

УДК 502 : 571.79(265.4)

Н. Б. Верховская, С. А. Горбаренко, М. В. Черепанова

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЮГА ЯПОНСКОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СУШИ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА — ГОЛОЦЕНЕ

Изучены спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы, соотношение изотопов кислорода, содержания карбоната кальция и углерода органического происхождения в глубоководных осадках юго-западной части Японского моря (колонка 1603). Сопоставление полученных характеристик с имеющимися материалами по разрезам этого региона, датированным радиоуглеродным методом, позволило оценить возраст важнейших реконструируемых палеогеографических событий. 14—15 тыс. лет назад происходил быстрый подъем уровня моря. Расширение проливов способствовало постепенной нормализации солености поверхностных вод. Около 13 тыс. лет назад фиксируются первые признаки потепления климата, но наиболее существенные его изменения, выразившиеся в смене типа растительности на суше и химизма морских осадков, произошли около 10 тыс. лет назад на рубеже плейстоцена и голоцена. Оптимальная фаза голоценового потепления устанавливается по характеру изменения наземной растительности и диатомовой флоры в возрастном интервале от 7 до 3—4 тыс. лет назад.

Морские глубоководные отложения, как правило, накапливаются чрезвычайно медленно, поэтому детальное изучение по их разрезам наиболее поздних этапов четвертичного периода обычно затруднено — очень малы мощности. В связи с этим определенный интерес представляют глубоководные участки дна, где темпы осадконакопления в конце плейстоцена и в голоcene были достаточно высоки. Здесь можно с помощью различных методов проследить весьма кратковременные эпизоды развития природной среды в течение временных интервалов, непосредственно предшествовавших современности, изучение которых представляется наиболее важным для обоснованного прогнозирования.

Нами были проведены изотопно-геохимические и биостратиграфические исследования глубоководных осадков колонки 1603 в юго-западной части Японского моря (35°55,3' с. ш., 130°43,4' в. д.). Столб воды здесь составляет 1360 м, длина поднятого на поверхность керна — 360 см. Отложения представлены серыми пластичными пелитовыми илами, на глубинах около 180 см и 128 см отмечаются прослой, обогащенные пепловым материалом. По заключению И. В. Уткина (ТОИ ДВО АН СССР), по петрографическим признакам нижний прослой сопоставим с пеплом U—Oki, а верхний — K—Ah, которые накапливались 9,3 тыс. и 6,3 тыс. лет назад соответственно [14].

На основании изменений спорово-пыльцевых спектров изученный разрез может быть подразделен на несколько интервалов. Нижняя часть вскрытых отложений (интервал 340—225 см) характеризуется близким содержанием пыльцы деревьев и кустарников, а также трав и кустарничков (нередко преобладающей). Спор мало. В первой группе обильны зерна темнохвойных пород (*Picea* sect. *Eupicea*, *P.* sect. *Omorica*, *Abies*, *Tsuga*, *Pseudotsuga*), составляющие в сумме 15,8—42,5 %, гаплогксильных сосен (20,1—32,4 %) и берез (5,7—30,1 %), в небольшом количестве присутствует *Alnus*, единично — *Alnaster* (рис. 1). Из голосеменных, помимо перечисленных, постоянно встречаются *Cupressaceae*, *Larix*, *Pinus* s. g. *Diploxylon*. Широколиственные породы представлены пыльцой *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Acer*, *Juglans*, *Quercus*, *Fagus*, *Tilia*, *Fraxinus* и редкими зернами *Myrica*, *Viburnum*, *Syringa*, *Phellodendron*, *Araliaceae*, *Elaeagnaceae*. Во второй группе доминируют *Artemisia* (36,5—58,2 %) и *Cypera-*

