46	1,03	0,00	0,00	0,94
35	131,62	58,17	0,68	36,58	2,71	0,51	0,00	0,88
45	61,63	82,21	0,16	10,42	3,85	1,92	0,32	0,55
55	209,94	56,96	1,64	27,26	11,69	1,46	0,44	0,40
65	77,28	72,41	1,83	21,30	3,65	0,81	0,00	0,00
75	91,84	81,05	3,92	13,73	0,61	0,49	0,18	0,00
85	150,79	88,88	2,44	7,31	1,22	0,15	0,00	0,00
95	55,09	74,89	6,99	15,72	1,75	0,11	0,00	0,44
105	64,74	82,35	0,00	16,29	0,54	0,09	0,00	0,43
115	194,37	83,71	0,81	14,64	0,81	0,03	0,00	0,00
125	1277,46	69,92	0,93	27,63	1,35	0,17	0,00	0,00
135	2748,68	54,60	0,63	43,19	1,25	0,33	0,00	0,00
145	275,78	73,09	1,37	23,24	1,79	0,51	0,00	0,00
150	872,47	69,97	0,45	27,72	0,96	0,89	0,00	0,00
165	11,05	72,22	0,00	27,78	0,00	0,00	0,00	0,00
170	2,46	74,71	2,30	22,99	0,00	0,00	0,00	0,00
185	6,65	81,09	0,19	18,71	0,00	0,00	0,00	0,00
195	21,73	80,14	1,81	16,25	1,81	0,00	0,00	0,00
200	47,41	76,78	4,80	16,02	1,60	0,00	0,00	0,35
210	9,19	69,81	0,00	30,19	0,00	0,00	0,00	0,00
230	36,38	89,15	2,71	8,14	0,00	0,00	0,00	0,00
235	108,04	89,92	5,04	5,04	0,00	0,00	0,00	0,00
240	35,15	88,72	0,00	11,28	0,00	0,00	0,00	0,00
245	6,22	92,96	0,00	5,63	1,41	0,00	0,00	0,00
255	16,61	79,24	2,77	16,61	1,38	0,00	0,00	0,00
260	17,27	83,94	0,00	16,06	0,00	0,00	0,00	0,00
280	13,17	84,95	0,00	15,05	0,00	0,00	0,00	0,00
285	1,62	94,52	0,00	5,48	0,00	0,00	0,00	0,00
300	0,16	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
305	7,86	75,16	5,23	18,30	0,65	0,65	0,00	0,00
315	3,38	81,67	1,67	16,67	0,00	0,00	0,00	0,00
320	23,48	74,34	1,51	24,15	0,00	0,00	0,00	0,00
335	39,97	77,28	1,62	21,10	0,00	0,00	0,00	0,00
345	8,28	66,93	0,00	31,50	1,57	0,00	0,00	0,00
355	12,40	87,74	3,07	9,20	0,00	0,00	0,00	0,00

