

**ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СЕВЕРНОМ СЕКТОРЕ  
ЯПОНСКОГО МОРЯ И НА ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СУШЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 40 ТЫСЯЧ ЛЕТ  
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ГЛУБОКОВОДНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ)**

***Ю.В. Рыбьякова, С.А. Горбаренко, А.А. Босин***

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, ул. Балтийская 43,  
г. Владивосток, 690041; e-mail: rybiakova@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 3 июля 2012 г.

По результатам комплексного изучения глубоководных донных осадков в керне из северной части Японского моря представляется реконструкция изменений растительности прилегающей суши в течение последних 40 тыс. лет вследствие глобальных колебаний климата. При построении возрастной модели морских осадков использовались полученные ранее радиоуглеродные датировки, данные об изотопном составе кислорода раковин планктонных фораминифер и их корреляция с аналогичными показателями в других датированных колонках Японского моря и результаты палинологического анализа. На основе палинологического изучения морских донных отложений выделено 6 палинозон с определенными палиноспектрами. Вычислены палеоклиматический коэффициент  $K_p$  и показатель  $T$ , характеризующий температуру. Возрастная модель и реконструированные изменения растительности суши и климатических условий позволили соотнести ряд обнаруженных темных прослоев, обогащенных органическим углеродом, в керне донных осадков, что свойственно для Японского моря, с характером региональных и глобальных климатических изменений, которые происходили во время их седиментации.

***Ключевые слова:*** палеоклимат, растительность, палинозоны, Японское море.

**ВВЕДЕНИЕ**

Палинологические исследования имеют большое значение при выполнении реконструкции растительности и палеоклимата четвертичного периода. Для получения длительных рядов климатических данных используют сведения, “записанные” в осадочных отложениях различного генезиса, в том числе морского.

Первые палинологические исследования морских отложений дальневосточного региона проводились с 50-х годов XX столетия [9]. Целый ряд работ российских исследователей посвящен изучению позднечетвертичных отложений методом спорово-пыльцевого анализа [1–4] и освещают региональные события прошлого [5, 12, 15–18, 20, 21, 26]. Помимо этого, существенный вклад в изучение палеоклимата сделан зарубежными исследователями [35–38, 40–42]. Однако большинство ранее проделанных исследований были сосредоточены на изучении торфяников, речных террас, озерных или же шельфовых отложе-

ний [11, 13, 14, 17, 19–21]. Кроме того, изученные разрезы не всегда имели возрастные датировки, которые позволяют сопоставлять реконструированные изменения растительности и известные глобальные климатические события с установленным возрастом [12].

Основная цель исследования – реконструкция состава растительности и природно-климатических условий, господствующих на суше, омываемой северной частью Японского моря, для позднего плейстоцена и голоцена на основе спорово-пыльцевого анализа датированных глубоководных отложений. Кроме того, особый интерес был направлен на выявление особенностей происхождения отдельных темных прослоев с повышенным содержанием органического углерода в составе осадка. Важную особенность позднечетвертичных отложений Японского моря, которая проявляется в чередовании темных слоев, обогащенных органическим углеродом, и светлых отложений с малым содержанием органического углерода, подметил Тада [40]. Образование темных прослоев он связывал с интерстадиалами. В

интерстадиалы последнего оледенения увеличение атмосферных осадков в связи с усиленной интенсивностью азиатского муссона на территории Китая приводило к большому поступлению нутриентов с речным стоком Янцзы [40]. В результате, при усилении продуктивности образовывался осадок с повышенным содержанием органического углерода [40], который имеет характерный темный цвет [37]. Известно также, что накоплению органического вещества на дне Японского моря способствуют восстановительные условия, поскольку при таких условиях хорошо сохраняются карбонатные раковины планктонных фораминифер, тогда как развитие бентосных фораминифер очень ограничено из-за отсутствия кислорода или совсем отсутствует. Восстановительная обстановка появлялась в придонных слоях Японского моря при падении уровня моря и уменьшении притока тихоокеанских вод во время максимума последнего оледенения, что приводило к опреснению поверхностных вод и отсутствию глубинной вентиляции [32]. В связи с этим, формирование прослоев также обусловлено слабой вентиляцией придонных вод. Приток тихоокеанских вод существенно сокращался по той причине, что глубина самого глубокого пролива Японского моря (Корейский) около 130 м [25], а регрессия моря в максимум последнего оледенения составляла около 110 м.

Для нас представляло интерес выявить климатические условия при седиментации установленных нами темных прослоев на основе полученных сведений.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Объектом изучения явился керн донных морских осадков LV 32-33 (рис. 1), отобранный на севере Японского моря (46°28.808 с.ш., 139°0.294 в.д.) в ходе 32-й экспедиции НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, длина его составляет 822 см, глубина моря в точке отбора около 1100 м. Отбор керна со дна осуществляли с помощью гравитационной трубки.

В составе донных отложений выделены следующие слои:

0–83 см – ил пелитовый, зеленовато-серый с пятнами черного цвета (62–65 см); 83–180 см – ил алевропелитовый зеленовато-серый; 180–380 см – ил алевропелитовый серый с песком. Горизонтальная слоистость прослеживается с 215 см со слоями до 1 мм. Отмечаются черные прослои на 293 см, 327 см, 332 см, 342 см и 365 см; 380–395 см – ил алевропелитовый серый и зеленовато-серый с примесью песка; 395–407 см – ил алевропелитовый серый с примесью песка; 407–417 см – ил алевропелитовый зеленовато-серый со слоями черного, серого и зелено-серого

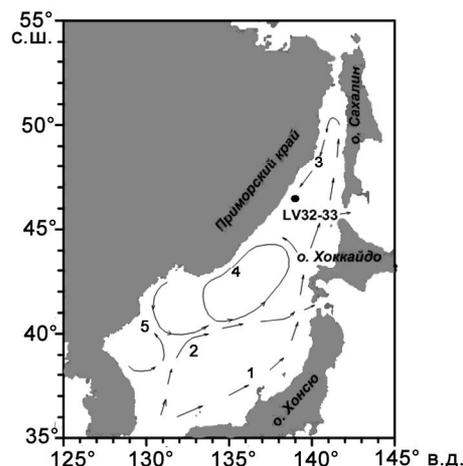


Рис. 1. Точка отбора осадочного керна LV32-33 и схема поверхностных течений Японского моря.