сеае (19,0—37,1 %), в небольших количествах отмечены Gramineae, Chenopodiaceae, Thalictrum Asteraceae. Единичные зерна принадлежат кустарничкам Ephedra Ericales, а также ежеголовнику, вахте, горцам секций Bistorta, Persicaria, Aconogonon, кровохлебке, валериане и представителям семейств лилейных, губоцветных, гвоздичных, лютиковых, нимфейных, крестоцветных, камнеломковых, розоцветных, бобовых, гераниевых, зонтичных, коноплевых, горечавковых, синюховых, колокольчиковых, цикориевых. Споры не отличаются разнообразием. Они представлены в основном монолетними Polypodiaceae, Bryales, единично встречены Hepaticae, Sphagnum, Lycopodium clavatum, L. annotinum, L. sect. Selago, Selaginella boreale, Ophioglossaceae, Osmunda, Cryptogramma и другие трилетные Polypodiaceae.

Выше по разрезу наблюдаются очень существенные изменения палинологической характеристики, но происходят они постепенно, в связи с чем можно выделить слой (в интервале 225—195 см), содержащий переходные спектры. Здесь отмечается резкое сокращение количества пыльцы темнохвойных пород (до 9,4 %), гаплогильных сосен (до 12,1 %) и берез (до 2,9 %). Одновременно повышается роль Quercus (от 12,5 до 28,0 %) и других широколиственных пород. Появляются зерна Cryptomeria, Hex, Castanea. В группе трав резко убывает количество Cyperaceae, среди спор — Bryales.

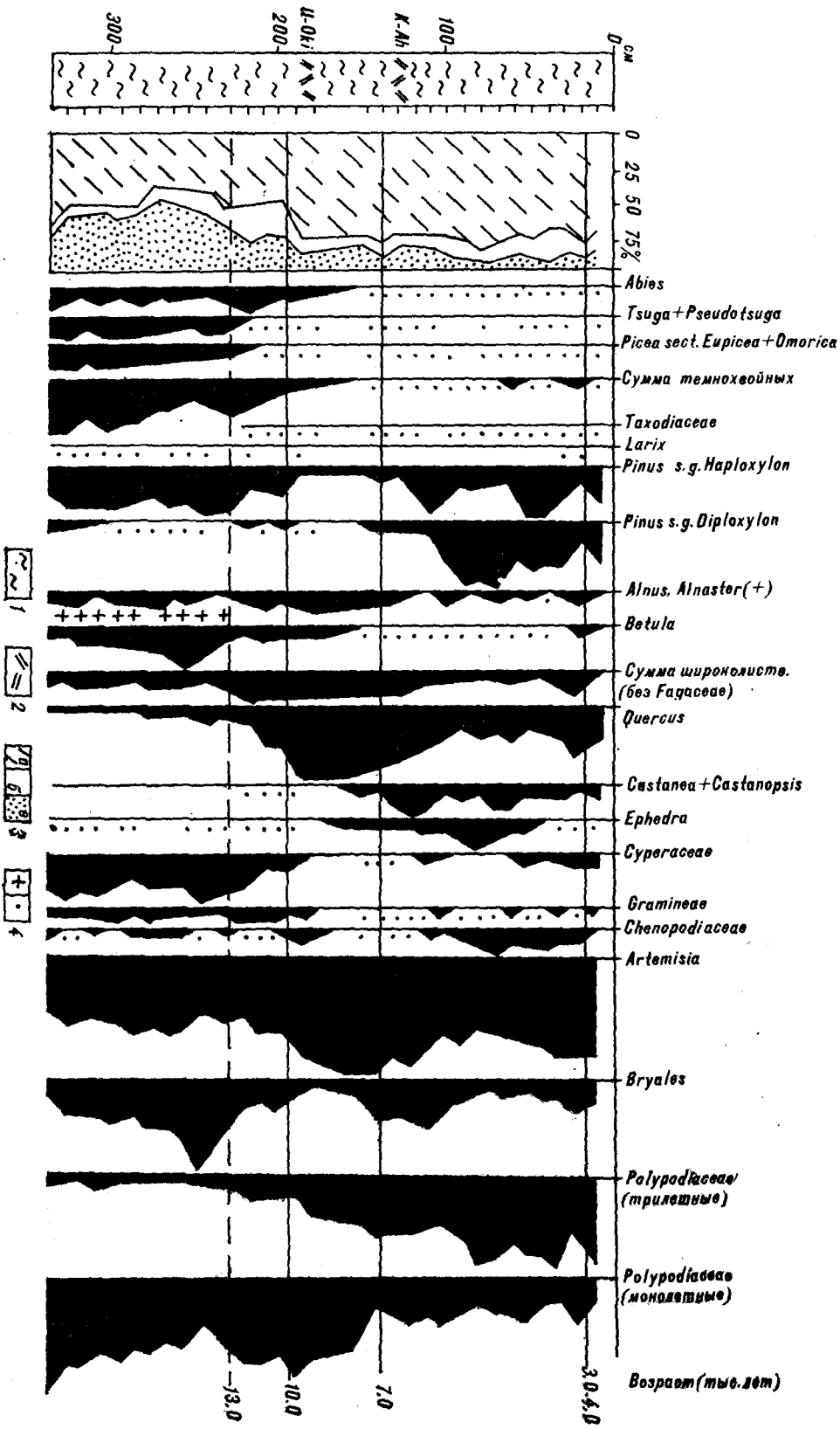
Отложения, вскрытые на глубине 195—140 см, характеризуются существенным повышением содержания пыльцы деревьев и кустарников (73,3—79,2 %) за счет сокращения группы трав и спор, почти полным отсутствием пыльцы хвойных, максимальным содержанием Quercus (42,4—50,6 %), в основном подрода Lepidobalanus, в меньшей степени — Cyclobalanopsis, появлением редких зерен Pterocarya, Carua, Castanopsis (до 4,4 %), существенным сокращением разнообразия пыльцы трав, доминированием в этой группе Artemisia. Среди спор обильны Polypodiaceae монолетные и трилетные, исчезают споры некоторых плаунов и плаунок, появляются глейхениевые.

