

НЕГАТИВНЫЕ ЭКСКУРСЫ $\delta^{13}\text{C}$ РАКОВИН БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР: ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ МЕТАНОВЫХ СОБЫТИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Плетнев С. П., Юньхуа Ву . Ю., Романова А. В., Аннин В. К., Уткин И. В., Верещагина О. Ф.

Аннотация

Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ отмечены в раковинах бентосных фораминифер в газонасыщенной колонке LV50-05, отобранной в зоне активного выхода метана на подводном склоне Северо-Восточного Сахалина в Охотском море. Они могут отражать локальную историю метановых событий. Хроностратиграфия осадочного разреза колонки строится на восьми AMS ^{14}C -датах и биостратиграфических данных. В одних интервалах виды *Nonionellina labradorica* и *Uvigerina parvocostata* имеют фоновые значения $\delta^{13}\text{C}$ (около -1 ‰), характеризующие нормальный морской режим. В других интервалах отмечены очень низкие значения (до - 34,5 ‰ VPDB). Аномальные отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ интерпретируются как записи метановых эмиссий на дне моря во время первичной биоминерализации и постседиментационной кальцификации раковин. В исследуемом районе установлены четыре метановых события в голоцене: кратковременные MC-1 (700-900 лет) и MC-2 (от 1200 до 1400 лет); долговременные MC-3 (2500- 5400 лет) и MC-4 (7400 - 10000 лет).

Ключевые слова:

бентосные и планктонные фораминиферы, изотопный состав кислорода и углерода, метан и метановые эмиссии, Охотское море

**НЕГАТИВНЫЕ ЭКСКУРСЫ $\delta^{13}\text{C}$ РАКОВИН БЕНТОСНЫХ
ФОРАМИНИФЕР: ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ МЕТАНОВЫХ СОБЫТИЙ В
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ**

**С. П. Плетнев¹, Юньхуа Ву², А.В. Романова³, В.К. Аннин¹,
И.В. Уткин¹, О.Ф. Верещагина¹**

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
690041, Владивосток, ул. Балтийская 43, Россия*

²*Первый институт океанографии, 266061, Циндао, Китай*

³*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, Владивосток, Проспект 100-летия, 159, Россия*

* Corresponding author. Tel.: +8 914 721-84-67; fax: +8 (414) 721-84-67.

E-mail address: utkin@poi.dvo.ru

Негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ отмечены в раковинах бентосных фораминифер в газонасыщенной колонке LV50-05, отобранной в зоне активного выхода метана на подводном склоне Северо-Восточного Сахалина в Охотском море. Они могут отражать локальную историю метановых событий. Хроностратиграфия осадочного разреза колонки строится на восьми AMS ^{14}C -датах и биостратиграфических данных. В одних интервалах виды *Nonionellina labradorica* и *Uvigerina parvocostata* имеют фоновые значения $\delta^{13}\text{C}$ (около -1‰), характеризующие нормальный морской режим. В других интервалах отмечены очень низкие значения (до -34,5‰ VPDB). Аномальные отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ интерпретируются как записи метановых эмиссий на дне моря во время первичной биоминерализации и постседиментационной кальцификации раковин. В исследуемом районе установлены четыре метановых события в голоцене: кратковременные МС-1 (700 - 900 лет) и МС-2 (1200 - 1400 лет); долговременные МС-3 (2500 - 5400 лет) и МС-4 (7400 - 10000 лет).

Ключевые слова: бентосные и планктонные фораминиферы, изотопный состав кислорода и углерода, метан и метановые эмиссии, Охотское море

**NEGATIVE EXCURSIONS OF CARBON ISOTOPE IN FORAMINIFERAL
TESTS: A HOLOCENE HISTORY OF METHANE EVENTS IN THE CENTRAL
PART OF THE OKHOTSK SEA**

S.P. Pletnev, Yonghua Wu, A.V. Romanova, V.K. Annin, I.V. Utkin, O.F. Vereshchagina

We report several negative carbon stable isotope excursions in benthic foraminifera in a gas-bearing core LV50-05, collected from an area of active methane venting (eastern slope of the Sakhalin Island, the Okhotsk Sea). They can reflect the local history of Methane Events (ME). The chronostratigraphic framework of the core has been derived from AMS ^{14}C -dates and biostratigraphic analysis. While benthic foraminifera (*Nonionellina labradorica*, *Uvigerina peregrine parvocostata*, *Valvuli*) from some intervals have $\delta^{13}\text{C}$ within the normal marine range from (about -1‰), some intervals are characterized by highly depleted $\delta^{13}\text{C}$ (as low as -34.5‰ VPDB). Negative $\delta^{13}\text{C}$ peaks are interpreted to record of the methane emission at the seafloor during primary and secondary biomineralization of the carbonate foraminifer's tests. Within the study area, four methane events are established in Holocene: short-term ME-1 (700 - 900 yr BP) and ME-2 (1200 - 1400 yr BP), long-term ME-3 (2500 - 4700 yr BP) and ME-4 (7400 - 10000 yr BP).

ВВЕДЕНИЕ

Открытие огромных скоплений кристаллических газогидратов в районах вечной мерзлоты и окраинных морях диктует необходимость изучить и понять их роль в прошлом, настоящем и будущем. Промышленные запасы метана в газогидратах (до 98%) позволяют рассматривать эти залежи в качестве альтернативного источника углеводородов наравне с традиционными энергетическими ресурсами. Нарушение условий первичного захоронения может привести к диссоциации газогидратов и освобождению свободного метана. С повышением содержанием метана, вторым по величине парниковым газом, связывают возможный разогрев атмосферы. Именно этими процессами объясняют массовые вымирания и природные катаклизмы в мелу, на границах палеоцена и эоцена, плейстоцена и голоцена [Dickens et al., 1995; Hill et al., 2004; Pannier et al., 2014].

В местах выхода метана на поверхность дна (в сипах) возникают своеобразные подводные экосистемы, в которых придонные и поровые воды, а также живые организмы часто обеднены тяжелым изотопом C^{13} [Hill et al., 2004; Levin, 2005]. Поэтому, соотношение изотопов C^{13} и C^{12} карбонатных фоссилей в местах долговременных сипов может хранить летопись метановых потоков. Хорошим индикатором метана зарекомендовали себя бентосные фораминиферы [Sen Gupta et al., 1997]. Эти простейшие организмы с твердым скелетом живут на разных глубинах в океане, имеют длительную эволюцию и обильно встречаются в осадках. Как результат, изучение изотопного состава ископаемых фораминифер позволило Дж. Кеннету заявить, что начало последнего потепления (голоцена) было связано с увеличением концентрации метана в атмосфере [Kennett et al., 2000]. К настоящему времени количество как изученных геологических разрезов в местах метановых эмиссий, так и полученных сведений об истории последних, все еще недостаточно для признания или отрицания подобной гипотезы.

Анализ стабильных изотопов живых фораминифер показал на корреляцию между метановыми сипами и величинами $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах отдельных видов [Kennett et al., 2000; Rathburn et al., 2000, 2003]. Разница значений $\delta^{13}\text{C}$ между одними и теми же живыми видами в метановых сипах и вне зоны их влияния невелика и количественно еще недостаточно изучена [Rathburn et al., 2000, 2003; Bernhard et al., 2010]. В Охотском море в пределах одного вида она меняется от -0,3 до -1‰ [Плетнев и др., 2014]. В ископаемых же раковинах отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ более изменчивы и достигают -40‰. [Torres et al., 2003; Uchida et al., 2008]. Имеются разные мнения о том, какой из факторов влияет на изотопную запись в раковинах фораминифер. Ряд авторов полагает, что живые фораминиферы для построения раковины извлекают углерод из поровых вод, которые имеют низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ [Sen Gupta et al., 1997; Panieri et al., 2014]. Другие исследователи считают, что причиной снижения $\delta^{13}\text{C}$ является потребление метанотрофных бактерий, которые служат источником питания фораминифер [Torres et al., 2003; Hill et al., 2004]. В последние годы показано, что на отмерших раковинах может дополнительно осаждаться метанопроизводный диагенетический аутигенный карбонат (МДАК) с низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$. Вторичный отрицательный сигнал МДАК может скрывать и перекрывать прижизненную запись $\delta^{13}\text{C}$ фораминифер [Torres et al., 2003; Panieri et al., 2016]. Механизм записи $\delta^{13}\text{C}$ и эмиссии метана активно изучаются на примере анализа живых и ископаемых фораминифер в разных районах Мирового океана. Охотское море представляет собой отличный полигон для подобных исследований. После открытия метановых эмиссий [Зоненшайн и др., 1987] было установлено, что в этом окраинном бассейне сосредоточены огромные запасы газогидратов [Соловьев и др., 1994]. Особенно, это касается подводного склона северо-восточного Сахалина. В этот район были организованы международные геолого-геофизические международные экспедиции, во время которых открыты многочисленные выходы метана в придонной воде и приповерхностных осалках [Обжиров и др., 2014; Nachikubo et al., 2011; Minami et al., 2013; Young-Gyun Kim et al., 2013]. По Охотскому морю имеются отдельные публикации, касающиеся влияния метана на изотопию живых фораминифер [Плетнев и др., 2014; Ishimura et al., 2012], химического состава раковин [Хусид и др., 2013] и негативных экскурсов в донных колонках [Lembke-Jene et al., 2007, 2013; Yonghua Wu et al., 2014].

В основу данного сообщения положены материалы, полученные в экспедиции 50-го рейса НИС «Академик Лаврентьев» (2010г.). Они касаются оценки метановых потоков в голоцене, установленных по изотопии раковин бентосных фораминифер на примере колонки LV50-05. Выбор данной колонки на исследуемом полигоне (рис. 1) обусловлен ее комплексным изучением другими сопряженными методами. В работе также рассмотрены

методические вопросы, касающиеся особенностей изотопного анализа углерода отдельных видов бентосных фораминифер в метановых сипах Охотского моря.

ОКЕАНОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЯ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

Отличительными чертами современного Охотского моря являются его низкие температуры, тяжелые ледовые условия и высокая первичная продукция. Поверхностная гидрография в водоеме определяется большим циклоническим круговоротом (рис.1). Теплые тихоокеанские воды проникают в Охотское море, главным образом, через глубоководный пролив Крузенштерна (1900 м) и образуют Камчатское течение. Оно следует вдоль побережья Западной Камчатки и далее смешивается с холодными водными массами северо-западного шельфа. Восточно-Сахалинское течение огибает северную и восточную части Сахалина и на юге поворачивает к гряде Курильских о-вов.

В холодный период низкие температуры и сепарация соли из образующего морского льда приводит к формированию плотных шельфовых вод в северо-западной части Охотского моря [Itoh et al., 2003]. Они обновляют промежуточные водные массы и снабжают кислородом глубинные воды в Охотском море [Tsunogai et al., 1992].

Полигон LV50 (рис. 1) находится под влиянием Восточно-Сахалинского течения и опресненных вод р. Амур. Осадочный сток Амура (около 14 км³ в год) в 2-3 раза превышает суммарный сток всех сибирских рек [Anikiev et al., 2001]. Приток амурских вод приводит к устойчивой стратификации водных масс с образованием дихотермального слоя в летний период на глубине 50-150 метров [Freeland et al., 1998]. Образование льда в районе полигона начинается в ноябре, и ледовый покров сохраняется в среднем около 200 дней в году.

Высокая первичная продукция (в основном диатомей) в исследуемом районе обусловлена хорошей освещенностью, значительными поставками биогенных элементов и железа р. Амур (Sorokin, Sorokin, 1999). Большое количество аллохтонного углерода приносят амурские воды и промежуточные водные массы (Kitani, 1973).