Продолжение таблицы Б2

365	13,54	80,14	5,67	14,18	0,00	0,00	0,00	0,00
370	0,99	79,49	5,13	12,82	2,56	0,00	0,00	0,00
380	4,15	85,88	0,00	14,12	0,00	0,00	0,00	0,00
395	22,42	60,15	9,20	24,52	4,60	0,00	0,00	0,88
400	22,50	43,31	16,80	37,80	0,52	0,00	0,00	0,97
410	46,11	58,50	3,86	36,67	0,48	0,00	0,00	0,32
420	53,70	53,45	5,66	39,65	0,94	0,29	0,00	0,00
430	3,44	93,88	0,00	5,44	0,68	0,00	0,00	0,00
440	19,88	81,35	1,86	11,19	5,59	0,00	0,00	0,00
450	14,19	74,52	0,00	25,48	0,00	0,00	0,00	0,00
460	3,42	56,10	0,00	43,90	0,00	0,00	0,00	0,00
470	0,38	84,62	7,69	7,69	0,00	0,00	0,00	0,00
480	0,93	86,96	0,00	13,04	0,00	0,00	0,00	0,00
490	16,30	80,21	3,30	16,49	0,00	0,00	0,00	0,00
500	7,80	58,70	3,24	32,39	4,86	0,00	0,00	0,75
510	8,16	71,25	5,00	20,00	2,50	0,00	0,00	0,57
520	15,99	80,42	6,74	11,79	0,21	0,00	0,00	0,38
535	1,26	80,85	2,13	17,02	0,00	0,00	0,00	0,00
540	21,16	80,76	10,19	6,11	2,04	0,00	0,00	0,55
550	9,79	70,53	0,00	29,47	0,00	0,00	0,00	0,00
560	1,77	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
570	0,89	74,19	3,23	19,35	3,23	0,00	0,00	0,00
580	0,95	74,19	0,00	12,90	6,45	0,00	0,00	5,26
590	0,90	86,67	3,33	10,00	0,00	0,00	0,00	0,00
600	1,64	93,94	0,00	6,06	0,00	0,00	0,00	0,00
610	6,62	79,34	0,00	19,83	0,00	0,00	0,00	0,56
620	11,17	61,52	0,00	33,71	4,49	0,00	0,00	0,21
630	16,43	88,15	1,48	10,37	0,00	0,00	0,00	0,00
638	12,72	60,78	0,00	37,93	1,29	0,00	0,00	0,00
650	26,03	62,63	4,15	33,22	0,00	0,00	0,00	0,00
660	1,11	85,48	0,00	14,52	0,00	0,00	0,00	0,00
670	0,40	84,62	0,00	15,38	0,00	0,00	0,00	0,00
680	2,46	74,65	5,63	19,72	0,00	0,00	0,00	0,00
690	0,31	76,92	0,00	23,08	0,00	0,00	0,00	0,00
697	1,36	72,00	0,00	28,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Таблица Б3. Значения фораминиферового числа и процентного содержания видов в колонке 40-06

Глубина, см	F (экз/г сухого осадка)	<i>Neogloboquadrina pachyderma sin.</i>	<i>N. pachyderma dex.</i>	<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Turbototalita quinquiloba</i>	<i>Globigerinita glutinata</i>	<i>G. uvula</i>	<i>Globorotalia. scitula</i>
0	52,50	71,43	0,00	23,81	4,76	0,00	0,00	0,00
30	323,23	68,33	0,00	30,00	0,00	1,67	0,00	0,00
40	289,84	89,22	2,62	4,22	2,62	1,31	0,00	0,00
50	1430,50	73,96	1,04	21,88	2,08	1,04	0,00	0,00
60	12,09	54,70	0,00	37,61	6,84	0,00	0,00	0,00
70	2,18	57,14	4,76	38,10	0,00	0,00	0,00	0,00
80	4,34	45,16	3,23	45,16	3,23	0,00	0,00	0,00
90	1,09	59,09	4,55	36,36	0,00	0,00	0,00	0,00
100	0,06	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
110	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
120	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
130	0,74	61,54	0,00	38,46	0,00	0,00	0,00	0,00
140	1,04	50,00	0,00	50,00	0,00	0,00	0,00	0,00
150	2,37	57,14	7,14	35,71	0,00	0,00	0,00	0,00
160	4,61	56,00	0,00	32,00	4,00	4,00	0,00	0,00
170	1,83	77,78	0,00	22,22	0,00	0,00	0,00	0,00
180	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
190	1,09	66,67	0,00	33,33	0,00	0,00	0,00	0,00
200	3,13	69,23	0,00	30,77	0,00	0,00	0,00	0,00
210	0,50	57,14	0,00	42,86	0,00	0,00	0,00	0,00
220	1,06	29,41	0,00	70,59	0,00	0,00	0,00	0,00
230	1,65	68,18	4,55	27,27	0,00	0,00	0,00	0,00
240	5,64	65,22	0,00	34,78	0,00	0,00	0,00	0,00
250	606,64	40,00	6,67	43,33	10,00	1,00	0,00	0,00
260	23,50	37,25	3,92	41,18	11,76	3,92	0,00	0,00
270	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
280	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
290	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
300	4,69	54,55	9,09	31,82	0,00	0,00	0,00	0,00
310	9,60	44,83	0,00	44,83	10,34	0,00	0,00	0,00
320	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
330	16,97	72,00	4,00	24,00	0,00	0,00	0,00	0,00
340	6,14	92,31	3,85	3,85	0,00	0,00	0,00	0,00
350	13,79	70,00	0,00	30,00	0,00	0,00	0,00	0,00
360	20,15	60,00	8,00	32,00	0,00	0,00	0,00	0,00
370	20,77	38,46	7,69	53,85	0,00	0,00	0,00	0,00
380	2,39	72,73	4,55	22,73	0,00	0,00	0,00	0,00
390	0,67	40,00	10,00	40,00	10,00	0,00	0,00	0,00