1 – Цусимское, 2 – Восточно-Корейское, 3 – Шренка, 4 – Приморское, 5 – Северо-Корейское [28].

цвета; 417–430 см – ил алевропелитовый серый с черным оттенком; 430–480 см – ил алевропелитовый серый с примесью песка; 480–517 см – ил алевропелитовый темно-серый до 495 см и серый – далее. Прослеживаются слойки черного цвета после 485 см; 517–563 см – ил алевропелитовый с примесью песка, темновато-серый; 563–602 см – ил алевропелитовый серый с примесью песка; 602–615 см – ил алевропелитовый с примесью песка чуть темнее предыдущего интервала; 615–639 см – ил алевропелитовый серый с песком и с черными прослоями (618–622 см); 639–651 см – ил алевропелитовый зеленовато-серый; 651–735 см – ил алевропелитовый с песком, серый; 735–750 см – алеврит пелитовый серый с песком; 750–765 см – алеврит пелитовый с песком, зеленовато-серый; 765–780 см – ил алевропелитовый с примесью песка, серый; 780–822 см – алеврит пелитовый с примесью песка, серый. Литологическое описание осадков керна и биохимические показатели позволили установить ряд тонкослоистых прослоев, имеющих темный цвет (так как богаты органическим углеродом).

Ранее при изучении отложений данного керна был определен изотопный состав кислорода раковин планктонных фораминифер и их количество в 1 грамме сухого осадка, а также установлены радиоуглеродные датировки осадка методом ускорительной масс-спектрометрии и содержание хлорина в осадке [39].

На этапе подготовки проб на спорово-пыльцевой анализ сухой осадок отбирали с интервалом в 5 см (всего 120 проб) и обрабатывали далее по методу В.П. Гричука [22]. Мы определили общий состав пыльцы и спор по группам растений, т.е. процентные

соотношения между суммами пыльцы деревьев, трав и спор (за 100 % принимали сумму всех зарегистрированных пыльцевых и спорных зерен) (рис. 2). Затем вычислили процент пыльцы и спор каждого таксона в каждой из групп (когда за 100 % поочередно принимали суммы пыльцы деревьев и кустарников, трав и спор). Это так называемый групповой способ подсчета пыльцы и спор. Чтобы выделить палинозоны детально рассматривались колебания по содержанию пыльцы отдельных таксонов в группе древесных и кустарников (рис. 2). Таким образом, по доминирующему компоненту и субдоминантам мы установили 6 палинозон.

Следует отметить, что попадание пыльцы и спор наземных растений в море возможно как с речным стоком, так и за счет ветрового разноса [22, 27]. Однако на формирование субфоссильных и фоссильных спорово-пыльцевых комплексов морских донных отложений, кроме того, влияют океанические процессы, и в первую очередь – циркуляция течений. В связи с этим, результаты спорово-пыльцевого анализа донных осадков отражают средний состав растительности прилегающей территории.

Для оценки климатических изменений в регионе был вычислен палеоклиматический коэффициент ( $K_p$ ). Его рассчитывали как соотношение суммы процентного содержания характерных теплолюбивых древесных таксонов региона (*Quercus*, *Ulmus*, *Picea* sect. *Eupiceae*, *Picea* sect. *Omorica*, *Juglans*) к сумме процентов пыльцы выше указанных таксонов и холодостойкого кустарника *Duschekia* [6, 33].  $K_p$  отражает резкие изменения растительности прилегающей суши вследствие изменения климатических условий.

В дополнение к палеоклиматическому коэффициенту использовался критерий T, который был определен в результате группирования таксонов в определенные типы растительности, формации и ассоциации, распространенные в изучаемом регионе. Индекс T хорошо показывает потепление климата.

Учитывая особенности современной региональной растительности, пыльца и споры, зафиксированные при анализе, были сгруппированы по типам растительности (формациям и ассоциациям). В результате получены следующие типы растительности и сообщества: тундра/лесотундра, кедровый стланик, березовое криволесье, пихтово-еловый лес, елово-широколиственный лес, кедрово-широколиственный лес, широколиственный лес. Это распространенные типы растительности в настоящее время [8] в пределах среднего и северного Сихотэ-Алиня, нижнего Приамурья и на Сахалине. Для каждого типа вычислена сумма процентного содержания всех таксонов, отнесенных к данному типу. Все типы растительности и сообщества характеризуются определенным набором таксонов (табл. 1).

Таким образом, для каждой пробы был проведен подсчет коэффициента T по формуле:

$$T = \sqrt{(4+5+6+7)/(1+2+3)}.$$

Цифры в формуле соответствуют порядковому номеру растительности в табл. 1. Показатель T при высоких значениях отражает теплые климатические условия, благоприятные для лесной растительности. Аналогичный индекс ранее использовали коллеги при изучении растительности на берегах оз. Байкал [31].

**Таблица 1. Наиболее распространенные растительные сообщества Сихотэ-Алиня, нижнего Приамурья и Сахалина и таксоны, которые входят в их состав.**

№ п/п	Зональные типы растительности, растительные сообщества и ассоциации	Пыльца доминирующих таксонов и таксономических групп, обнаруженная при анализе
1	Тундра/лесотундра	<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i> , <i>Duschekia</i> , <i>Salix</i>
2	Кедровый стланик	<i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>
3	Березовое криволесье	<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> , <i>Betula</i> sect. <i>Costatae</i> , <i>Betula</i> .
4	Пихтово-еловый лес	<i>Abies</i> , <i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i> , <i>Picea</i> sect. <i>Eupiceae</i>
5	Елово-широколиственный лес	<i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i> , <i>Picea</i> sect. <i>Eupiceae</i> , <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Juglans</i> , <i>Tilia</i> , <i>Acer</i>
6	Кедрово-широколиственный лес	<i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i> , <i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Juglans</i> , <i>Tilia</i> , <i>Acer</i>
7	Широколиственный лес	<i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Juglans</i> , <i>Tilia</i> , <i>Acer</i>



### СОВРЕМЕННАЯ РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Современная растительность юга Дальнего Востока России, о. Сахалин, Японских островов, северо-восточного Китая и Корейского п-ова весьма разнообразна, что связано с географическим положением, климатическими условиями и особенностями рельефа. На севере Сихотэ-Алиня [24] и на большей части о. Сахалин произрастают горнотаежные темнохвойные леса, горные среднетаежные лиственничные леса и лиственничные мохово-травяно-кустарничковые сообщества. Именно эти территории наиболее близки по географическому положению к точке отбора керн.