Низкие придонные температуры, высокие скорости седиментации и большое количество органического вещества благоприятствуют образованию современного метана в приповерхностных осадках исследуемого района [Соловьев и др., 1994].

Бассейн Охотского моря располагается, главным образом, на Охотской тектонической плите. Она граничит трансформными разломами с Евроазиатской, Североамериканской, Амурской и Тихоокеанской тектоническими плитами (рис. 2). Подводный склон Восточного Сахалина представляет собой осадочную толщу (эоцен-

голоцен) с мощностью 9-14км, которая разбита многочисленными разломами и разрывными нарушениями [Харахинов, 2010].

Тектоническое сжатие и сильная расчлененность осадочного чехла создают благоприятные условия для образования и миграции природного газа в данном районе. Выходы потоков метана на поверхность (газовые факелы) трассируют многочисленные грязевые вулканы, покмарки, газогидраты и др. [Обжиров и др., 2014 Young-Gyun Kim et al., 2013]. В голоцене условия осадконакопления были сходными с современными [Wong et al., 2003]. Высокие скорости осадконакопления (0,5-1м в 1000 лет) указывают на ведущую роль терригенной седиментации в исследуемом районе (Biebow et al., 2003).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Исследуемая колонка длиной 495см была отобрана на подводном склоне северо-восточного Сахалина с глубины 785 м во время рейса LV50 на НИС «Академик Лаврентьев» в июне 2010 г. Пробы (около 30 - 50г) отбирались через каждые 10см и отмывались через сито с размером $>0,063\text{мм}$. Отмытая фракция высушивалась при температуре 40°C .

Анализ планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ) проводился под бинокулярном МБС-10. Проба, содержащая более 300 экз., подвергалась квартованию. Основой биостратиграфического анализа колонки LV50-05 послужили следующие характеристики: обилие раковин фораминифер в расчете на 1г сухого осадка, число видов и их процентное соотношение в каждом из 49 образцов. Изменения в структуре тафоценозов фораминифер оценивалось по трем стандартным критериям: Shannon Index, Fisher Alpha Index и Equitability согласно программе PAST [Harper, 1999].

Объектом AMS ^{14}C -датирования были выбраны раковины фораминифер (*Uvigerina peregrina parvocostata*, далее *U. parvocostata*) и фрагменты двустворчатых моллюсков. По возможности отбирались целые раковины хорошей сохранности и без следов МДАК, чтобы свести к минимуму хронологические несоответствия в результате вторичных изменений. Навеска из раковин фораминифер составляла 10 мг и малакофауны - более 100 мг. Во всех образцах измерялось $\delta^{13}\text{C}$. Для сравнения результатов в слое 300-305см датированы как фораминиферы, так и моллюски. Радиометрические измерения проведены в Океанографическом институте в Вудсхоле (США). Все AMS ^{14}C - даты пересчитаны в календарное время [Fairbanks et al., 2005] с учетом регионального резервуарного эффекта в 950 лет [Keigwin, 1998].

Изотопный состав кислорода и углерода изучен в раковинах трех видов бентосных фораминифер (*U. parvocostata*, *Valvulineria (V.) sadonica* и *Nonionellina (N.) labradorica*),

которые толерантны к условиям метановых сипов в Охотском море [Плетнев и др., 2014]. Число отобранных для анализа раковин *U. parvocostata*, *V. sadonica* и *N. labradorica* составило 2-4, 2-6 и 2-8 экз. соответственно, а размер самих раковин каждого из видов равнялся ~ 1мм, 0,4-0,8мм и 0,4-0,6мм соответственно. Раковины были предварительно обработаны этанолом ($\geq 99.7\%$) в ультразвуковой ванне Branson 200. Определения изотопного состава выполнены на масс-спектрометре Finnigan-Mat 253 в лаборатории морской геологии Университета Тоньжи (Шанхай). Стандартное отклонение было 0.05‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и 0.07‰ для $\delta^{18}\text{O}$. Все полученные измерения привязаны к международной шкале (V-PDB) со стандартом NBS19 [Cheng et al., 2005].

Ультраструктурные изменения раковин фораминифер, которые позволяют судить о наличии вторичного кальцита и характере растворения внешнего слоя стенки раковин фораминифер, изучались с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Zeiss EVO 50 XVP в Лаборатории геохимии Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

Для анализа метана в донных колонках на борту судна использовался метод равновесных концентраций (Head Space) по стандартной методике [Operation Rep., 2011]. Содержание газа определялось на хроматографе «Кристалл-Люкс 4000М» (Россия), Погрешность измерений составляет не более 10%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Литология и возрастная модель. Осадок в колонке LV50-05 [Operation Rep., 2011] представлен, в основном, терригенными и диатомовыми илами оливкового цвета и включает три горизонта: 1) 0-120 см – пелитовый ил с диатомеями; 2) 120-290 см - гомогенный алевропелитовый ил и диатомеи; 3) 290-495 см – плотный алевропелитовый ил с раковинами двустворчатых моллюсков; «мягкими» (310-375 см) и твердыми (430-455см) карбонатными конкрециями (рис. 3). Мягкие конкреции представляют собой округлые образования из уплотненных карбонатных осадков с размерами 0,5-2,5 см. Они могут отражать первоначальную стадию образования твердых конкреций. Выше 270см резко возрастает участие диатомовых илов. Текстура осадков массивная (0-360см), без следов оползания. Ниже 360см осадки имеют “пузырьковую” текстуру (Рис. 4), что обусловлено диссоциацией гидратов метана в осадке.

Возраст древних метановых событий определяется, главным образом, на основе радиоуглеродных дат. Имеются особенности датирования карбонатных фоссилий в зонах метановых сипов. Так содержание радиоактивного изотопа ^{14}C в раковинах фораминифер

должно отражать его содержание на дне и в поровых водах на момент, когда фораминиферы в них живут [Uchida et al., 2008].

В обычных морских карбонатах значение $\delta^{13}\text{C}$ близко к $0\text{‰} \pm 3\text{‰}$ [Арсланов, 1987; Хефс, 1983]. В метанопроизводных карбонатах их величины $< -3,0\text{‰}$. В строительстве живых раковин может участвовать “древний” углерод, поставляемый глубинным (термогенным) метаном. Так как древний метан давно лишен радиоактивного изотопа ^{14}C , то общая концентрация радиоуглерода в живой раковине окажется заниженной и, соответственно, увеличится ее расчетный возраст [Логвина и др., 2012; Aharon et al., 1997]. Искажение возраста будет тем большим, чем выше вклад метанопроизводного карбоната. Отдельные виды живых фораминифер избирательно в количественном отношении потребляют метанотрофные бактерии в качестве пищи, и это оказывает влияние на радиоизотопный возраст их раковин. Присутствие МДАК на ископаемых раковинах фораминифер и моллюсков также искажает возраст. Низкие негативные значения $\delta^{13}\text{C}$ ($< -3\text{‰}$) в раковинах являются сигналом для возрастных коррекций, датированных карбонатов.

Из восьми полученных AMS ^{14}C -дат шесть показывают линейное увеличение возраста к низу колонки. Две даты OS-117586 и OS-117590 имеют инверсионный возраст (Табл.1). Анализ разреза колонки позволил установить в ней отсутствие текстур оползания и заметных следов биотурбации. Это исключает возможность смешения раковин разного возраста. Главной причиной возрастных рассогласований, по-видимому, являются разные объекты датирования: раковины фораминифер и моллюсков. Установлено, что раковины БФ более предпочтительны для АМС, чем моллюски [Heier-Nielsen et al., 1995]. Более того, виды рода *Uvigerina* менее подвержены МДАК по сравнению с моллюсками [Логвина и др., 2012] и раковинами *N. labradorica* [Cook et al., 2011]. Наши результаты по АМС подтверждают все эти выводы. Раковины почти всех моллюсков имеют $\delta^{13}\text{C} < -3\text{‰}$, в то время как $\delta^{13}\text{C}$ фораминифер близки к нормальным значениям. На этом основании мы исключили 4 даты с $\delta^{13}\text{C} < -3\text{‰}$. Валидными признаны AMS ^{14}C на горизонтах 122, 130-135, 220-225см. Небольшое искажение возраста имеет слой 300-305см. Возраст 11436 ± 93 лет самой нижней даты OS-117526, по нашему мнению, явно завышен. Поверхность раковины покрыта слоем МДАК, и поэтому она имеет низкое значение $\delta^{13}\text{C}$ (табл. 1). Наши биостратиграфические данные (см. ниже пл тексту) также доказывают, что нижние слои соответствуют раннему голоцену с возрастом около 10000 лет. Средняя скорость седиментации в исследуемой колонке равна приблизительно 50см в 1000 лет (рис. 3).

Метан в донных осадках. Для характеристики метана в осадочных кернах используется сульфат-метановая граница (SMI), разделяющая слои с низкой фоновой и

аномально высокой концентрациями метана. Она является индикатором зоны Анаэробного Окисления Метана (АОМ) в осадках, внутри которой происходит окисление CH_4 метанотрофными бактериями. В ней происходит образование метанопродуктивных карбонатных конкреций [Borowski, 1998; Ussler, Paull, 2008]. В исследуемой осадочной колонке LV50-05 SMI располагается в слое 300см (рис. 5).

Анализ профилей SMI на полигоне LV50 позволяет разделить их на четыре группы (рис. 6). Группа **a** объединяет колонки с небольшой глубиной залегания SMI (25-60 см) и наличием газогидратов. Эта группа отражает начальные стадии диссоциации газогидратов и процессов анаэробного окисления метана (АОМ). Группа **b** представляет колонки с газосодержащими осадками и разной глубиной SMI, которая отражает глубину отбора керна на фланге метаногидратной структуры. Группа **c** (левая сплошная линия) констатирует фоновые содержания метана (0.01-1 мл/л), которого недостаточно для образования газогидрата в современных условиях, либо после полного завершения диссоциации гидрата и АОМ. Группа **c** (прерывистая линия справа) представляет осадочную толщу в зоне эмиссии газа в воду (1-120 мл/л). Оба варианта группы **c** не имеют SMI.

Фораминиферы. Исследуемая колонка отобрана в зоне кислородного минимума и влияния Восточно-Сахалинского течения, что обусловило своеобразие выделенных комплексов бентосных фораминифер. Они характерны для высокопродуктивных районов материковых склона Охотского моря в условиях дефицита кислорода [Саидова, 1997].

Численность раковин фораминифер меняется по длине колонки (рис. 7). В слоях 310-390, 440-445, 460-465 и 480-485см они полностью отсутствуют или представлены только единичными раковинами. Пики численности раковин БФ и ПФ совпадают в интервалах: 305-300, 275-270, 225-210, 185-180 и 135-130 см. Максимум БФ, 63 экз. на 1г сухого осадка фиксируется в слое 220-225 см, а ПФ (> 100 раковин) в - слоях 180-185 и 130-135 см. Хорошая сохранность раковин с отчетливыми морфологическими признаками отмечена только в верхних слоях (0-135 см). К низу колонки возрастает число желтых и коричневых раковин со следами коррозии.

В колонке встречено 46 бентосных и 6 планктонных видов. В бентосе доминируют *U. parvocostata* Saidova, *Criboelphidium batiale* (Saidova), *Cibicidoides borealis* Saidova, *N. labradorica* (Dawson), *V. sadonica* Asano, *Pullenia sphairoides* (Dawson). В планктоне преобладает субарктическая форма *Neoglobogudrina pachyderma* sin. (70-90 %) Ehrenberg и бореальный вид *Globigerina bulloides* Orb. (10-25 %), которые в сумме составляют более 90%. Состав тафоценозов фораминифер в колонке очень близок современной фауне в

районе полигона LV-50 [Плетнев и др., 2014; Саидова, 1997], который указывает, что возможный возраст колонки не старше голоцена.