Таблица Б5. Значения фораминиферового числа и процентного содержания видов в колонке 40-20

Глубина, см	F (экз/г сухого осадка)	Neogloboquadrina pachyderma sin.	N. pachyderma dex.	Globigerina bulloides	Turborotalita quinqueloba	Globigerinita glutinata	G. uvula	Globorotalia. scitula
0	34	46,97	3,03	37,88	6,06	6,06	0	0
10	56	53,85	1,54	32,31	9,23	3,08	0	0
20	70	61,29	1,61	25,8	8,06	3,23	0	0
30	3	61,11	0	38,89	0	0	0	0
40	357	28,36	4,48	56,72	7,46	2,99	0	0
50	37	27,45	3,92	58,82	3,92	5,88	0	1,96
60	22	54,55	1,82	27,28	10,91	5,45	0	0
70	80	64,71	1,47	32,35	1,47	0	2,94	0
80	5	71,43	0	28,57	0	0	0	0
90	2	72,73	0	27,27	0	0	0	0
100	2	100	0	0	0	0	0	0
110	1	70	0	30	0	0	0	0
120	1	80	0	20	0	0	0	0
130	5	44,44	0	44,44	11,11	0	0	0
140	10	37,84	0	40,54	16,22	5,41	0	5,41
150	60	40	0	48	8	4	0	2
160	18	62,5	0	37,5	0	0	0	0
170	4	72,73	0	18,18	9,09	0	0	0
180	1	100	0	0	0	0	0	0
190	2	62,5	0	37,5	0	0	0	0
200	3	37,5	0	62,5	0	0	0	0
210	1	75	0	25	0	0	0	0
220	2	83,33	0	16,67	0	0	0	0
230	12	59,46	5,41	24,33	8,11	2,7	0	0
240	25	46,34	0	46,34	7,32	0	0	0
250	4	33,33	0	41,67	8,33	16,67	0	0
260	0	0	0	0	0	0	0	0
270	3	33,33	0	66,66	0	0	0	0
280	7	71,43	0	28,57	0	0	0	0
290	2	72,73	0	27,27	0	0	9,09	0
300	346	75	0	17,19	7,81	0	0	0
310	185	74,14	0	17,24	8,62	0	0	0
320	2	26,67	0	66,67	0	6,67	0	0
330	1	0	0	100	0	0	0	0
340	126	73	1	22	4	0	0	0
350	176	74,77	1,87	20,56	2,8	0	0	0
360	54	78,69	3,28	13,12	4,92	0	0	0
370	94	70,73	1,22	19,52	4,88	3,66	1,22	0
380	64	65,38	1,92	21,15	7,69	3,85	3,85	0
390	20	75	0	21,88	3,13	0	0	0
400	64	66,07	1,79	17,85	8,93	5,36	0	0