Таежный лес представлен: сосной корейской (кедр корейский), сосной обыкновенной, лиственницей Каяндера, елью аянской, пихтой белокорой, пихтой цельнолистной и др.

Вдоль материкового берега Японского моря простирается полоса широколиственных (преимущественно дубовых) лесов [25]. В составе хвойно-широколиственных и многопородных широколиственных лесов участвуют дуб монгольский, липа амурская, клены, граб и др. По берегам о. Сахалин широко представлены таксоны мелколиственных древесных пород. Среди них – березы: даурская (черная), маньчжурская (белая), ребристая (желтая), шерстистая (каменная), береза Шмидта (железная). Вблизи морского берега, вглубь по долинам рек произрастают ольховник Максимовича, ольха японская [23].

### КРАТКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОБЕРЕЖЬЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Воды Японского моря омывают юг Дальнего Востока России, о. Сахалин, острова Японского архипелага, часть северо-восточного Китая и часть Корейского п-ова. В связи с этим, оно оказывает влияние на климатические условия указанных территорий. В частности, роль климатообразующего фактора в данном регионе играют поверхностные морские течения. Цусимское и Восточно-Корейское теплые течения приносят субтропические воды с юга. С севера, вдоль материкового побережья Приморья распространяется холодное течение Шренка, немного южнее – холодное Приморское течение и Северо-Корейское (рис. 1) [28].

В результате сезонного температурного контраста воздушных масс Евразийского континента и Тихого океана формируется Азиатский муссон. Его деятельность обуславливает муссонный климат на Дальнем Востоке [25]. На севере Приморья среднегодовая температура составляет +2°C, средняя месячная тем-

пература января около -19 °С, августа – +15°C. Годовое количество осадков – 500–700 мм [5]. Для открытых участков северо-западных районов моря зимой преобладающими являются ветры северо-западных и северных направлений. В теплый сезон в северных районах моря преобладают ветры восточных и северо-восточных, а в южных районах – южных направлений. Все вышеупомянутые природные особенности по-своему влияют на формирование растительности.

### ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ

Для интерпретации результатов важнейшим аспектом является хронологическая привязка изучаемых осадков. Возраст осадков определили, основываясь на радиоуглеродных датировках, колебаниях содержания  $\delta^{18}\text{O}$  в планктонных фораминиферах во времени и сопоставлении их с подобными показателями в других датированных колонках Японского моря [38, 39, 41]. Радиоуглеродные даты с поправкой на возраст поверхностных вод моря (400 лет) были переведены в календарные года, используя полином Барда для голоцена и ледникового периода [29] (табл. 2). Дополнительно проводилась хронологическая корреляция данных палинологического анализа (включая  $K_p$ ) и соответствующих им изменений климата с глобальными датированными климатическими изменениями [39] во время последнего оледенения и голоцена. Основываясь на проведенной корреляции, составлена обобщающая возрастная модель (табл. 3). Таким образом, далее по тексту, говоря о своих результатах, приводим возраст с учетом преобразований. (табл. 3). Более подробно составленная возрастная модель будет обсуждаться в отдельной статье.

Палинологический коэффициент  $K_p$  ранее был рассчитан при изучении подробно датированных донных отложений центральной части Охотского моря и показал хорошее совпадение по времени реконструированных региональных смен растительности с глобальными климатическими изменениями во время максимума последнего оледенения – голоцена [6].

**Таблица 2. Результаты радиоуглеродного анализа донных осадков керн LV32-33 Японского моря.**

Интервал, см	Лабораторный индекс	$^{14}\text{C}$ возраст, лет	Калиброванный возраст, тыс. лет
105	KIA 34207	5235±40	5.5
300–301	KIA 34211	20660±15	23.9
380	KIA 34212	23590±17	27.3
412	KIA 34213	24530±24	28.4
500	KIA 34214	27440±33	31.7

**Таблица 3. Обобщенная возрастная модель донных осадков колонки LV32-33.**

Интервал, см	Возраст калиброванный, тыс. лет
105	5.5
192	11.6
202	12.7
218	14.7
304	22.8
395	26
417	27.2
500	30.7
767	37.5

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Нами изучен общий состав пыльцы и спор по группам растений: древесные и кустарники, травянистые растения и высшие споровые растения. Наиболее детально рассматривались колебания по содержанию пыльцы отдельных таксонов в группе древесных и кустарников (рис. 2). Таким образом, по доминирующему компоненту и субдоминантам мы выделили палинозоны (1–6). Зоны 6 и 4 разделены на несколько подзон.

#### **Палинозона 6 *Duschekia – Betula sect. Albe – Abies* (инт. 550–820 см).**

Подзона 6d *Duschekia – Betula sect. Albae* (инт. 780–820 см). В палиноспектрах большую роль играет пыльца *Duschekia*, количество которой уменьшается вверх по разрезу (до 62 %). Участие других древесных и кустарниковых видов растений наименее заметное. В общем составе велика роль спор, причем за счет мхов *Sphagnum*. Диаграмма указывает на произрастание преимущественно ольховника, что характерно для холодных условий (рис. 2). Показатель  $K_p$  характеризуется низкими величинами (в среднем 0.1), так же как  $T$ , подтверждая неблагоприятные климатические условия, когда происходило формирование палиноспектров данной подзоны.

Подзона 6с *Duschekia – Abies – Betula* (инт. 670–780 см). В палиноспектрах в роли субдоминанта попеременно выступают *Abies*, *Betula sect. Albae*. Содержание пыльцы *Duschekia* находится как бы в противофазе с суммой пыльцы темнохвойных таксонов. В инт. 760–780 см наблюдается пик пыльцы *Betula sect. Albae*, а количество пыльцы *Duschekia* резко уменьшается. Вместе с тем, величина  $K_p$  достигает 0.4, индекс  $T$  достигает 2 (рис. 2). Таким образом, формирование спектров подзоны, вероятно, связано с потеплением, которое зафиксировано на инт. 760–780 см.