В колонке на основе анализа фораминифер выделено три горизонта: 495-300; 300-135 и 135-0см.

В горизонте 495-300см отмечена самая низкая численность раковин ПФ (3-12 экз. на 1г) и БФ (1-6 экз. на 1г). В составе бентоса встречено 6 автохтонных видов (*U. peregrina*, *Retroelphidium subclavatum*, *N. labradorica*, *Cr. batiale*, *Epistominella pacifica*, *V.sadonica*). Alloхтонные шельфовые виды (*Cr. asterineum*, *Buccella granulata* и др.) занесены в тафоценоз в результате перемещения вниз по склону или ледового разноса. Среди ПФ доминирует субарктическая разновидность *N. pachyderma sin.* > 87%.

По-нашему мнению, низкая численность фораминифер во время формирования данного горизонта обусловлена сокращением поставки биогенных элементов и меньшим поступлением тепловодных поверхностных масс из Японского моря и Тихого океана.

Отсутствие резких колебаний в численности раковин фораминифер, характерных для терминаций плейстоцена 14 и 11 тыс. лет назад в Охотском море [Seki et al., 2004], указывает, что формирование данного горизонта началось позднее этих событий. Наиболее вероятно, что время образования всего горизонта соответствовало пребореальной и бореальной фазам раннего голоцена.

Горизонт 300-135см. Увеличивается число видов до 28 и обилие раковин БФ до 63, ПФ до 121 экз./г. Почти по всему разрезу в комплексах отмечается высокое содержание видов, характеризующих условия активной поставки органического вещества на дно при пониженных концентрациях кислорода: *U. parvocostata*, *N. labradorica*, *Brizalina pacifica*. В составе ПФ на фоне снижения *N. pachyderma sin.* резко возрастает роль бореального *G. bulloides* до 15-25% и появление относительно тепловодной *N. pachyderma dex.* Мы полагаем, что накопление данного горизонта происходило в климатический оптимум среднего голоцена (атлантическая фаза).

Горизонт 135-0 см. Состав ПФ и БФ близок к фауне горизонта 300-135см, отличаясь меньшим участием доминантных видов. В комплексе 23 вида БФ с числом раковин до 28 экз./г. В ПФ от 15 до 48 экз./г и, по-прежнему, сохраняется значительное участие бореального *G. bulloides* и присутствие тепловодной *N. pachyderma dex.* Состав БФ сопоставим с современной фауной исследуемого района [Плетнев и др., 2014; Саидова, 1997]. На этом основании возраст горизонта нами отнесен к позднему голоцену (суббореал-субатлантик).

На рис. 7 отчетливо видно симбатное распределение *U. parvocostata* и *G. bulloides*, которым противоположны вариации *N. labradorica*. Планктонный вид *G. bulloides*

является индикатором высокой продуктивности поверхностных вод [Zaric et al., 2005), а высокую численность живых *U. parvocostata* на дне обеспечивает интенсивный поток органического детрита из зоны фотосинтеза [Хусид и др., 2013]. Эндобионтный вид *N. labradorica* живет глубже, чем *U. parvocostata*, и потребляет органическое вещество преимущественно из поровых вод [Leiter, Altenbach, 2010].

Статистические коэффициенты, отражающие структурные изменения в составе видовых сообществ БФ, показали их большую вариабельность во время формирования верхних двух горизонтов (рис. 7). Эти частые изменения связаны со сменой оксидной и субоксидной обстановок на дне, что было, вероятно, обусловлено изменчивостью муссонного климата и режимом стока Амура.

Стабильные изотопы углерода и кислорода в раковинах фораминифер. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах эндобионтных видов *N. labradorica*, *V. sadonica* и эпибентической *U. parvocostata* в колонке варьируют от -0,79 до -34,75‰ (рис. 8, табл. 2).

Некоторые из них значительно ниже, чем фоновые $\delta^{13}\text{C}$ тех же видов [Плетнев и др., 2014; Ishimura et al., 2012]. Амплитуда минимумов $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata* и *V. sadonica* намного ниже, чем $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica*. И только в слое 470-475 см отмечены аномально низкие значения *U. parvocostata*.

Анализ наиболее показательной кривой $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* позволяет в ней выделить три интервала: (0-135, 135-300 и 300-495 см), границы которых хорошо совпадают с литологическими и биостратиграфическими горизонтами. Для каждого из интервалов характерны свои амплитуды $\delta^{13}\text{C}$, разная степень окраски и сохранности раковин фораминифер.

В верхнем интервале (0-135 см), отмечены три негативных пика $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica*, фиксируемые на 40-45, 50-55 и 70-75 см. Они имеют значения $\delta^{13}\text{C}$ -2,52‰, -5,10‰ и -2,82‰, соответственно. Раковины фораминифер белые и прозрачные, и под SEM не видно следов вторичной кальцификации (см. фото табл.). Понижение величины $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata* на 0,3-0,5 ‰ отмечено в слоях 30-35 и 60-75 см. Небольшое снижение $\delta^{13}\text{C}$ для *V. sadonica* отмечено в слое 90-95 см.

В интервале (140-270 см) на кривой $\delta^{13}\text{C}$ *N. labradorica* отмечен единый отрицательный пик (до -34,75‰). В нем негативные пики (от -1 до -1,7‰) для *U. parvocostata* на 170, 210, 240 290 см и для *V. sadonica* на 150, 290 см указывают на периодические метановые выбросы во время накопления данного горизонта. Негативный экскурс для *Uvigerina parvocostata* (-3,82‰) совпадает с главным пиком для *N. labradorica*. Такие минимальные значения для обоих видов указывают на ведущую роль в их

формировании процессов МДАК. Часть раковин фораминифер имеет шипы и наросты за счет вторичной кальцификации в слоях 140-150 и 170-230 см.

В нижнем интервале (300-495см) мы видим негативный пик $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* (до -34.97‰) на 410 см. Средний и нижний интервалы разделены слоем 290-300см, где значения $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* (-1.7‰) соответствуют нормальным морским условиям. Деpleted значения $\delta^{13}\text{C}$ (<-2‰), для *U. parvocostata* отмечены во всем интервале, и особенно в его нижней части (450-495см). Экстремальный минимум $\delta^{13}\text{C}$ (-25.97‰) для *U. parvocostata* фиксируется в слое 470-495 см, который содержит корродированные раковины фораминифер с коричневой окраской (фото таблица). Этот факт, возможно, объясняет причину столь низких значений $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata*.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах бентосных фораминифер меняются незначительно по всей колонке (Рис. 8, табл. 2), что указывает на постоянство придонных температур в прошлом. Ранее было показано, что в раковинах фораминифер с depleted значениями $\delta^{13}\text{C}$ иногда происходит увеличение тяжелого изотопа $\delta^{18}\text{O}$ на 0.3-0.5‰ (Torres et al., 2003; Uchida et al., 2008; Pearson, 2012). В исследуемой колонке это имело место в горизонтах 170, 270 и 410 см в раковинах *U. parvocostata*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Негативные пики $\delta^{13}\text{C}$ *N. labradorica* и *U. parvocostata*, *V. sadonica* (от -1.5 до -34‰) в колонке LV50-05 значительно превышает фоновые значения тех же видов фораминифер, живущих вне зоны метановых сипов в Охотском море. Эти минимумы прямо или косвенно связаны с повышением концентрации метана в придонных и поровых водах во время жизни этих фораминифер. Временные этапы, охватывающие интервалы колонки с низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, нами названы как Метановые События (МС). Анализ соотношения $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ в раковинах фораминифер в сочетании с лито- и биостратиграфическими данными и АМС ^{14}C -датами в исследуемой колонке позволяет выделить следующие МС: МС-1 (от 700 до 900 лет назад); МС-2 (от 1200 до 1400 лет назад); МС-3 (от 2500 до 5400 лет назад) и МС-4 (от 7400 до 10000 лет назад). Эти события разделены периодами, когда значения $\delta^{13}\text{C}$ соответствовали нормальному морскому режиму (рис. 9).

Важным аспектом в расшифровке изотопной записи фораминифер является выделение главного (прижизненного) и постседиментационного сигналов. Рассмотрим подробнее этот вопрос. Метановый отклик в записи $\delta^{13}\text{C}$ живых раковинах фораминифер немного ниже значений для тех же видов, обитающих вне зоны метановых сипов [Sen Gupta et al., 1997; Torres et al., 2003; Bernard et al., 2010]. Наш анализ изотопии в живых

раковинах трех видов БФ на полигоне LV50 в Охотском море показал диапазон значений от -0.3 до -1‰ [Плетнев и др., 2014]. Метановый отклик $\delta^{13}\text{C}$ во время жизни охотоморских видов составил для *U. parvocostata*, *V. sadonica* от -1.4 to -1.6‰ и для *N. labradorica* от -2.0 до -3.0 ‰ [Плетнев и др., 2017]. Большой диапазон для *N. labradorica* вероятно обусловлен высокой его толерантностью к условиям метановых сипов на полигоне LV-50. Вероятно, такая же внутри- и межвидовая амплитуда $\delta^{13}\text{C}$ сохранялась в голоцене. Главный сигнал часто может быть перекрыт более значительным вторичным сигналом МДАК [Aharon et al., 1997, Torres et al., 2003; Uchida et al., 2008]. В наших изотопных данных наиболее негативные сдвиги $\delta^{13}\text{C}$ отражают именно запись МДАК. Хотя имеется мнение, что фораминиферовые значения $\delta^{13}\text{C}$ для раковин ниже -1.6‰ уже несут следы МДАК [Ambrose et al., 2015].

Наиболее показательны вариации $\delta^{13}\text{C}$ вида *N. labradorica* (рис. 8,9, табл. 2). Негативные сдвиги $\delta^{13}\text{C}$ of *N. labradorica* на уровне 40 – 45 см (-2.5‰) и 70-75 см (-2.8‰) см отчетливо маркируют два кратковременных события МС-1 и МС-2, которые фиксируют прижизненный сигнал во время эмиссии метана. В течение МС-3 и МС-4 $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* были в 4-6 раз ниже, чем в МС-1 и МС-2. Мы не можем разделить главный и вторичный сигналы во время ранних эмиссий. Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ однозначно указывают на ведущую роль МДАК по сравнению с МС-1 и МС-2. Следы вторичной кальцификации видны отчетливо под бинокляром и в сканирующем микроскопе. Негативный пик $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica* (-5.1‰.) в интервале 50 55 см также, в основном, отражает процессы МДАК.

Ранее негативные сдвиги $\delta^{13}\text{C}$ для *N. labradorica*, датированные 3500 и 7000 лет назад, были установлены в двух колонках из Охотского моря (Lembke-Jene et al., 2007). По мнению авторов, ведущая роль в формировании низкого сигнала принадлежит процессам МДАК. Их возраст близок к временным интервалам наших МС-3 и МС-4, что позволяет повысить два последних события до регионального уровня.

Вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata* хорошо дополняют результаты $\delta^{13}\text{C}$ вида *N. labradorica*. Ее минимумы совпадают или располагаются рядом с МС-1, МС-2 и МС-3. Очень важно, что негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata* отражают запись метановых эмиссий во время жизни фораминифер, так как большинство ее значений $\delta^{13}\text{C}$ находятся в пороговом диапазоне от -1.4 до -1.6‰ (рис. 8,9, табл. 2). Исключением является слой 180-185см (МС-3), где значения $\delta^{13}\text{C}$ of *U. parvocostata* достигают -3.8‰. Это уже указывает на участие МДАК. На повышенную активность потоков в МС-3 свидетельствуют сигналы $\delta^{13}\text{C}$ для *U. parvocostata*, которые многократно превысили фоновые значения в это время. В МС-4 сигнал МДАК возрастает и перекрывает главный

сигнал в изотопной записи первичного кальцита раковины данного вида. Кульминацией этого процесса стало снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ of *U. parvocostata* до -26.0‰ в слое 470-475 см. Возможно, это было связано с более интенсивным нарастанием вторичного кальцита.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ of *V. sadonica* близки к величинам нормального морского режима почти по всей длине колонки. И только единичные минимумы подтверждают эмиссии в МС-3. Данный вид в Охотском море обычно живет на больших глубинах [Saidova, 1997], чем место отбора нашей колонки. Поэтому его информативность и встречаемость раковин ниже, чем *U. parvocostata* и *N. labradorica*.