Таблица В1. Индексы разнообразия для поверхностных проб

Номер станции	Количество таксонов	Количество экземпляров раковин	Индекс Симпсона (с)	Индекс Шеннона(H)	Индекс выровненности Пиелу(e)
19	2	107	0,83	0,31	0,68
21	2	58	0,71	0,46	0,79
23	1	3	1,00	0,00	1,00
24	2	10	0,68	0,50	0,82
30	1	2	1,00	0,00	1,00
31	1	1	1,00	0,00	1,00
33	4	39	0,45	0,98	0,67
42К	1	1	1,00	0,00	1,00
43	1	3	1,00	0,00	1,00
46	1	1	1,00	0,00	1,00
47	1	1	1,00	0,00	1,00
49	3	8	0,41	0,97	0,88
51	1	1	1,00	0,00	1,00
54	2	3	0,56	0,64	0,94
56	3	83	0,69	0,60	0,61
57	3	136	0,47	0,85	0,78
58	2	208	0,53	0,67	0,97
60	3	16	0,46	0,86	0,79
61	3	672	0,63	0,63	0,62
64	3	54	0,68	0,60	0,61
65	3	21	0,82	0,38	0,49
66	4	748	0,45	0,94	0,64
74	6	272	0,46	0,97	0,44
72	3	209	0,70	0,56	0,58
73	5	944	0,43	1,00	0,54
75	3	136	0,53	0,80	0,74
76	5	906	0,56	0,78	0,44
78	6	66	0,43	1,14	0,52
79	6	420	0,40	1,11	0,51
82	6	1028	0,51	0,90	0,41
83	3	182	0,54	0,69	0,66
85	6	626	0,57	0,81	0,38
86a	5	916	0,55	0,79	0,44
86в	6	4186	0,58	0,79	0,37
89	4	1424	0,57	0,79	0,55
92	5	856	0,61	0,77	0,43
93	5	464	0,53	0,81	0,45
94	5	770	0,58	0,84	0,46
95a	3	680	0,49	0,75	0,70
96	4	411	0,61	0,72	0,51
100	3	88	0,72	0,53	0,57
103	6	2216	0,44	0,93	0,42
109a	4	5316	0,82	0,35	0,35
112	3	6840	0,58	0,65	0,64
115	4	1411	0,91	0,22	0,31

Продолжение таблицы В1.

118	5	5124	0,57	0,70	0,40
120	3	384	0,48	0,81	0,75
124	7	7856	0,45	1,05	0,41
126	4	692	0,55	0,67	0,49
136	7	2672	0,57	0,76	0,31
141	4	842	0,75	0,46	0,40
143	3	328	0,52	0,78	0,73
147	6	445	0,38	1,13	0,52
150	1	1	1,00	0,00	1,00
154	5	162	0,60	0,71	0,41
157	2	8	0,78	0,38	0,73
55-9-1	1	16	1	0	1
55-11-2	3	1401	0,591	0,6037	0,6096
55-13-2	2	26	0,858	0,2712	0,6558
55-15-2	2	9	0,8025	0,3488	0,7087
55-17-2	1	1	1	0	1
55-24-2	3	43	0,868	0,2974	0,4488
55-31-2	2	26	0,645	0,5402	0,8582
55-33-2	5	1316	0,7763	0,4533	0,3147
55-35-2	7	1292	0,8009	0,4578	0,2258
55-41-2	4	252	0,6693	0,5482	0,4325
55-42-2	1	1	1	0	1
55-48-2	3	82	0,7097	0,5271	0,5647