Подзона 6b *Duschekia – Betula sect. Albae* (инт. 620–670 см). Количество пыльцы *Duschekia* достига-

ет 77 %. Примечательным является тенденция увеличения роли пыльцы *Betula sect. Albae*. Показатель  $K_p$  – в среднем 0.2. Судя по низким значениям показателей  $T$  и  $K_p$ , условия климата были неблагоприятными для развития лесной растительности.

Подзона 6a *Duschekia – Abies – Betula* (инт. 550–620 см). Она примечательна тем, что наблюдается сокращение по процентному содержанию пыльцы *Picea* (до 4 %), тогда как доля пыльцы *Abies* достигает 20 % и очень высока доля пыльцы *Duschekia* (до 85 % у верхней границы подзоны). Значения коэффициента  $K_p$  очень низкие (0.1). Таким образом, произрастающая растительность в общих чертах была близка к лесотундровой и состояла преимущественно из сообществ ольховника и кустарниковых берез. Однако, вероятно, локально произрастали темнохвойные лесные сообщества. Показатель  $T$  также указывает на холодные условия климата.

#### **Палинозона 5 *Duschekia* (инт. 470–550 см).**

Характерно наименьшее участие древесных и травянистых растений, вероятно, растительность была с явно выраженным доминированием ольхового стланика. Среднее значение  $K_p$  очень низкое – 0.05, что свидетельствует о холодных условиях региона. Значения показателя  $T$  указывают, что условия климата стали еще холоднее по сравнению с предыдущей палинозоной. По-видимому, повсеместное активное распространение тундровой растительности обусловлено наиболее холодными климатическими условиями на суше.

#### **Палинозона 4 *Duschekia – Betula sect. Albae – Picea sect. Omorica* (220–470 см).**

Подзона 4с *Duschekia – Picea sect. Eupiceae* (инт. 405–470 см). Помимо пыльцы *Duschekia* (до 73 %), отмечено заметное участие пыльцы *Betula sect. Albae* (до 7 %), *Picea sect. Eupiceae* (до 11 %) (рис. 2). Таким образом, в составе растительности региона наряду с ольховником произрастали ели, но имели свою локализацию. Значение  $K_p$  выросло до 0.3, т.е. климат стал немного теплее по сравнению с палинозоной 5. Значения  $T$  в целом подтверждают потепление климата.

Подзона 4b *Duschekia – Betula sect. Albae – Picea sect. Omorica* (инт. 245–405 см). В палиноспектрах наблюдается количественный рост пыльцы *Duschekia* (до 86 %), что свидетельствует о широко-масштабном произрастании ольхового стланика.  $K_p$  в среднем достигает 0.2, критерий  $T$  также имеет низкие величины. Таким образом, можно предположить тенденцию к ухудшению климатических условий по сравнению с подзоной 4с.

Подзона 4a *Duschekia – Picea sect. Omorica* (инт. 220–245 см). В группе деревьев и кустарников

количество пыльцы *Betula sect. Albae* постепенно уменьшается. Наблюдается низкая доля пыльцы *Picea sect. Eupiceae* (до 5 %) и *Picea sect. Omorica* (до 5 %). Отмечено появление в небольшом количестве пыльцы *Quercus*. Величина  $K_p$  достигает 0.4, причем резкое увеличение наблюдается на верхней границе подзоны. Значения  $T$  достигают 1.5. Вероятно, подзона 4а и вычисленные индексы характеризуют начавшееся потепление климата.

### Палинозона 3 *Duschekia* – *Quercus* (инт. 195–220 см).

В инт. 205–220 см наблюдается резкое снижение доли пыльцы *Duschekia* (до 19 %) и количественное увеличение пыльцы таксонов *Betula sect. Albae* и *Picea sect. Omorica* (19 % и 20 %, соответственно). Значение  $K_p$  достигает 0.6, величина  $T$  – 1.8, тогда как в предыдущей подзоне 4а указанные индексы были значительно ниже. Характеристика палинокомплексов и увеличение коэффициентов  $K_p$  и  $T$  демонстрируют заметное потепление климата. В инт. 195–205 см отмечено увеличение доли пыльцы *Duschekia* (до 50 %), роль пыльцы *Betula sect. Albae* и *Picea sect. Omorica* уменьшилась (до 10 % и 9 %, соответственно). Значение  $K_p$  – 0.3, показатель  $T$  уменьшился до 1.4 (рис. 2). В целом указанные изменения по содержанию пыльцы и индексы отражают похолодание.

Таким образом, растительность на начальном этапе образования палинозоны 3 была представлена преимущественно ольховником, но присутствие пыльцы дуба в малом количестве позволяет предположить его очаговое произрастание (в виде рефугиумов) в связи с потеплением. Вероятно, позднее, в результате похолодания климата, ольховник вновь расширил свой ареал и получил преимущество.

### Палинозона 2 *Quercus* – *Picea sect. Eupiceae* (инт. 60–195 см).

В инт. 110–150 см доля пыльцы *Quercus* достигает максимума по всему разрезу (47 %). Помимо дуба отмечалось наличие и других широколиственных теплолюбивых таксонов: *Juglans*, *Ulmus*, *Tilia*. В значительном количестве в спектрах палинозоны участвует пыльца *Picea sect. Eupiceae*, *Pinus s/g Haploxyton*, *Picea sect. Omorica*, *Pinus s/g Diploxyton*. Указанные данные свидетельствуют о широком распространении смешанного леса. По высоким значениям  $K_p$  (0.95) и индекса  $T$  (3) можно предполагать существенное потепление по сравнению с палинозойной 3 и другими предыдущими подзонами.

Палинозона 1 *Pinus s/g Haploxyton* – *Quercus* (инт. 0–60 см) характеризуется высоким содержанием пыльцы группы древесных и кустарников. Помимо пыльцы *Pinus s/g Haploxyton* и *Quercus*, большое

значение имеют *Pinus s/g Diploxyton*, *Abies*, *Picea sect. Eupiceae*, *Picea sect. Omorica*. Единично отмечалась пыльца *Tilia*, *Acer*.  $K_p$  достигает 1,  $T$  уменьшается (в среднем около 2).