На изотопный сигнал $\delta^{13}\text{C}$ раковин, помимо метана, могли влиять другие факторы: изменение потока углерода из зоны фотосинтеза, его поставки в исследуемый район амурскими водами и охотоморской промежуточной водной массой с северо-запада. Вариации численности раковин планктонного вида *G. bulloides*, индикатора высокой биопродуктивности зоны фотосинтеза [Zaric et al., 2005], указывают на отсутствие заметной корреляции между его обилием и минимумами $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 7). Статистические коэффициенты Шеннона и Фишера очень изменчивы в МС-3 – МС-1 и меньше заметны в МС-4 (рис. 7). Они, вероятно, фиксирует быструю перестройку видовых сообществ фораминифер за счет частой смены оксидной на субоксидную обстановок. И опять не видно связи между содержанием кислорода в придонной воде и негативными экскурсами. В исследуемом районе современные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ в интервале от 600 до 1000 м промежуточных вод возрастают с глубиной незначительно от - 0.3 до - 0.5‰ [Itoh et al., 2013]. В позднем и среднем голоцене их вариации в центральной части Охотского моря тоже были малы [Lembke-Jene et al, 2017].

Таким образом, внешние природные факторы во время МС-1-МС-3 имели второстепенное значения и не могли существенно изменить $\delta^{13}\text{C}$ *N. labradorica* и *U. parvocostata*. Их заметное влияние на $\delta^{13}\text{C}_{\text{фораминифер}}$ в Охотском море отмечено в плейстоцене на фоне чередования ледниковых и межледниковых эпох [Lembke-Jene et al., 2017; Yonghua Wu et al., 2014].

Различная амплитуда негативных пиков $\delta^{13}\text{C}$ раковин *U. parvocostata* и *N. labradorica* обусловлена разными условиями обитания этих видов, хотя они оба принадлежат к субоксидной инфауне [Kaiho, 1994]. Виды рода *Nonionella*, близкие к *Nonionellina*, могут зарываться в осадок и жить на глубине до 19 см [Leiter, Altenbach, 2010]. Они более адаптированы к сульфидным обстановкам и питаются органическим веществом из поровых вод. В противоположность этому *U. parvocostata* живет в верхних 1-2 см осадка и источником питания является $\text{C}_{\text{орг}}$ первичной продукции. Влияние различных источников питания хорошо иллюстрируют кривые численности раковин этих двух видов, которые

противоположны друг другу (рис. 10). Возможно, увеличение потока метана и близость SMI к поверхности дна, в первую очередь, могло влиять на эндобионтный вид *N. labradorica* через поровые воды.

На величину изотопного сигнала также влияют характер поверхности раковины (гладкая или шиповатая) и объем последней камеры [Pearson, 2012]. Это особенно важно во время образования МДАК. Пористость раковин планктонных фораминифер намного выше бентосных [Uchida et al., 2008; Pearson, 2012]. Очевидно, что большой объем последней камеры *N. labradorica* мог определить более значительный сигнал $\delta^{13}\text{C}$, так как МДАК может накапливаться и внутри полый раковины.

Микробиальный метан играет важную роль в образовании и диссоциации газогидратов в приповерхностных осадках исследуемого района [Nachikubo et al., 2011; Jin-Yong Yang et al., 2011]. Индикацией этих процессов в прошлом и настоящем может служить граница SMI. Современная граница SMI в изученной колонке находится на уровне 300 см. Возле SMI в поровых водах отмечен негативный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ на -10‰ [устное сообщение А. Хачикубо], и в осадке присутствуют мягкие карбонатные конкреции. В слое 430-450 см (рис. 3, 10) обильно представлены твердые карбонатные конкреции и фрагменты раковин моллюсков *Calypptogena* – индикаторов хемосинтеза в метановых сипах [Levin, 2005]. В Охотском море подобные карбонатные конкреции имеют значения от -37 до -46‰, что доказывает их метанопроизводное происхождение [Greinhert, Derkachev, 2004]. Эти находки в интервале 430-450 см с одной стороны указывают на древнее положение границы SMI, а с другой доказывают существование метановых эмиссий в МС-4. Вероятно находки «мягких» конкреций в слоях 153-154 и 353-356 см также подтверждают былые положения SMI. По-видимому, литификация мягких конкреций в твердые - очень длительный процесс, который также мог происходить на фоне нескольких последовательных метановых событий.

Образование конкреций сопровождается увеличением щелочности, активизацией образования CO_3^{2-} ионов [Ussler, Paull, 2008; Tishchenko et al., 2005] и изменению pH в поровых водах [Treude et al., 2005]. Вариации pH могли приводить к растворению карбонатных раковин и образованию «немых» горизонтов, как это наблюдается в нашей колонке. Ранее подобные фораминиферовые хиатусы с неясной природой образования были отмечены в Японском и Охотском морях [Плетнев, 2009].

Установленные МС в Охотском море могли быть вызваны разными по времени геологическими процессами. МС-4 было связано с резким переходом природных условий от последнего климатического минимума к голоцену. В период 18-15 тыс. лет назад уровень моря был на 130 м ниже (Miller et al., 2005). Осушение мелководных проливов

привело к тому, что о-ва Сахалин, Хоккайдо, Малая Курильская гряда и Кунашир соединились с Приморьем в единый континентальный блок [Pletnev, 2004]. Полная изоляция от теплого Японского моря и частично от Тихого океана усилила глобальное охлаждение акватории юго-западной части Охотского моря. И в этом секторе возникли благоприятные условия для образования газогидратов [Wong et al., 2003]. С началом глобального потепления и быстрым подъемом уровня моря (15-8 тыс. лет) изменились P-T условия сохранности газогидратов. Увеличение гидростатического давления привело к диссоциации газогидратов и эмиссии метана в пребореальную фазу голоцена не только в Охотском море (ME-4), но и на широком географическом пространстве Северного Полушария [Maslin et al. 2004; Uchida et al., 2008].

МС-3, по-нашему мнению, было связано с изменением режима осадконакопления. В среднем голоцене, около 7000 лет, резко возрастает роль биогенной седиментации (диатомей) и достигает своего максимума в термальный оптимум – атлантическая фаза [Seki et al., 2004]. Этому способствовали отступление морского льда и рост поверхностных температур [Sakamoto et al., 2006], а также возобновление притока опресненных амурских вод. Это вызвало рост первичной продукции и усиление потока $C_{орг}$ ко дну [Seki et al., 2004]. Помимо этого, таяние вечной мерзлоты, приток амурских и промежуточных водных масс также увеличило поступление аллохтонного углерода. Повышение $C_{орг}$ и высокие скорости седиментации активизировали биогеохимические процессы в анаэробных приповерхностных осадках, что привело к выработке микробиального метана. Газогидраты, вскрытые прямоточными трубками, на полигоне LV-50, состоят из биогенного метана [Nashikubo et al., 2011]. Не исключено, что часть его может быть продуктом бактериальной переработки глубинного метана. Хотя повышение глобального уровня моря на 3-5м в среднем голоцене вряд ли могло существенно усилить приток глубинного метана.

С позиций метода актуализма, за последние 2300 лет в месте отбора колонки, судя по изотопии фораминифер, установились нормальные морские условия, которые прерывались кратковременными событиями ME-2 и ME-1. Они могли быть результатом внезапных катастрофических явлений. Интенсивность метановых сипов увеличивается в несколько раз после землетрясений [Field, Jennings, 1987]. В частности, событие ME-1 хорошо совпадает с мощным извержением вулкана Байтоушань (Пектусан), которое произошло около 938 лет назад на границе Китая и Кореи [Utkin, 2014]. Инвариантность причин МС-2 выясняется.

Мы надеемся, что полученные нами результаты по использованию фораминифер в целях регистрации и хронологии метановых событий будут полезны в дальнейших исследованиях по истории газовых эмиссий и палеогеографии Охотского моря.

ВЫВОДЫ

1. Анализ геохимических профилей CH_4 и сульфат-иона в колонках донных осадков на полигоне LV50 показал, что в данном районе современные выходы метана проявляются локально. Изотопный анализ углерода в раковинах фораминифер в сочетании с датами AMS ^{14}C и биостратиграфическими данными позволил установить временные интервалы в колонке LV50-05, когда метановый поток в этом месте превышал современный: МС-1 (700-900 лет), МС-2 (1200-1400 лет), МС-3 (2500-5400 лет) и МС-4 (7400-10000 лет).

2. Скопление метанопродуктивных карбонатных конкреций и раковин хемосинтезирующих моллюсков в слое 430-450 см исследуемой колонки указывает на бывшее положение границы SMI. Это доказывает как существование метановых эмиссий в раннем голоцене (МС-4) и то, что они были эпизодически во времени.

3. Количественная оценка метанового отклика в живых *N. labradorica*, *U. parvocostata* и *V. sadonica* позволяет в изотопной записи $\delta^{13}\text{C}$ ископаемых раковин исследуемой колонки различать прижизненный и постседиментационный сигналы во время метановых событий. Вид *U. parvocostata* позволяет, прежде всего, фиксировать время метановых эмиссий, а вид *N. labradorica* – процессы образования метанопродуктивного карбоната.

4. В Охотском море МС-1 и МС-2 были короткими эпизодами и, вероятно, обусловлены активным вулканизмом и землетрясениями. Более длительное МС-3 было связано со сменой режима осадконакопления в атлантическую фазу голоцена, когда в исследуемом районе резко увеличилось накопление диатомовых илов. Повышение $\text{C}_{\text{орг}}$ в приповерхностной осадочной толще вызвало активизацию биогеохимических процессов в ней и возрастание роли биогенного метана. Событие МС-4 связано с глобальным подъемом уровня моря в конце плейстоцена и раннем голоцене. Повышение гидростатической нагрузки привело к диссоциации газогидратов в Пребореале не только в Охотском море, но и на широком географическом пространстве всего Северного полушария.

Работа выполнена по госзаданию, регистрационный номер АААА-А17-117030110035-4

Благодарности

Авторы выражают благодарность проф. Обжирову А.И. за предоставленную возможность участвовать в рейсе LV50, Деркачеву А.Н., Николаевой Н.А. за литологическое описание колонки (ТОИ ДВО РАН), Хачикубо А. (Технологический институт г. Китами) за доступ к химическим анализам. Мы также благодарны профессорам Жиан Жимин (Jian Zhimin) и Ченг Хинронг (Cheng Xinrong) за их поддержку в проведении изотопных анализов. Эта работа была поддержана Основным научным фондом для национальных общественных научно-исследовательских институтов Китая (2012G07, 2013G38), Национального фондом естественных наук Китая (40710069004), ДВО РАН (грант 15-I-2-063).

Подписи к рисункам

Рис. 1. Батиметрическая карта Охотского моря, главные проливы и поверхностные течения. Положение станции LV50-05 и других колонок, отмеченных в тексте.

Рис. 2. Тектоническая схема исследуемого района [Wong et al., 2003]. Зубчатые линии указывают направление субдукции, линии со стрелками - движение плит, пунктирная линия – граница плит, ССЗ - Сахалинская сдвиговая зона.