Таким образом, в рассмотренной части разреза запечатлено очень важное событие, отражающее коренную перестройку растительных сообществ на прилегающих побережьях: умеренные хвойные леса таежного типа сменились широколиственными. Судя по расположению колонки 1603, основными поставщиками пыльцы в накопившиеся здесь осадки, по-видимому, были растения Корейского полуострова и Японских островов.

К сожалению, данные о палинологических исследованиях на территории Корейского полуострова очень ограничены. А. А. Назаренко [4], проводивший широкое обобщение материалов, касающихся истории растительности конца четвертичного периода, и оказавший нам неоценимую помощь в подборе литературы, отмечает крайнюю скудость доступной информации по этому региону. В то же время, многочисленные детальные работы по Японским островам и прилегающей к ним морской акватории позволяют провести датирование изученных нами отложений на основании сопоставления палинологических данных.

В центральной Японии обилие пыльцы темнохвойных пород (тсуги, пихты, ели) при значительном участии Pinus s. g. Haploxylon, Betula характерно для отложений последнего плейстоценового похолодания, во второй половине которого (с 15 до 10 тыс. лет назад) происходит сокращение в спектрах пыльцы хвойных и нарастание Betula, Alnus, Salix, Quercus s. g. Lepidobalanus [24]. Сходная диаграмма была получена для озерно-болотных отложений в горах Тюгоку (южная часть о. Хонсю), правда, здесь интервал, в течение которого происходит сокращение пыльцы темнохвойных пород и гаплогильных сосен, повышение, затем резкое падение содержания Betula и возрастание роли Quercus, определяется на основании радиоуглеродного датирования от 14 до 11,5 тыс. лет назад [16].