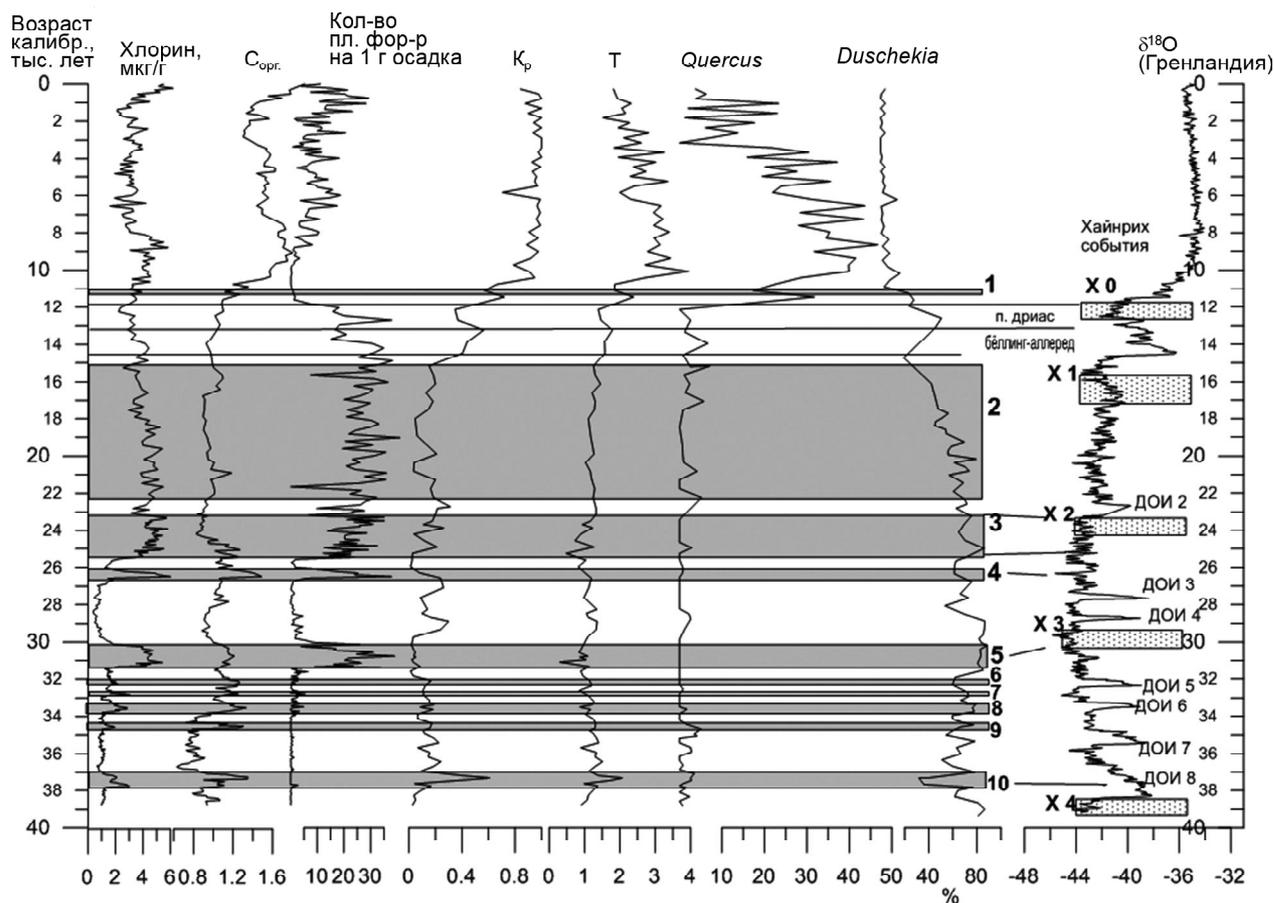
Таким образом, данные по палинозоне 1 указывают на формирование тайги и произрастание широколиственных лесов, но в гораздо меньшей степени, чем ранее (в палинозоне 2), что, очевидно, говорит о более прохладных климатических условиях (неогляциации), хотя в целом благоприятных для лесной растительности.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Развитие растительности, которое отражено последовательной сменой палинозон, обусловлено существенными изменениями условий климата. Таким образом, представленные результаты спорово-пыльцевого анализа морских отложений северного сектора Японского моря позднего плейстоцена – голоцена демонстрируют развитие растительности на юге Дальнего Востока, Сахалине, Хоккайдо, Хонсю, в северо-восточном Китае и северной Корее в связи с изменениями климата. Важную роль при поступлении микрофоссилий на морское дно Японского моря выполнял речной сток с прилегающих участков суши и ветровой разнос, но установить в какой мере проявился один или другой фактор довольно сложно. Развитие и самовосстановление растительных сообществ происходят в природе в очень разных временных масштабах, и чем крупнее масштабы нарушений и сдвигов равновесия в природе, тем более длительное время занимают процессы восстановления. Продолжительность сукцессии, в среднем, как мы считаем, может длиться около 150 лет, это средняя продолжительность жизни древесных пород.

При палеорекострукциях важно рассматривать результаты как спорово-пыльцевого анализа, так и других методов исследования в комплексе. Поэтому на графике (рис. 3) представлены результаты нескольких анализов и показаны тонкослоистые темные прослойки (1–10). Таким образом, на возрастной шкале отражены изменения содержания органического углерода и хлорина, который является индикатором палеопродуктивности [7] (рис. 3).

Согласно полученным результатам, состав растительности 39–38 тыс. лет назад был представлен преимущественно тундровыми и лесотундровыми сообществами при участии темнохвойных пород. Низкие величины палинологических показателей ( $K_p$  и  $T$ ) указывают, что в это время имели место холодные климатические условия (рис. 3). Осадок, образованный в это время, имеет низкое содержание хлорина, что свидетельствует о низкой продуктивно-



**Рис. 3.** Изменения содержания хлорина в осадке, количество планктонных фораминифер в 1 грамме осадка, содержание органического углерода, значения палинологических показателей (Т и коэффициент  $K_p$ ), процентное содержание пыльцы *Quercus* и *Duschekia* в осадках керна LV 32-33 за последние 40 тыс. лет.