Рис. 3. Литология и возрастная модель колонки LV50-05

Рис. 4. Текстуры осадков в исследуемой колонке: А – массивная текстура и следы образования мягких карбонатных конкреций (МК); В – “пузырьковая” (газонасыщенная) текстура осадка.

Рис. 5. Распределение метана, сульфат – иона и положение современной границы SMI в исследуемой колонке. Содержание сульфат – иона дано по литературным данным (Minami et al., 2013).

Рис. 6 Профили распределения метана в колонках донных осадков на полигоне LV50 (рис.1) объединены по группам а, б, с, описанным в тексте.

Рис.7. Численность раковин на г сухого осадка и процентное содержание массовых видов планктонных и бентосных фораминифер; статистические коэффициенты, рассчитанные для ископаемых сообществ бентосных фораминифер в исследуемой колонке. Темным фоном показаны интервалы, где карбонатные раковины отсутствуют или представлены единичными экземплярами.

Рис. 8. Изотопный состав кислорода и углерода в раковинах разных видов бентосных фораминифер: 1. *V. sadonica*, 2. *U. parvocostata*, 3. *N. labradorica*

Рис. 9. Слева показано положение современной SMI и значение $\delta^{13}\text{C}$ в метане поровой воды (устное сообщение А. Nachikubo, Kitami Institute of Technology, Japan); справа AMS C^{14}d -даты, изменение $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах *N. labradorica* и *U. parvocostata* по длине колонки. Темным фоном показано интервалы метановых событий.

Рис. 10. Распределение (%) *N. labradorica* и *U. parvocostata* в исследуемой колонке.

Рис. 11. СЭМ-изображения бентосных видов *U. peregrina parvocostata* (1-3; 10-12), *N. labradorica* (4-6; 13-15) и планктонной формы *N. pachyderma sin* (7-9; 16-18). Верхние изображения (1-9) показывают измененные раковины фораминифер за счет МДАК из интервалов 450-455 см и 490-495 см. Нижние изображения (10-18) – неизмененных раковин фораминифер из интервалов 50-55 см в колонке LV 50-05.

Figure captions

Fig. 1. The bathymetric map of the Okhotsk Sea (A), the main straits and surface currents (A). Location of the core LV50-05 and other stations mentioned in the text (B).

Fig. 2. The simplified tectonic scheme of the study area shows regional plate boundaries and tectonic elements. Lines with teeth indicate direction of subduction, lines with arrows mark strike-slip zones; dashed line - suggested plate boundary (Wong et al., 2003). The Sakhalin Shear Zones (SSZ) can be traced over the whole Sakhalin Island.

Fig.3. Lithological and age model for the core LV 50-05)..

Fig. 4. Photographs of the distinct textural changes, being from the smooth bubble-free texture (A) with soft 9 concretions (SC) to the bubble texture (B).

Fig. 5. Distribution of methane (black squares); sulfate ion (grey rings) (Minami et al., 2012) in core LV50; dashed line shows Sulfate – Methane Interface (SMI).

Fig. 6. Profiles of methane in cores of LV50 Site (Fig.1) in groups a, b, c, described in the text. .

Это перевод русского текста в разделе «метан в донных осадках» в статье. Characteristics of SMI groups. A – Group 1, it combines the cores with shallowest SMI (depth of 25 - 60 cm bsf) and gas hydrate layers; also, it characterizes the start of the hydrate dissociation and beginning of AOM process. B – Group 2; it represents cores with gas – bearing sediments with different SMI levels; the absence of hydrates in this group determines more long time of AOM step. C – group 3 (left solid line); It shows background methane contents; in this case the minimal methane concentration is due to the fact, that gas hydrate has been never form or methane after dissociation of the hydrates is fully oxidized; those two states differ by absence or presence (respectively) of carbonate concretions in sediment. Group 4 (right dashed line) represents the cores in today methane seeps where methane has maximal concentrations along entire core. The groups 3, 4 have no SMI.

Fig. 7. Absolute (species per gram of dry sediments) and relative (%) abundances of planktonic and benthic foraminiferal species, as well as diversity indexes calculated for benthic assemblages for the core LV 50-05. Gray rectangle is a foraminiferal hiatus (310-390 cm).

Fig. 8 $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values for *V. sadonica* (1), *U. parvocostata* (2) and *N. labradorica* (3) in the core LV50- 05.

Fig.9. $\delta^{13}\text{C}$ variations in the core LV50-05. The left part shows $\delta^{13}\text{C}$ variation of dissolved gas (CH_4) in the pore waters (9) and the position of the modern SMI boundary. Right - $\delta^{13}\text{C}$ changes in calcite shells of two benthic foraminifera species, relict border of SMI and AMS ^{14}C dates. Dark circle with an asterisk – solid carbonate concretions: an asterisk - "soft" carbonate concretions. *Actual age of OS-117526-date nearly from 10000 yr BP

Fig. 10. Distribution (%) of *N. labradorica* and *U. parvocostata* in the core LV50-05. Feedings for the first species is the organic substance in sediments, but the second one - Corg. of the primary production.

Plate Representative SEM images of *U. parvocostata* (1-3; 10-12), *N. labradorica* (4-6; 13-15), *Ng. pachyderma* sin (7-9; 16-18). Upper images (1-9) show altered foraminifera (the most depleted $\delta^{13}\text{C}$) from the most $\delta^{13}\text{C}$ depleted intervals 450-455cm and 490-495 cm. Lower images (10-18) show unaltered foraminifera from 50-55cm, 200-205 and 270-273cm intervals in the core LV 50-05. Scale bar is 10 μm .

Табл. 1. AMS ^{14}C – даты и календарное время в колонке LV50-05.

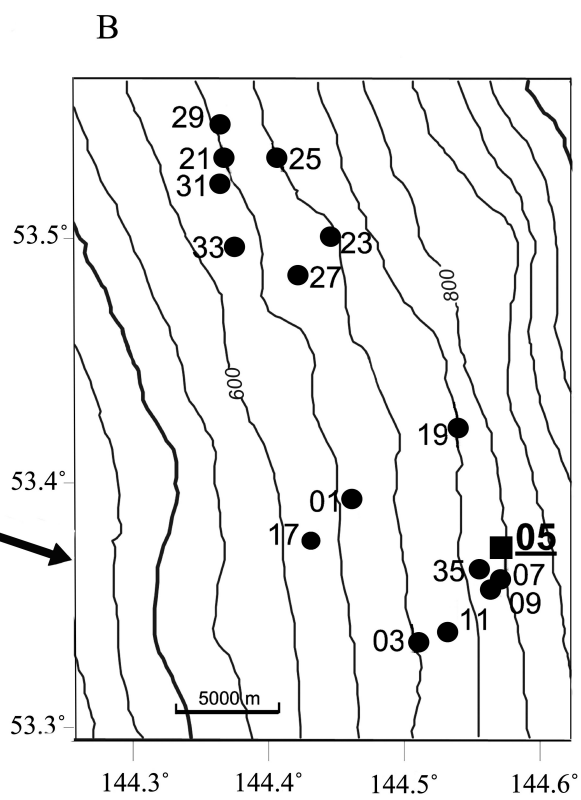
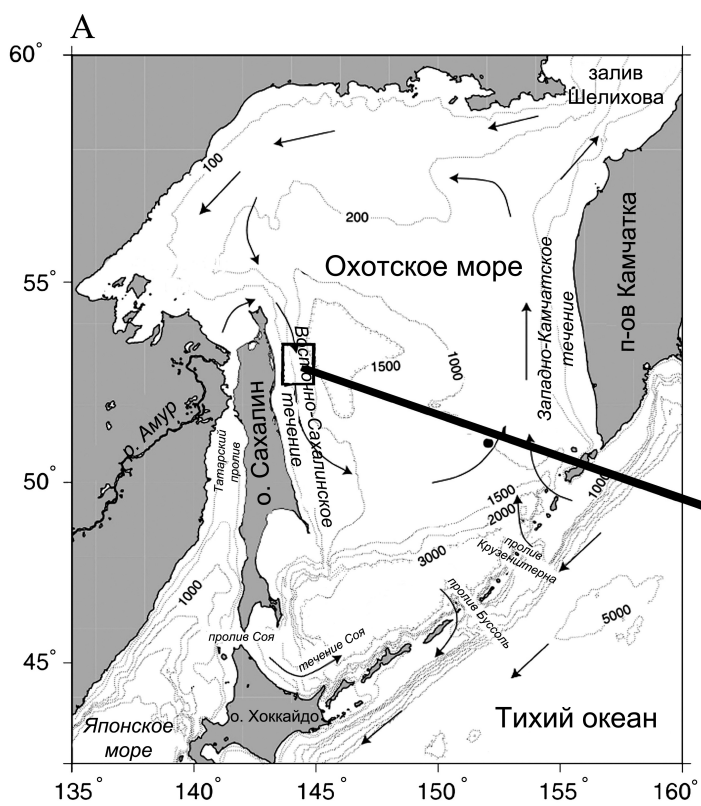
Лабораторный индекс	Глубина отбора (см)	Датируемый материал	AMS $\delta^{14}\text{C}$ радио-углеродный возраст	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Календарный возраст	Калибровочная версия
OS-117588	122	Моллюск	3150±20	-1.13	2223±54	Fairbanks0107
OS-117586	130-135	Фораминифера	3400±25	-1.49	2518±102	Fairbanks0107
OS-117585	160-165	Моллюск	3150±20	-3.06	2223±54	Fairbanks0107
OS-117591	220-225	Фораминифера	5110±20	-2.03	4721±62	Fairbanks0107
OS-117589	280-285	Моллюск	7710±25	-6.23	7607±21	Fairbanks0107
OS-117590	300-305	Моллюск	8190±30	-4.95	8040±41	Fairbanks0107
OS-117790	300-305	Фораминифера	7450±30	-3.49	7421±20	Fairbanks0107
OS-117526	490-495	Моллюск	10950±30	-6.81	11436±93	Fairbanks0107