Таблица В2. Индексы разнообразия для колонки 936

Глубина, см	Количество таксонов	Количество экземпляров раковин	Индекс Симпсона (с)	Индекс Шеннона (H)	Индекс выровненности Пиелу (e)
0-2	7	830	0,4623	1,07	0,4165
5-7.	7	535	0,5369	0,9257	0,3605
10-12.	6	280	0,586	0,8297	0,3821
15-17	5	541	0,8103	0,4534	0,3147
20-22	4	390	0,6502	0,6289	0,4689
35-37	6	2362	0,4732	0,8998	0,4098
45-47	7	624	0,6887	0,677	0,2811
55-57	7	2737	0,4129	1,107	0,4324
65-67	5	986	0,5715	0,7961	0,4434
75-77	6	1631	0,6775	0,6389	0,3157
85-87	5	2626	0,7961	0,4501	0,3137
95-97	6	916	0,5908	0,7999	0,3709
105-107	5	1105	0,7048	0,5258	0,3384
115-117	5	3935	0,7223	0,5105	0,3332
125-127	5	26405	0,5655	0,7181	0,4101
135-137	5	20450	0,4849	0,7986	0,4445
145-147	5	4682	0,5887	0,7261	0,4134
150-152	5	14312	0,5666	0,7167	0,4095
165-167	2	576	0,5988	0,5908	0,9028
170-172	3	174	0,6116	0,6425	0,6337
185-187	3	513	0,6926	0,4957	0,5472
195-197	4	443	0,6692	0,6177	0,4637
200-202	5	999	0,6177	0,747	0,4221
210-212	2	106	0,5785	0,6125	0,9225
230-232	3	1770	0,8022	0,4043	0,4994
235-237	3	5356	0,8136	0,3968	0,4957
240-242	2	1418	0,7998	0,3524	0,7112
245-247	3	71	0,8675	0,29	0,4455
255-257	4	578	0,6564	0,6411	0,4746
260-262	2	498	0,7303	0,4407	0,7769
280-282	2	465	0,7442	0,4236	0,7638
285-287	2	73	0,8964	0,2124	0,6183
300-302	1	11	1	0	1
305-307	5	153	0,6013	0,7454	0,4215
315-317	3	60	0,695	0,5323	0,5676
320-322	3	530	0,6112	0,6269	0,6239
335-337	3	986	0,642	0,5943	0,6039
345-347	3	254	0,5474	0,698	0,6699
355-357	3	522	0,7792	0,441	0,5181
365-367	3	282	0,6656	0,6172	0,6179
370-372	4	39	0,6515	0,6921	0,4995
380-382	2	170	0,7575	0,4071	0,7512
395-397	5	522	0,4328	1,075	0,5863
400-402	5	762	0,3589	1,123	0,6147
410-412	5	1658	0,4783	0,8586	0,472

Продолжение таблицы В2.

420-422	5	1695	0,4462	0,9254	0,5046
430-432	3	147	0,8843	0,2517	0,4287
440-442	4	858	0,6778	0,6485	0,4782
450-452	2	314	0,6203	0,5675	0,8819
460-462	2	82	0,5074	0,6857	0,9926
470-472	3	26	0,7278	0,536	0,5697
480-482	2	46	0,7732	0,3872	0,7364
490-492	3	970	0,6716	0,5867	0,5994
500-502	5	494	0,453	0,9749	0,5302
510-512	5	320	0,5509	0,8602	0,4727
520-522	5	475	0,6653	0,6622	0,3878
535-537	3	47	0,6831	0,5552	0,5807
540-542	5	785	0,6669	0,6976	0,4018
550-552	2	190	0,5843	0,6063	0,9169
560-562	1	39	1	0	1
570-572	4	31	0,59	0,7609	0,535
580-582	4	31	0,5754	0,8393	0,5787
590-592	3	30	0,7622	0,4677	0,5321
600-602	2	33	0,8861	0,2286	0,6284
610-612	3	121	0,6689	0,5441	0,5744
620-622	4	356	0,4941	0,8214	0,5684
630-632	3	270	0,788	0,4086	0,5016
638-642	3	464	0,5134	0,7266	0,6893
650-652	3	578	0,5043	0,7913	0,7354
660-662	2	62	0,7518	0,4142	0,7566
670-672	2	13	0,7396	0,4293	0,7681
680-682	3	71	0,5993	0,7005	0,6716
690-692	2	13	0,645	0,5402	0,8582
697-699	2	25	0,5968	0,593	0,9047