Темные тонкослоистые прослои с высоким содержанием органики в виде горизонтальных полос обозначены по порядку сверху вниз жирными цифрами (1-10). С правой стороны приведены кривая изменения  $\delta^{18}O$  ледовой колонки Гренландии NGRIP [30], Дансгор-Ошгер циклы (обозначены ДООИ 1-8) и холодные Хайнрих события (X0 – X4) [34].

сти моря, и отличается светлым оттенком. Эти холодные условия хорошо согласуются с похолоданием Хайнрих 4 (X4), установленным по ледовому керну Гренландии [34].

В составе растительности 38–37 тыс. лет назад преимущество имел ольховый стланик, при этом темнохвойные породы стали играть более заметную роль, чем ранее, так как их пыльца являлась субдоминантом в палинокомплексах. Подобные палинокомплексы характерны для позднеплейстоценовых донных осадков глубоководной котловины Японского моря, континентального склона Приморья, островного склона Хоккайдо [1], а также для позднеплейстоценовых отложений Приморья [10]. Выраженные пики палинологических показателей и резкое уменьшение пыльцы *Duschekia* в осадках изученной колонки указывают на то, что этот временной интервал характеризуется потеплением климатических

условий, которое хорошо совпадает с Дансгор-Ошгер интерстадиалом 8 (ДООИ 8) [30] (рис. 3). В это время происходило осадконакопление 10-го темного прослоя, по Тада и др. [40], с повышенным содержанием органического углерода, и, таким образом, его формирование случилось при потеплении.

В составе растительности 37–32 тыс. лет назад большое преобладание имела кустарниковая холодостойкая растительность. По низким палинологическим показателям можно сказать, что в это время в рассматриваемом регионе господствовали довольно холодные климатические условия. В это время образовался ряд тонких прослоев: 9-й, 8-й, 7-й и 6-й, их седиментация происходила соответственно около 35.5, 33.7, 32.9 и 32.1 тыс. лет назад. При детальном рассмотрении этих прослоев можно предположить, что формирование 9-го прослоя соответствует Дансгор-Ошгер интерстадиалу 7 (ДООИ 7), 8-й прослой

совпадает с интерстадиалом 6 (ДОИ 6) (рис. 3). Эти прослой отличаются высоким содержанием органического углерода и увеличением хлорина. О формировании 7-го и 6-го прослоев трудно дать однозначную оценку, поскольку имеющиеся показатели демонстрируют очень малозаметные колебания.

Спорово-пыльцевой анализ показал, что 32–29 тыс. лет назад растительность состояла из тундровых и лесотундровых сообществ. Согласно очень низким значениям палинологических показателей и очень высокому содержанию пыльцы *Duschekia* (рис. 3), в это время климатические условия стали еще холоднее, чем в предшествующее время. Около 31.5–30 тыс. лет назад происходила седиментация прослой 5. На графике видно (рис. 3), что 5-й прослой имеет высокое содержание хлорина, высокое количество планктонных фораминифер, повышенное содержание органического углерода. Таким образом, седиментацию указанного прослой можно соотнести с холодным событием Хайнрих 3 (Х3), установленным в северной Атлантике [34], которое произошло около 30 тыс. лет назад. Осадконакопление этого прослой могло быть вызвано уменьшением водообмена с тихоокеанскими водами, которое, возможно, стало причиной ослабленной вентиляции придонных вод Японского моря [32].

29–28.5 тыс. лет назад в составе растительности в целом преобладал ольховый стланник. Однако снижение доли пыльцы *Duschekia*, существенное увеличение палинологических показателей, небольшое участие пыльцы *Quercus* свидетельствуют о том, что климатические условия в это время стали более благоприятными для развития лесной растительности. Одновременно в составе донных осадков наблюдается очень низкое содержание хлорина, органического углерода и практически отсутствие планктонных фораминифер. Накопившиеся в это время осадки имеют более светлый оттенок. Позже, как показывает резкое уменьшение коэффициента  $K_p$ , около 28 тыс. лет назад произошло быстрое похолодание, после которого повторилось потепление (около 27 тыс. лет назад).

26.5 тыс. лет назад в составе растительности преимущественно произрастали кустарниковые сообщества. Палинологические показатели ( $K_p$  и  $T$ ) показывают, что в это время климат в регионе менялся от относительно теплого к холодному. В это время происходила седиментация темного прослой 4, и, следовательно, его образование совпадает с переходными условиями климата. Этот прослой характеризуется высоким содержанием хлорина, заметным увеличением органического углерода и планктонных фораминифер.

Согласно полученным палинологическим результатам, растительность 25–23 тыс. лет назад по существу оставалась такой же, как упомянуто выше. Однако из значений палинологического показателя  $K_p$ , которые немного увеличиваются, но в целом находятся в низком диапазоне, следует, что в это время, вероятно, условия были холодными. В этот промежуток времени происходила седиментация темного прослой 3 и, таким образом, этот процесс можно соотнести с холодными климатическими условиями. У этого прослой отмечено высокое содержание раковин планктонных фораминифер и хлорина. Очевидно, формирование этого прослой соотносится с холодным событием Хайнрих 2 (Х2). Предположительно, приток тихоокеанских вод в Японское море резко уменьшился вследствие регрессии и, таким образом, в водном балансе бассейна большее значение приобрел сток рек с материка и атмосферные осадки. В связи с большим поступлением пресных вод, которые легче и оставались в основном в поверхностных слоях, и одновременно с низким испарением, вентиляция глубинных вод существенно снизилась [32, 33]. Поэтому придонные воды приобретали восстановительные свойства, что в свою очередь способствовало хорошей сохранности раковин планктонных фораминифер при их попадании на дно и, возможно, по этой причине они сохранились в большем количестве.

В составе растительности в период 22–15 тыс. лет назад по-прежнему главную роль играли лесотундровые и тундровые сообщества, представленные ольховником. Высокая доля пыльцы *Duschekia* и малые значения палинологических показателей свидетельствуют о том, что условия климата были холодными. В это время на дне образовался прослой 2. В отложениях этого прослой высоко количество планктонных фораминифер, как и содержание хлорина. Предположительно, осадконакопление прослой происходило по аналогичной схеме, как у вышеописанного прослой 3.