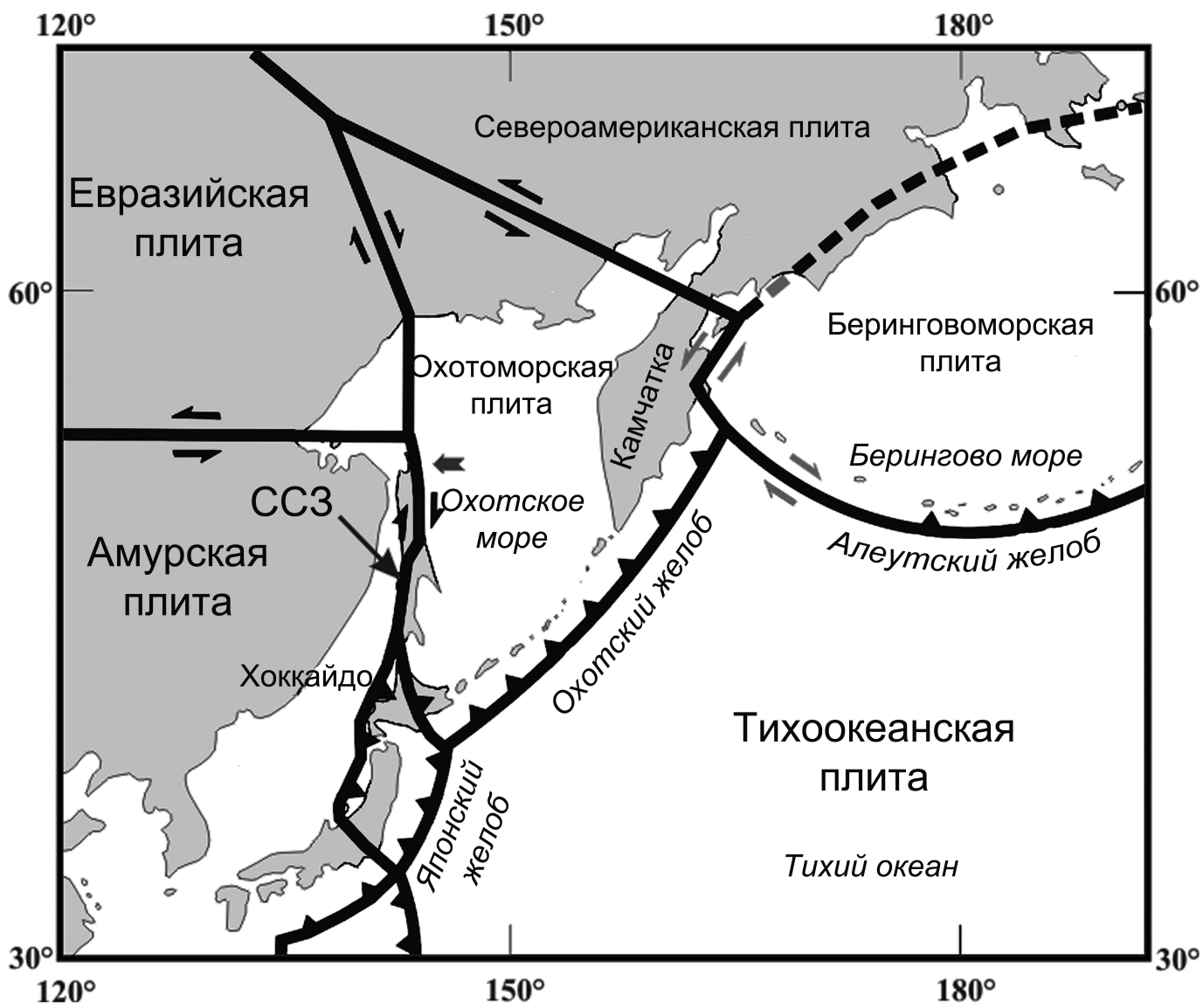
Примечание. Курсивом выделены даты AMS ^{14}C с искаженным возрастом.

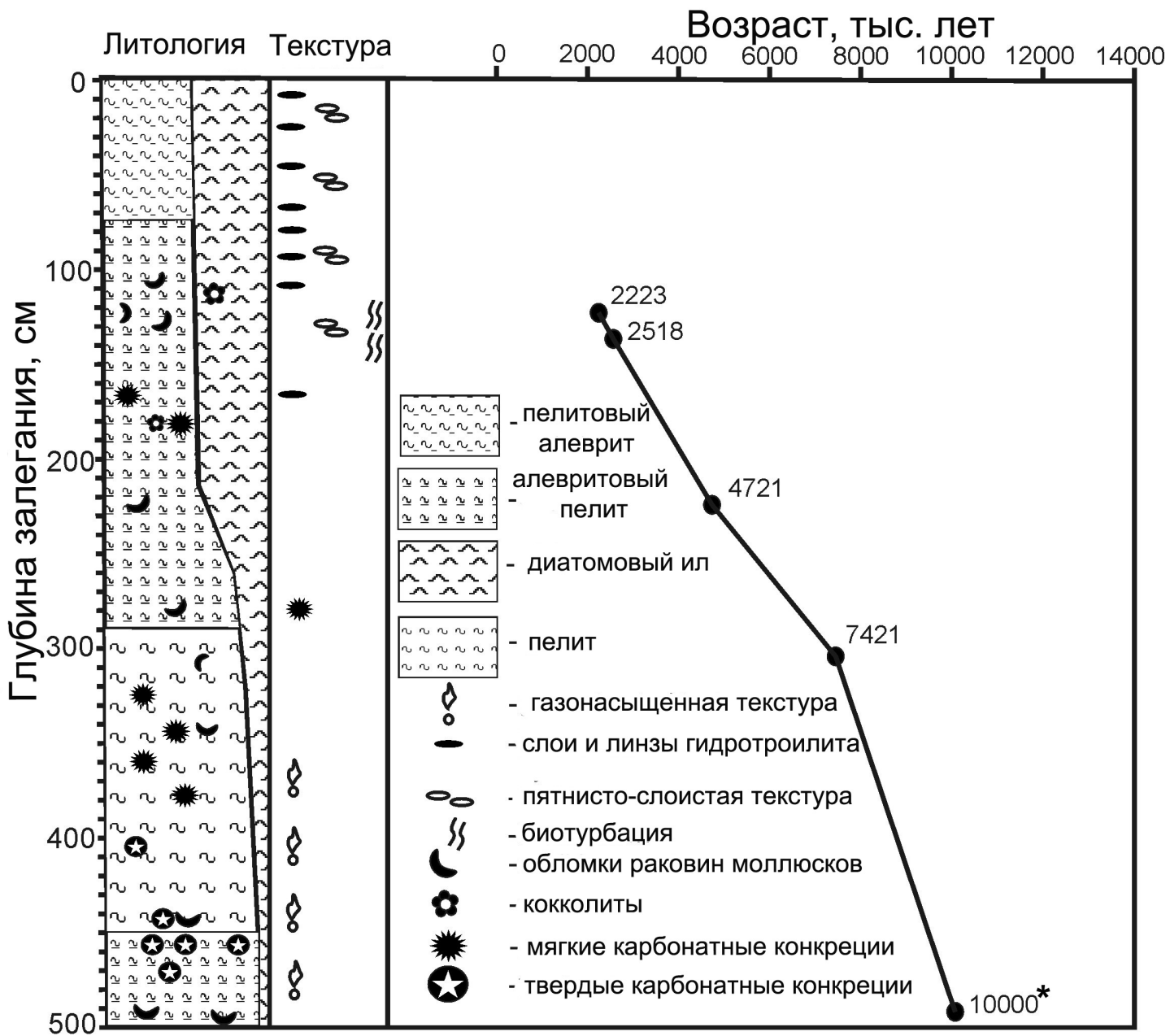
Таблица 2. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах трех видов бентосных фораминифер в колонке LV50-05.

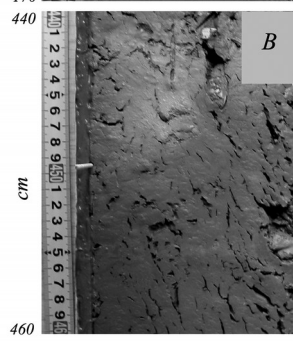
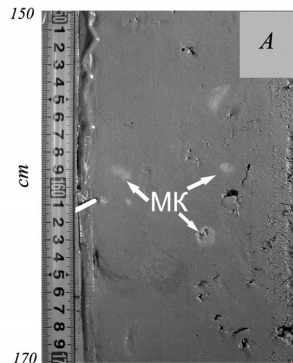
Глубина (см)	Виды	Размер раковин (мм)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
10-15	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.08	3.65
10-15	<i>N. labradorica</i>	0.5-0.6	-1.92	3.40
20-25	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.93	3.61
20-25	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.8	-1.00	2.91
20-25	<i>N. labradorica</i>	0.35-0.6	-2.13	3.36
30-35	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.42	3.48
30-35	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.7	-0.92	2.99
30-35	<i>N. labradorica</i>	0.4-0.7	-0.86	3.02
40-45	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.99	3.55
40-45	<i>V. sadonica</i>	0.45-0.7	-0.94	2.93
40-45	<i>N. labradorica</i>	0.4-0.55	-2.52	3.30
50-55	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.18	3.48
50-55	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.7	-0.85	2.98
50-55	<i>N. labradorica</i>	0.5-0.6	-5.11	3.36
60-65	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.44	3.61
60-65	<i>V. sadonica</i>	0.5-0.6	-0.79	2.91
60-65	<i>N. labradorica</i>	0.5-0.6	-1.27	3.43
70-75	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.48	3.63
70-75	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.7	-1.18	3.11
70-75	<i>N. labradorica</i>	0.4-0.6	-2.82	3.48
80-85	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.95	3.60
80-85	<i>V. sadonica</i>	0.4-0.75	-0.68	3.01
80-85	<i>N. labradorica</i>	0.4-0.5	-1.36	3.34
90-95	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.02	3.51
90-95	<i>V. sadonica</i>	0.4-0.7	-1.40	3.01
90-95	<i>N. labradorica</i>	0.4-0.6	-1.60	3.39
100-105	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.20	3.60
110-115	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.33	3.56
110-115	<i>N. labradorica</i>	0.3-0.5	-2.18	3.44
120-125	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.03	3.56
120-125	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.7	-1.00	3.05
120-125	<i>N. labradorica</i>	0.5-0.6	-1.68	3.47
130-135	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.04	3.60
130-135	<i>V. sadonica</i>	0.5-0.7	-1.15	2.92
130-135	<i>N. labradorica</i>	0.4-0.6	-1.40	3.34
140-145	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.98	3.51
140-145	<i>V. sadonica</i>	0.5-0.8	-0.84	3.02
140-145	<i>N. labradorica</i>	0.5	-26.56	3.60
150-155	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.07	3.60
150-155	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.8	-1.42	3.02
150-155	<i>N. labradorica</i>	0.5	-21.52	3.48
160-165	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-0.79	3.61
160-165	<i>V. sadonica</i>	0.3-0.7	-0.89	3.04
170-175	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.83	3.54
170-175	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.7	-0.93	3.07
170-175	<i>N. labradorica</i>	0.5-0.6	-34.75	3.74
180-185	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-3.82	3.51
180-185	<i>N. labradorica</i>	0.6	-30.55	3.78
190-195	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.08	3.47
200-205	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.19	3.58
200-205	<i>N. labradorica</i>	0.5-0.7	-30.83	3.67
210-215	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.34	3.47
210-215	<i>N. labradorica</i>	0.5-0.6	-22.93	3.59
230-235	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.17	3.53
230-235	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.8	-1.22	2.90
230-235	<i>N. labradorica</i>	0.5	-28.89	3.66
270-275	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.68	3.55
270-275	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.8	-1.08	2.95