Таблица В3. Индексы разнообразия для колонки LV 40-06

Глубина, см	Количество видов	Количество экземпляров раковин	Индекс Симпсона(c)	Индекс Шеннона(H)	Индекс выровненности Пиелу (e)
0	3	336	0,5692	0,727	0,6896
30	4	3960	0,5249	0,8045	0,5589
40	6	4880	0,7986	0,4868	0,2712
50	6	24477	0,6002	0,7152	0,3408
60	3	232	0,453	0,8802	0,8038
70	3	42	0,4739	0,8324	0,7663
80	4	120	0,4378	0,9381	0,6388
90	3	22	0,4835	0,8192	0,7563
100	1	1	1	0	1
130	2	13	0,5266	0,6663	0,9735
140	2	16	0,5	0,6931	1
150	3	56	0,4592	0,876	0,8004
160	5	100	0,4208	1,076	0,5863
170	2	36	0,6543	0,5297	0,8492
190	2	24	0,5556	0,6365	0,9449
200	2	52	0,574	0,6172	0,9269
210	2	7	0,5102	0,6829	0,9898
220	2	17	0,5848	0,6058	0,9164
230	3	22	0,5413	0,756	0,7099
240	2	92	0,5463	0,6461	0,954
250	6	7693	0,361	1,151	0,5267
260	6	400	0,3376	1,272	0,5945
300	4	88	0,4091	1,053	0,7169
310	3	232	0,4126	0,954	0,8654
330	3	400	0,5776	0,7078	0,6765
340	3	104	0,855	0,3245	0,4611
350	2	240	0,58	0,6109	0,921
360	3	400	0,4688	0,8732	0,7982
370	3	416	0,4438	0,8981	0,8183
380	3	44	0,5826	0,7088	0,6772
390	4	10	0,34	1,194	0,8247

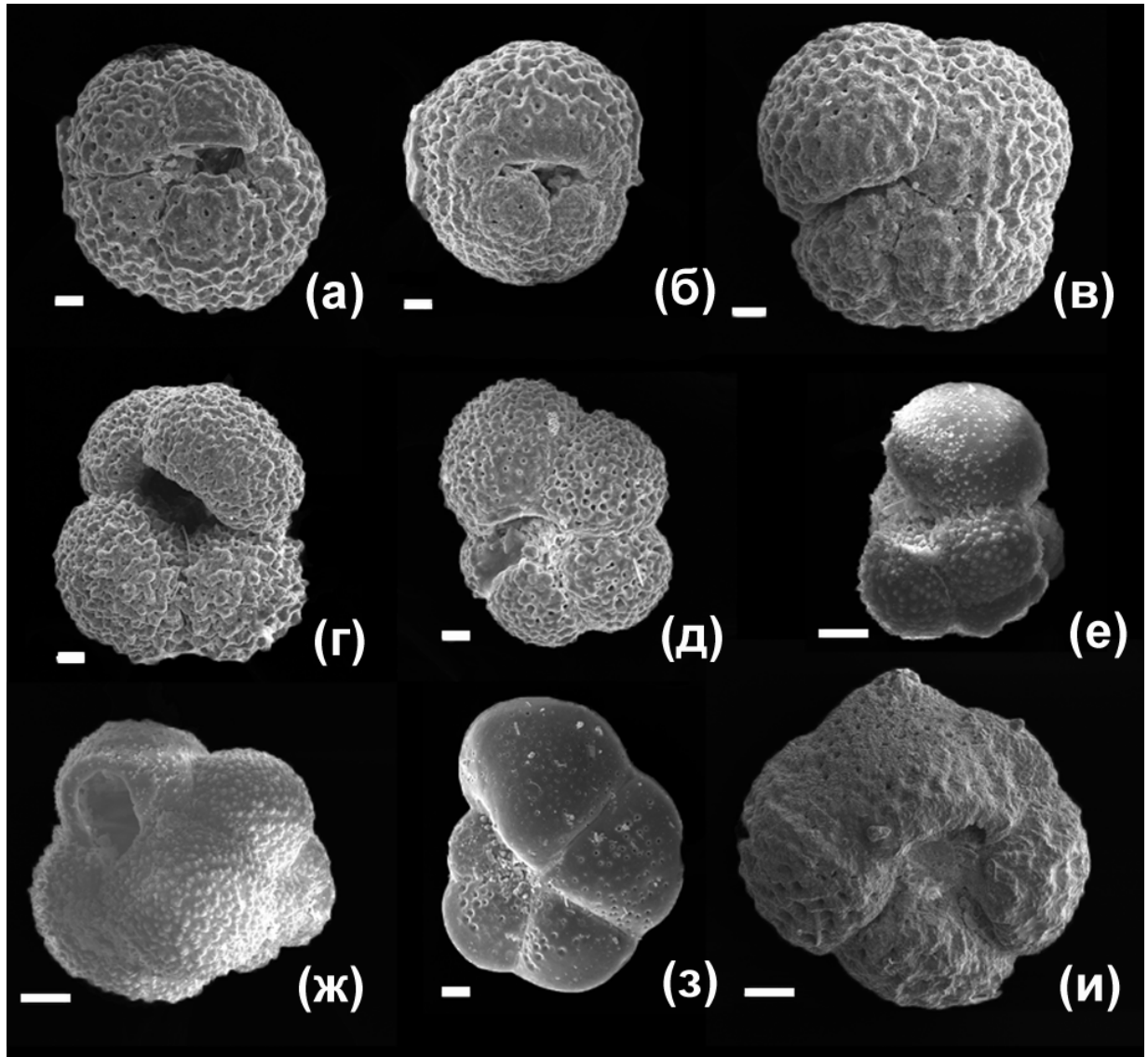
Таблица В4. Индексы разнообразия для колонки LV 40-18