Согласно полученным сведениям, а именно: по росту показателя  $K_p$  и по пику пыльцы *Quercus*, около 14.7–13 тыс. лет назад прослеживается потепление, которое совпадает с известным событием Беллинг-аллеред. В это время уменьшается число планктонных фораминифер, падает содержание в осадке органического углерода и хлорина.

Низкие значения  $K_p$  и  $T$  и одновременно быстрый рост процентного содержания пыльцы ольхового стланника отражают похолодание климата около 13–12 тыс. лет назад, которое совпадает с сильным похолоданием климата во время позднего дриаса. В этот период преимущественно произрастал ольхо-

вый стланик. Резкое сильное увеличение количества пыльцы дуба около 11.5 тыс лет назад показывает, что началась смена растительности, и аналогичные изменения примерно в это время отмечены в проведенных ранее исследованиях [1, 10]. Позднее, около 11 тыс. лет назад происходило формирование слоя 1, который отличается отсутствием планктонных фораминифер, высоким содержанием хлорина и органического углерода. Вероятно, на процесс седиментации повлияла резкая смена холодных условий позднего дриаса на теплые условия в начале голоцена.

Учитывая климатические условия, существовавшие при седиментации перечисленных прослоев, можно сделать заключение, что прослой средней части керна (где наиболее мощные прослои) и нижней части имели, вероятно, разный механизм образования. Очевидно, образование 2 и 3 прослоев связано с сильной стратификацией водных масс, которая способствовала образованию восстановительных условий на дне моря, сохраняющихся длительный период. Формирование остальных темных прослоев, вероятно, обусловлено слабой стратификацией, когда уровень моря поднялся. Причиной трансгрессии послужило потепление климата. Таким образом, на своеобразное чередование темных прослоев в составе донных отложений в совокупности повлияли гляциоэвстатические колебания уровня моря и изменения в водном балансе: объем речного стока, атмосферных осадков, испарения. Вследствие перечисленных преобразований произошли изменения в процессах вентиляции и геохимии придонных вод. Также важной причиной формирования темных прослоев можно считать резкие тысячелетние потепления климата в регионе и связанное с ними увеличение поступления нутриентов и соответственно продуктивности моря.

Проведенные ранее исследования гласят о том, что около 11.8 тыс. лет назад на территории Хоккайдо установились холодные климатические условия [35]. Позже, около 8 тыс. лет назад, происходило быстрое распространение дуба по площади острова [35, 36], подобная тенденция упоминается и в других исследованиях [1, 11]. По нашим результатам, однако, распространение дуба началось около 11.5 тыс. лет назад и было обусловлено началом потепления. Вероятно, почти повсеместно широколиственный лес произрастал в период с 10 до 6 тыс. лет назад, в оптимум голоцена. В некоторых исследованиях отмечено [17], что комплексы микрофлоры и микрофауны отложений атлантического времени свидетельствуют об усилении влияния западной ветви Цусимского течения и об усилении интенсивности и продолжительности летнего муссона. Таким образом, высокая

влажность этого периода обусловила увеличение речного стока [17]. Как правило, для этого времени отмечается влаголюбивый и теплолюбивый облик наземной флоры, что подтверждено нашими результатами выше.

В позднем голоцене, по нашим и опубликованным ранее данным [10], структура растительности была близкой к существующей в настоящее время. В среднем голоцене на территории Приморья [10] наряду с широколиственными лесами были распространены кедрово-широколиственные и елово-кедрово-широколиственные леса. Подобные преобразования природы в это время произошли и на Сахалине, где произошло замещение широколиственных лесов тайгой, что привело к исчезновению многих лесных компонентов [23].

Таким образом, результаты спорово-пыльцевого анализа донных отложений из северного сектора Японского моря в целом показали динамику развития растительности, произрастающей на прилегающей суше в течение последних 40 тыс. лет. Выявленные изменения происходили вследствие изменения региональных климатических условий синхронно глобальным изменениям климата.

#### ВЫВОДЫ

1. Выполнена детальная интерпретация изменений растительности и климата во времени на основе спорово-пыльцевого анализа на территории, прилегающей к северному сектору Японского моря. Показаны основные особенности развития растительности во время оледенения, последней дегляциации и голоцена. Выявленные тысячелетние климатические изменения региона за последние 40 тыс. лет хорошо согласуются с глобальными изменениями климата.