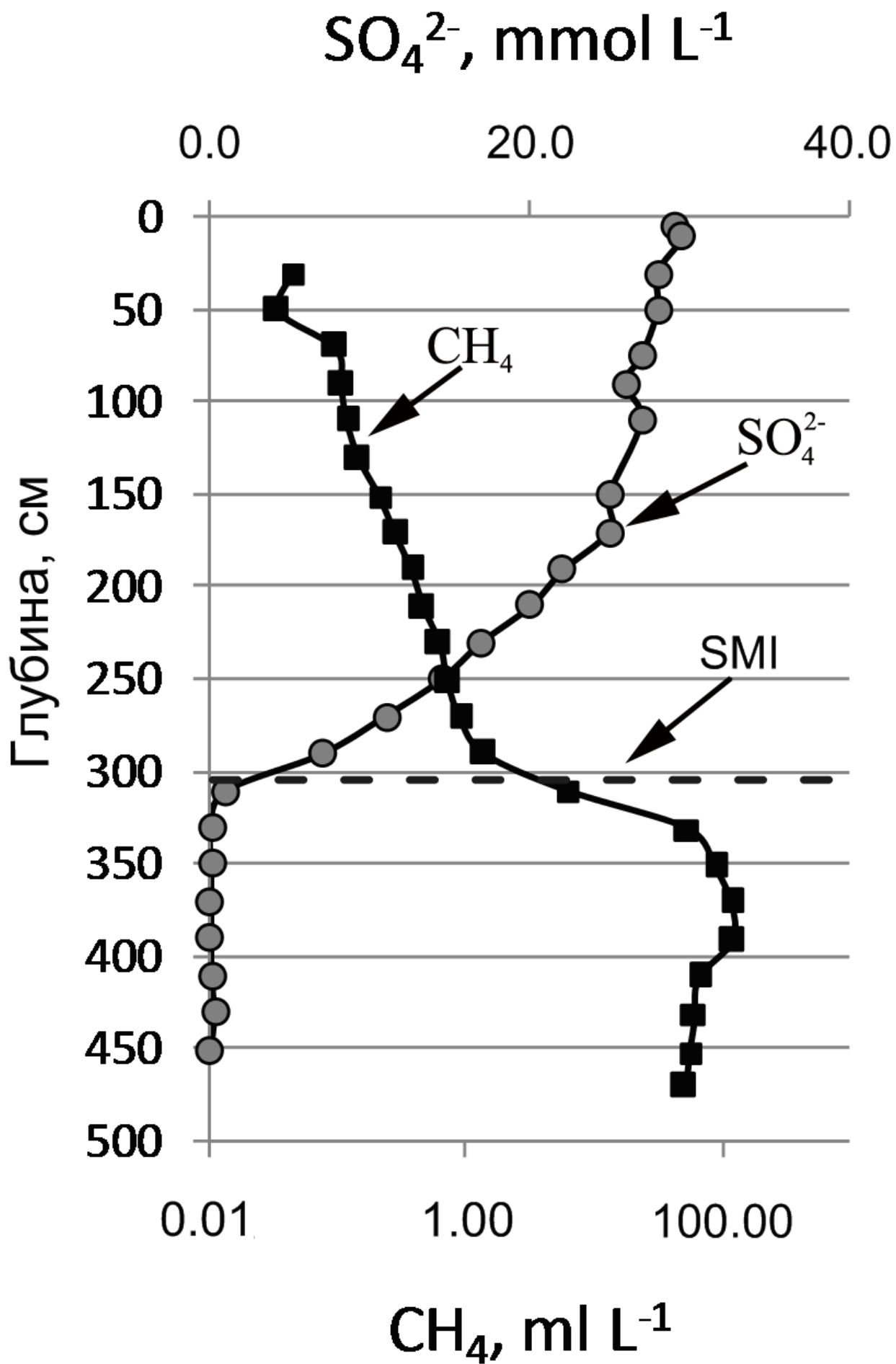
270-275	<i>N. labradorica</i>	0.6	-11.88	3.54
290-295	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.49	3.50
290-295	<i>V. sadonica</i>	0.5-0.6	-1.71	3.02
290-295	<i>N. labradorica</i>	0.5	-1.70	3.35
300-305	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.97	3.35
300-305	<i>V. sadonica</i>	0.6-0.7	-1.10	2.94
300-305	<i>N. labradorica</i>	0.5-0.6	-21.20	3.61
400-405	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-2.10	3.75
400-405	<i>N. labradorica</i>	0.6-0.7	-11.91	3.66
410-420	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-1.75	3.68
410-420	<i>N. labradorica</i>	0.6-0.7	-34.97	3.86
450-455	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-3.23	3.70
470-475	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-3.47	3.59
470-475	<i>N. labradorica</i>	0.5	-23.70	3.72
490-495	<i>U. parvocostata</i>	1.0	-25.97	3.71