Глубина, см	Количество видов	Количество экземпляров раковин	Индекс Симпсона(<i>c</i>)	Индекс Шеннона(<i>H</i>)	Индекс выровненности Пиелу (<i>e</i>)
10	3	280	0,806	0,3826	0,4887
20	6	984	0,5255	0,9279	0,4215
30	6	6432	0,5238	0,8189	0,378
40	3	88	0,4941	0,7421	0,7001
50	2	440	0,639	0,5469	0,8639
60	2	364	0,5918	0,5983	0,9095
70	2	32	0,5078	0,6853	0,9922
80	2	76	0,6676	0,5147	0,8365
90	2	8	0,625	0,5623	0,8774
100	3	96	0,5165	0,742	0,7001
110	4	104	0,466	0,8531	0,5867
120	3	68	0,4619	0,8594	0,7873
130	2	14	0,7551	0,4101	0,7535
140	1	2	1	0	1
150	3	12	0,3889	1,011	0,9165
160	1	6	1	0	1
180	4	46	0,4216	0,9876	0,6712
190	5	35264	0,5814	0,7164	0,4094
200	7	16640	0,5171	0,9141	0,3563
210	6	760	0,4792	0,8759	0,4002
220	3	232	0,6451	0,5929	0,6031
230	4	86	0,4235	1,026	0,6977
240	3	28	0,6429	0,656	0,6423
250	3	16	0,4063	0,9743	0,8831
260	2	18	0,8025	0,3488	0,7087
270	2	8	0,625	0,5623	0,8774
280	3	352	0,7262	0,5034	0,5514
290	1	12	1	0	1
300	3	976	0,557	0,7063	0,6755
310	4	1990	0,548	0,8133	0,5638
320	4	1544	0,4985	0,8277	0,572
330	3	54	0,5089	0,7796	0,7268
340	2	54	0,5171	0,6759	0,9829
350	2	6	0,5556	0,6365	0,9449
360	1	6	1	0	1
380	1	2	1	0	1
390	1	6	1	0	1