2. Выявлены особенности изменений климата во время седиментации отдельных тонкослоистых темных прослоев в Японском море с повышенным содержанием органического углерода. Формирование некоторых темных прослоев может быть связано с потеплениями, которые вызвали подъем уровня моря и повлияли на продуктивность. В то же время, седиментация других аналогичных темных тонкослоистых прослоев обусловлена, возможно, похолоданием, которое послужило причиной регрессии моря, и это в свою очередь сильно ослабило вентиляцию придонных вод и привело к возникновению восстановительных условий.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (10-05-00160а) и совместным проектом Дальневосточного и Сибирского отделений РАН (09-П-СО-07-003), а также поддержана президентским грантом МК-3466. 2012.5.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вагина Н.К. Позднечетвертичные палинофлоры морских отложений // Новые данные по геоморфологии и геологии западной части Тихого океана. Владивосток, 1990. С. 90–104.
2. Верховская Н.Б., Горбаренко С.А., Черепанова М.В. Изменения природной среды юга Японского моря и прилегающей суши в конце плейстоцена – голоцене // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 12–21.
3. Верховская Н.Б., Кундышев А.С. Растительность побережья залива Петра Великого в оптимальную фазу голоцена // Комплексное изучение разрезов голоценовых отложений побережья залива Петра Великого (Японское море). 1995. С. 8–16.
4. Гвоздева И.Г., Горбаренко С.А., Раков В.А. и др. Палеосреда Приморья в среднем и позднем голоцене по комплексным данным разреза Шкотово. Владивосток, 1997.
5. Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климато-стратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР // М.: Наука, 1983. 143 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 366).
6. Горбаренко С.А., Гвоздева И.Г., Суотон Дж.Р. Быстрые изменения среды и климата Охотского моря в голоцене и оледенение // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 2. С. 148–155.
7. Захарков С.П., Босин А.А., Горбаренко С.А. Содержание хлорина в морских осадках как индикатор палеопродуктивности // Вестн. ДВО РАН. 2007. № 1. С. 52–58.
8. Колесников Б.П. Растительность. Южная часть Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 250 с.
9. Коренева Е.В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря // Тр. Ин-та Океанологии АН СССР. 1957. Т. 22. С. 223–251.
10. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья // Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 217 с.
11. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене – голоцене // Вестн. ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–142.
12. Короткий А.М. Географические аспекты формирования спорово-пыльцевых комплексов (юг Дальнего Востока). Владивосток: Дальнаука, 2002. 271 с.
13. Короткий А.М. Эоплейстоценовые отложения речных террас Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 3. С. 60–75.
14. Короткий А.М., Андерсон П.М., Ложкин А.В. и др. Особенности эволюции природной среды хр. Сихотэ-Алинь (Приморский край) в голоцене по данным озерных отложений // Страницы четвертичной истории Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 70–85.
15. Короткий А.М., Белянина Н.И., Гребенникова Т.А. и др. Позднечетвертичные морские отложения в прибрежной зоне залива Петра Великого (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 3. С. 32–48.
16. Короткий А. М., Гребенникова Т.А., Караулова Л.П., Мохова Л.М. Позднечетвертичные морские отложения Восточного Приморья (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 2. С. 57–72.
17. Марков Ю.Д., Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н. и др. Осадки за топлинных долин шельфа Восточно-Корейского залива – индикаторы палеогеографических условий голоцена // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 3. С. 74–92.
18. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Развитие природы юго-восточной части острова Сахалин в голоцене. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1996. 130 с.
19. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Субфоссильные спорово-пыльцевые комплексы Сахалина и прилегающих территорий. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 2009. 160 с.
20. Развитие ландшафтов и климата северной Евразии: Поздний плейстоцен–голоцен; элементы прогноза / И.И. Спасская, В.И. Астахов, О.Ю. Глушкова и др. М.: Наука, 1993. 102 с.
21. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Белянина Н.И., Гребенникова Т.А. Стратиграфия торфяника долины р. Горобец и развитие природной среды о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 96–112.
22. Сладков А.Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. М.: Наука, 1967. 270 с.
23. Толмачев А.И. О флоре острова Сахалина. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 109 с.
24. Физико-географический атлас мира. М., 1964.
25. Физическая география Приморского края / Г.В. Свинухов и др. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1990.
26. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1997. 188 с.
27. Чернова Г.М. Спорово-пыльцевой анализ отложений плейстоцена-голоцена. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2004. 111 с.
28. Яричин В.Г. Состояние изученности циркуляции вод Японского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 80. С. 46–61.
29. Bard E. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration // *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. P. 2025–2038.
30. Dansgaard W., Johnson S. J., Clausen H. B. et al. Evidence of general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record // *Nature*. 1993. V. 364. P. 218–220.
31. Demske D., Heumann G., Granoszewski W. et al. Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // *Global and Planetary Change*. 2005. V. 46. P. 255–279.
32. Gorbarenko S.A., Southon J.R. Detailed Japan Sea paleoceanography during the last 25 kyr constraints from AMS dating and  $\delta^{18}O$  of planktonic foraminifera // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2000. V. 156. P. 177–193.
33. Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D. et al. Late Pleistocene–Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and paleontological evidence // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2004. V. 1–4. P. 281–301.
34. Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafted in the Northeast Atlantic ocean during the past 130000 years // *Quat. Res.* 1988. V. 29. P. 142–152.
35. Igarashi Y. Quaternary forest and climate history of Hokkaido, Japan, from marine sediments // *Quat. Sci. Rev.* 1994. V. 13. P. 335–344.
36. Igarashi Y., Hu S.C., Okamura M. et al. Dynamics of vegetation and climate during these 50 000 years along the

- Sea of Okhotsk Region, Hokkaido, based on fossil pollen assemblages from bottom sediments of the Lake Abashiri // The 16th Intern. Symp. on Okhotsk Sea and Sea ice, 2001. Mombetsu, 2001. P. 228–234.
37. Oba T., Katon M., Kitazato H. et al. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85 000 years // *Paleoceanography*. 1991. V. 6. P. 499–518.
38. Rohling, E.J., Mayewski P.A., Challenor P. On timing and mechanism of millennial-scale climate variability during the last glacial cycle // *Climate Dynamics*. 2003. V. 20. P. 257–267.
39. Rybiakova Yu.V., Gorbarenko S.A., Seung Il-Nam. Millenium scale changes of the north Japan sea environment and regional climate for last 40 kyr according to isotope-geochemical and pollen data // *Environment development of East Asia in Pleistocene-Holocene (boundaries, factors, stages of human mastering)*, 2009. P. 197–199.
40. Tada R., Irino T., Koizumi I. Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea // *Paleoceanography*. 1999. V. 14. P. 236–247.
41. Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L. et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years // *Nature*. 2008. V. 451. P. 1090-1093.
42. Watanabe S., Tada R., Ikehara K. et al. Sediment fabrics, oxygenation history and circulation modes of Japan Sea during the Late Quaternary // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 247. P. 50–64.

*Рекомендована к печати Л.И. Попеко*

***Yu. V. Rybiakova, S. A. Gorbarenko, A.A. Bosin***

**Environmental and climatic changes in the north Japan Sea and adjacent territory during the last 40 kyr, based on the record of spore-and-pollen analysis of bottom sediments**

Based on the results of integrated study of bottom sediments of the north Japan Sea, we present reconstruction of vegetation changes on adjacent land during the last 40 kyr caused by global climatic changes. When constructing an age model for marine sediments, previously obtained radiocarbon datings, planktonic foraminifera oxygen isotope records and their correlation with similar indicators from other dated cores from the Japan Sea, and palynological evidence were used. On the basis of pollen study of marine bottom sediments 6 pollen zones with definite pollen assemblages have been established. In addition, the paleoclimatic coefficient  $K_p$ , and temperature index T were calculated. The age model and reconstructed vegetation and climatic changes made it possible to compare a series of the revealed dark layers enriched in organic carbon in the core of bottom sediments which is typical for the Japan Sea with the type of regional and global climatic changes which occurred during the sedimentation.

***Key words: paleoclimate, vegetation, pollen zones, the Japan Sea.***