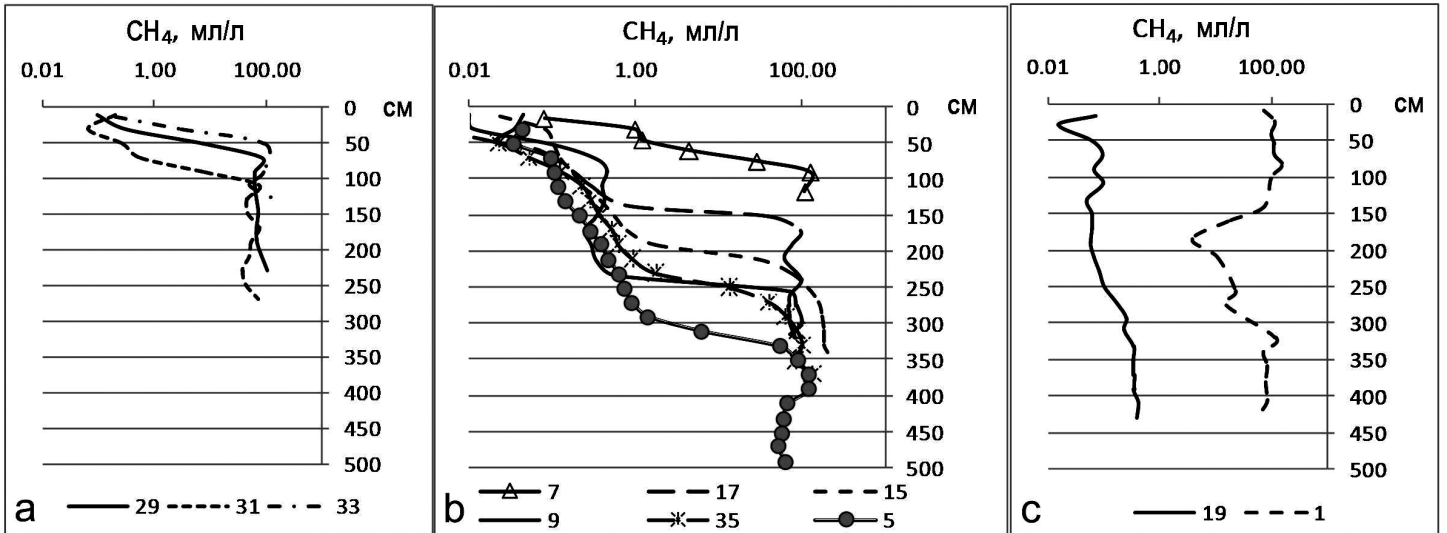


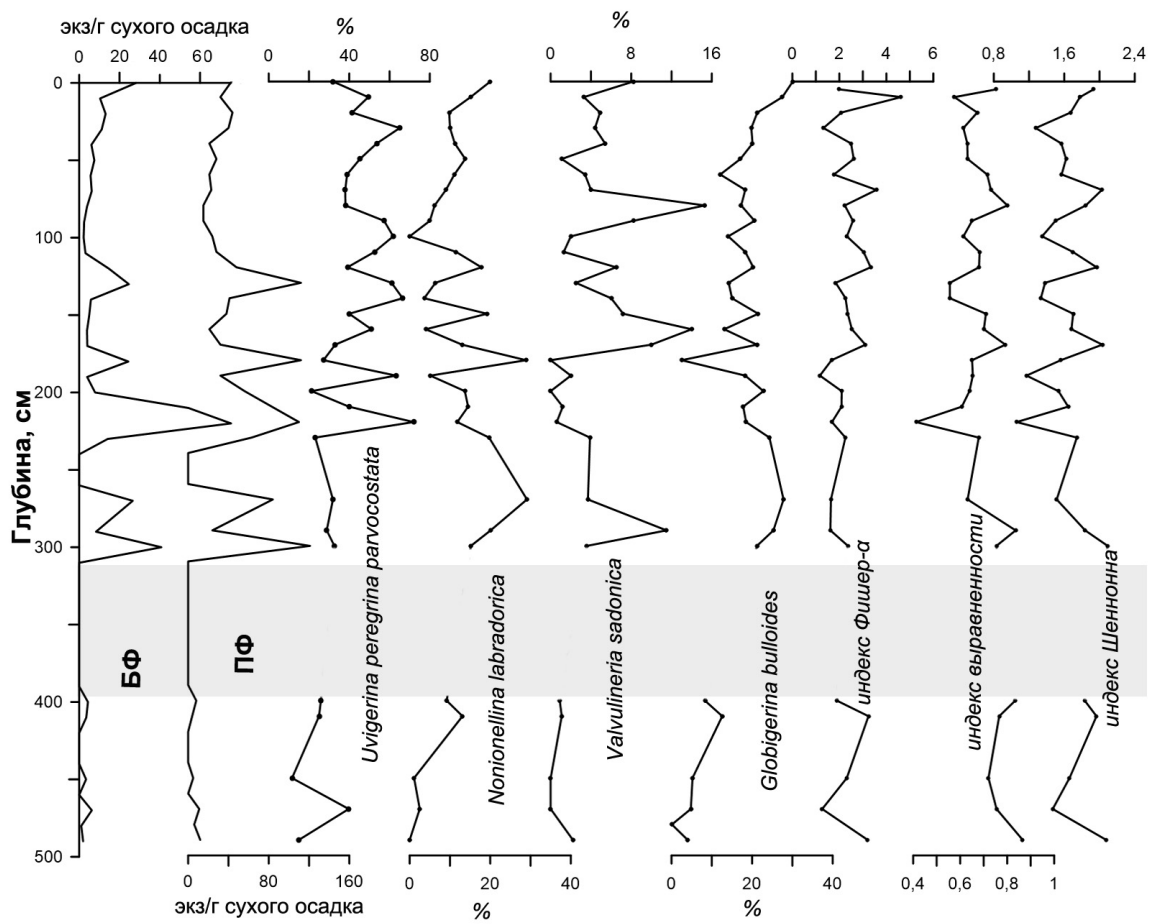


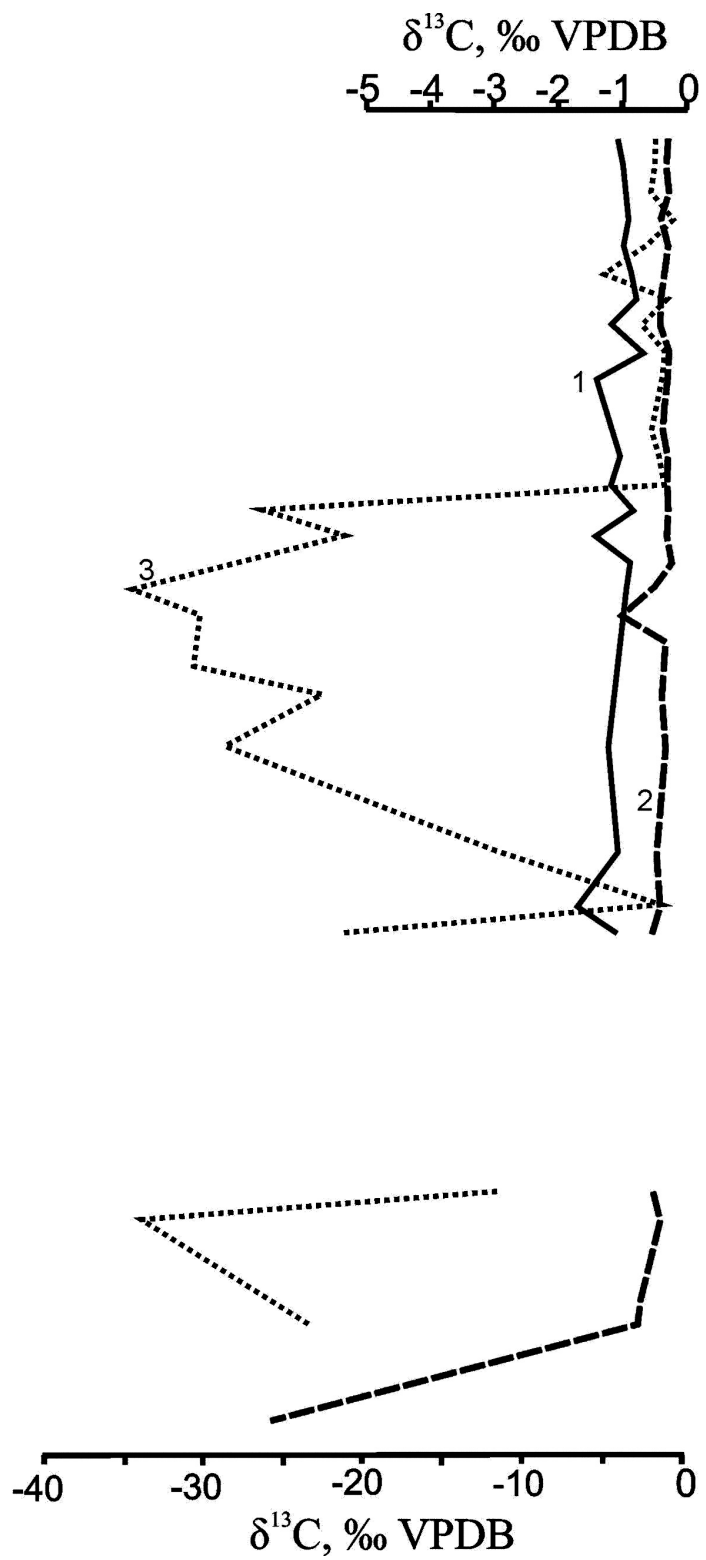
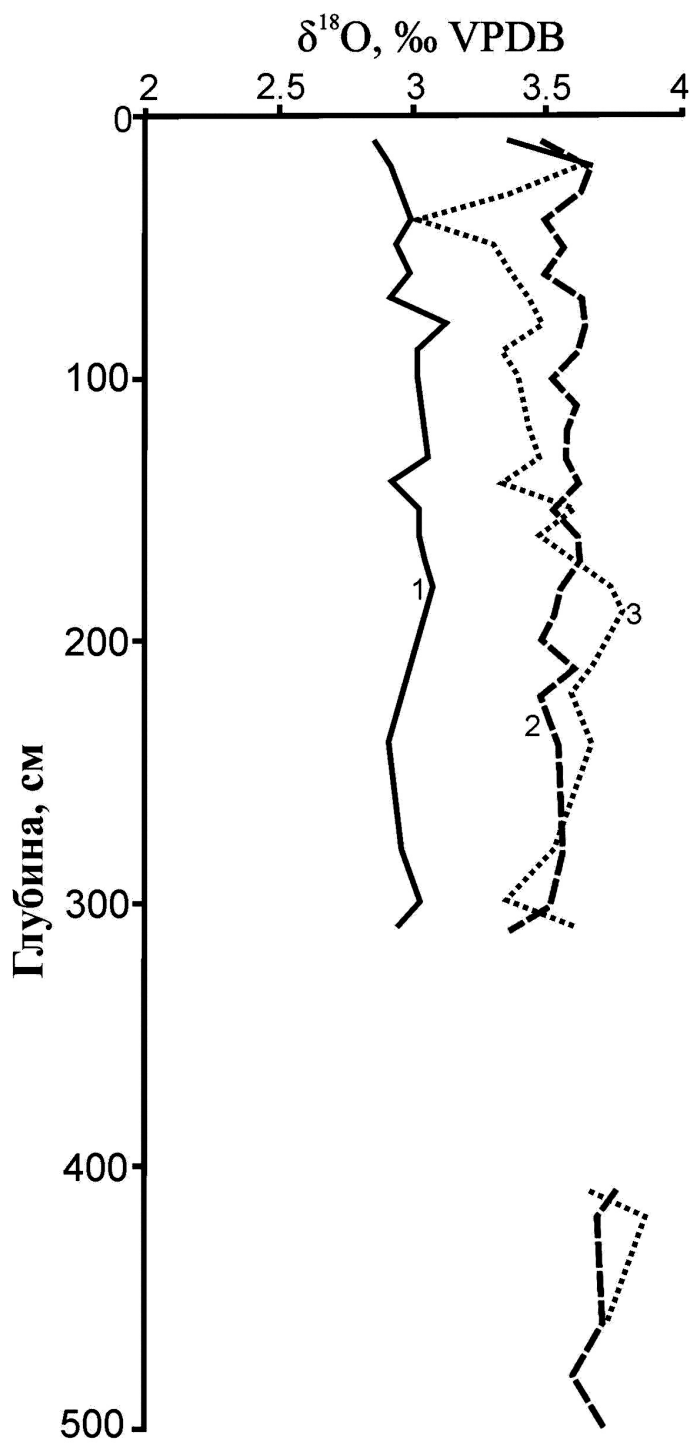


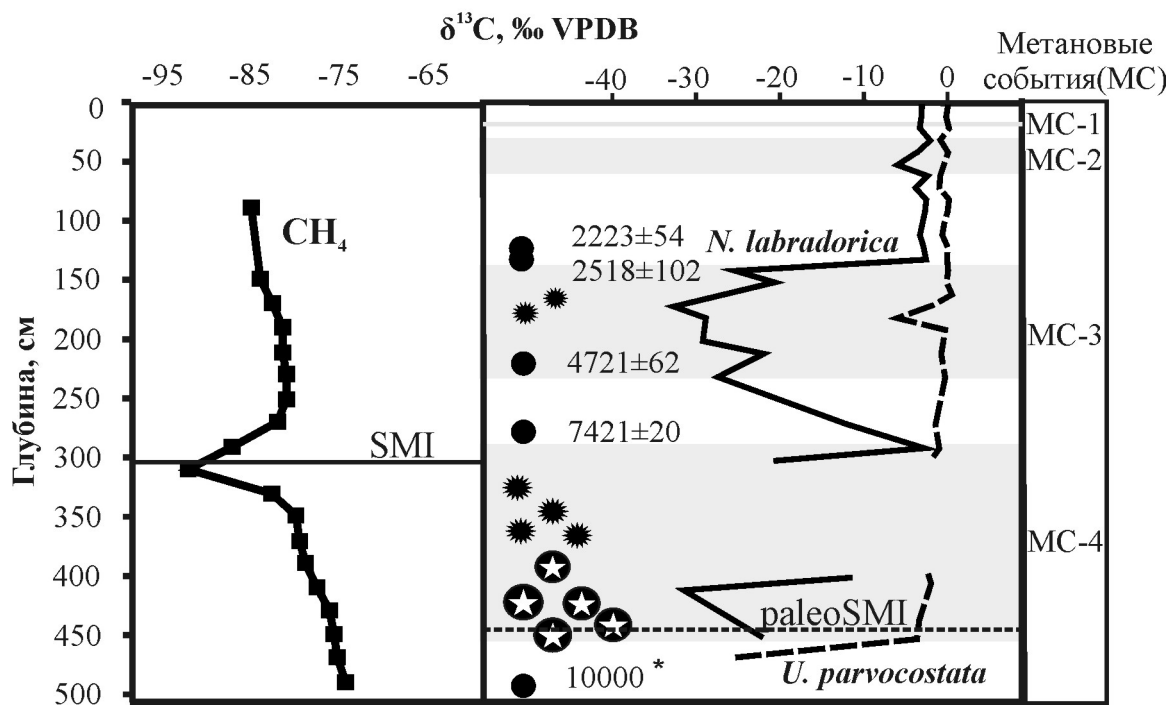


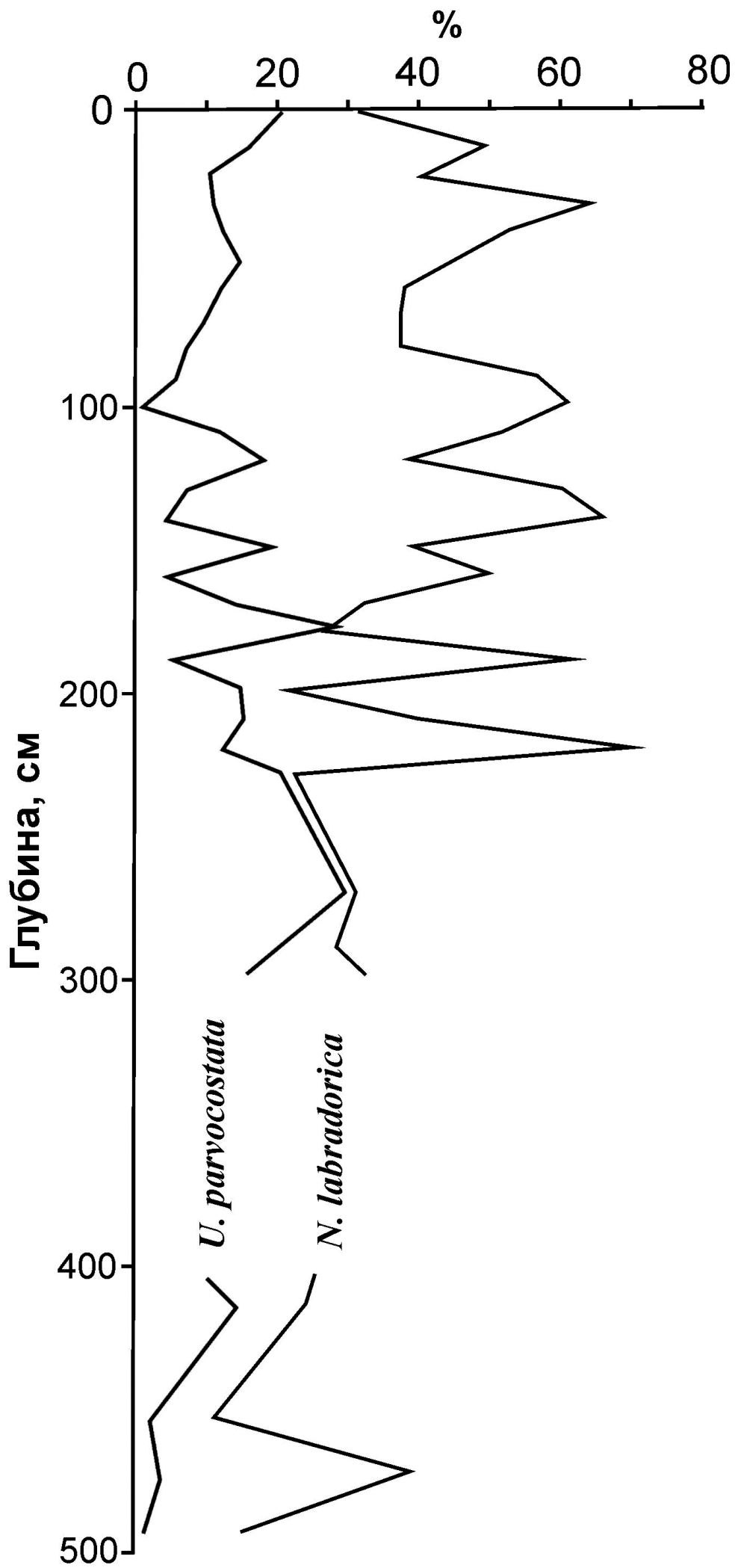




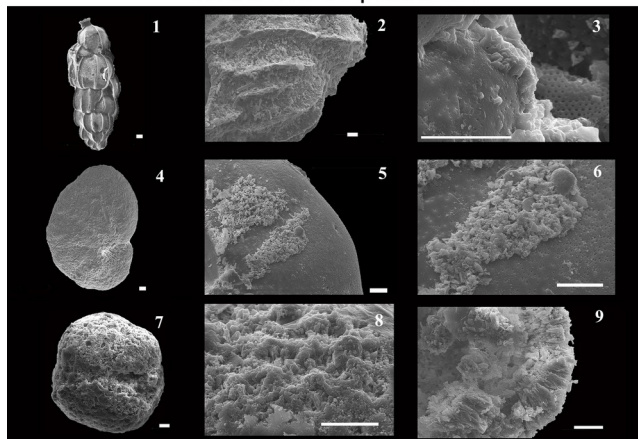








Измененные раковины



Неизмененные раковины