Таблица В5. Индексы разнообразия для колонки LV 40-20

Глубина, см	Количество видов	Количество экземпляров раковин	Индекс Симпсона(<i>c</i>)	Индекс Шеннона(<i>H</i>)	Индекс выровненности Пиелу (<i>e</i>)
0	6	66	0,3035	1,423	0,6918
10	6	65	0,3548	1,304	0,6142
20	6	62	0,4251	1,175	0,5397
30	3	18	0,463	0,9009	0,8206
40	6	67	0,2609	1,49	0,7394
50	7	52	0,2485	1,557	0,6775
60	6	55	0,3501	1,347	0,6407
70	6	70	0,4559	1,063	0,4824
80	3	21	0,5556	0,7801	0,7273
90	2	11	0,6033	0,586	0,8984
100	1	4	1	0	1
110	3	10	0,54	0,8018	0,7432
120	2	5	0,68	0,5004	0,8247
130	4	18	0,3333	1,215	0,8425
140	6	39	0,24	1,573	0,8033
150	6	51	0,3103	1,366	0,6535
160	3	32	0,4609	0,9215	0,8377
170	3	11	0,5702	0,7595	0,7124
180	1	5	1	0	1
190	3	8	0,4688	0,9003	0,8201
200	2	8	0,5313	0,6616	0,9689
210	2	4	0,625	0,5623	0,8774
220	2	12	0,7222	0,4506	0,7846
230	6	37	0,4025	1,241	0,5764
240	4	41	0,3421	1,193	0,8244
250	5	12	0,2361	1,517	0,9118
270	3	12	0,3333	1,099	1
280	3	21	0,5692	0,727	0,6896
290	4	12	0,4861	0,9831	0,6682
300	4	64	0,5894	0,7991	0,5559
310	4	58	0,5743	0,8415	0,58
320	4	15	0,3067	1,252	0,8743
340	5	100	0,566	0,8556	0,4705
350	5	107	0,5841	0,8459	0,466
360	5	61	0,6318	0,802	0,446
370	7	83	0,512	1,068	0,4156
380	7	54	0,4273	1,26	0,5035
390	4	32	0,5879	0,8059	0,5597
400	6	56	0,4643	1,146	0,5243

Планктонные фораминиферы из поверхностных осадков Охотского моря.



а, б – *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) sin.; в – *N. pachyderma* dex.; г – *Globigerina bulloides* (d'Orbigny); д – *G. quinqueloba* Natland; е – *Globigerinita glutinata* (Egger); ж – *G. uvula* (Ehrenberg); з – *Globorotalia scitula* (Brady); и – следы растворения раковины *N. pachyderma* sin. Масштабная линейка 20 мкм.

Комплексы планктонных фораминифер из верхнечетвертичных отложений
Охотского моря и их характеристика

Комплекс	max F экз/г	Индекс ы <i>c, H, e</i>	Особенности структуры комплекса	Растворение
I	2749	0,4; 0,7-1; 0,4	Снижение частоты встречаемости <i>N. pachyderma</i> sin до 54%; <i>G. bulloides</i> до 40%, встречаются <i>N. pachyderma</i> dex., <i>G. glutinata</i> , <i>T. quinqueloba</i> , <i>G. scitula</i> , <i>G. uvula</i> .	+ -
II	108	0,7; 0,3, 0,7	<i>N. pachyderma</i> sin. до 100 %; <i>G. bulloides</i> до 5.6%, встречается <i>N. pachyderma</i> dex	-
III	603	0,4; 0,8; 0,5	<i>N. pachyderma</i> sin 43 до 84% <i>G. bulloides</i> до 38% <i>N. pachyderma</i> dex. (до 6%), <i>T. quinqueloba</i> (до 5%), <i>G. scitula</i> (до 1%), <i>G. glutinata</i> (до 1%)	+ -
IV	21	0,7; 0,5; 0,6	<i>N. pachyderma</i> sin. до 100 %; В отдельных интервалах встречаются <i>G. scitula</i> , <i>G. quinqueloba</i> , <i>G. bulloides</i> до 20%	-
V	346	0,7; 0,5; 0,6	<i>N. pachyderma</i> 60-78%; <i>G. bulloides</i> до 28 %; <i>T. quinqueloba</i> до 8 %; встречаются <i>N. pachyderma</i> dex., <i>G. scitula</i> , <i>G. glutinata</i>	+ -

Растворение раковин фораминифер: «-» – растворения нет, «+-» – растворение незначительное; F – фораминиферовое число. Средние значения индексов разнообразия: *c* – индекс доминирования Симпсона; *H* – индекс Шеннона; *e* – индекс выровненности Пиелу.