М. Цукада [21, 22] обобщил результаты палинологического изучения более 40 хорошо датированных по ¹⁴C разрезов, расположенных по всему



Японскому архипелагу, что позволило не только восстановить в целом позднеледниковую и голоценовую историю растительности, но и проследить пути и скорости миграции некоторых древесных пород. По его данным, в течение собственно ледникового периода (full-glacial), продолжавшегося от 26 до 15 тыс. лет назад, на всех островах господствовали умеренные хвойные леса; в спектрах обильны *Tsuga*, *Abies*, *Pinus s. g.* *Harloxylo*, *Betula*, нередко многочисленна недревесная пыльца, в северных районах встречается *Larix*, много спор *Selaginella selaginoides*. В позднеледниковое время (15—10 тыс. лет назад), нижняя граница которого в Японии еще недостаточно четко установлена, наметились изменения, проявившиеся наиболее отчетливо между 13 и 10 тыс. лет назад, когда произошло основное уменьшение в спектрах пыльцы четырех хвойных пород и берез и одновременно повышение содержания дуба. В раннее послеледниковое время (от 10 до 7 тыс. лет назад), помимо обилия *Quercus s. g.* *Lepidobalanus*, отмечаются активное расселение *Fagus* и вторжение в тепло- и прохладноумеренные зоны Японских островов вечнозеленых широколиственных пород — *Quercus s. g.* *Cyclobalanopsis*, *Castanopsis* [22].

Аналогичные смены спектров наблюдались в разрезах трех глубоководных колонок, расположенных с океанической стороны Японских островов [12]. Радиоуглеродное датирование вскрытых здесь отложений в целом подтвердило выводы М. Цукада о том, что именно в самом конце плейстоцена (перед 10 тыс. лет назад) происходила перестройка растительных сообществ, связанная со сменой умеренных хвойных лесов широколиственными.

Таким образом, мы видим, что установленные в нижней части разреза колонки 1602 смены палинокомплексов можно уверенно сопоставить со сменами, запечатленными в континентальных отложениях Японского архипелага и глубоководных прилегающей акватории. Это сходство позволяет отнести слои, вскрытые на глубине 340—195 см, к последнему плейстоценовому похолоданию. Причем отложения, залегающие в интервале 225—195 см, скорее всего, накапливались между 13 и 10 тыс. лет назад. Вышележащая пачка (195—140 см), формировавшаяся в период широкого распространения на побережьях дубовых лесов, несомненно, может быть отнесена к раннему послеледниковому времени японской шкалы, продолжавшемуся от 10 до 7 тыс. лет назад [22].

Необходимо отметить, что палинокомплекс позднеледниковых слоев практически не отличается от японских, словно на формирование спектра в это время не влияла растительность Корейского полуострова. В начале же голоцена уже фиксируются некоторые различия. В нашем разрезе не возрастает содержание пыльцы *Fagus* и *Cryptomeria*, как это нередко устанавливается в отложениях Японских островов. Правда, как показали исследования современных глубоководных отложений вокруг Японии, пыльца криптомерии переносится как воздушными, так и морскими течениями в очень незначительных количествах [11]. Не исключено, что это относится и к пыльце бука. Однако, забегая вперед, заметим, что выше по разрезу эти расхождения еще более усилятся. Очевидно, во время последнего плейстоценового похолодания (25—10 тыс. лет назад), совпадавшего с максимальной регрессией Японского моря, растительность его побережий, как восточных, так и западных, формировала единую зону умеренных хвойных (главным образом темнохвойных) лесов. Дополнительным свидетельством исключительно широкого распространения этой зоны может служить палинологическая характеристика отложений Японского моря, объединенных в горизонт II, для которого на подводной возвышенности Ямато, во впадине Тояма и на возвышенности

Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки 1603.

1 — илы; 2 — прослой, обогащенные пепловым материалом; 3 — общий состав спорово-пыльцевых спектров: а — пыльца деревьев и кустарников, б — споры, в — пыльца трав и кустарничков; 4 — единичные пыльцевые зерна.

Криштофовича получены радиоуглеродные даты от 11300 ± 135 до 15600 ± 150 лет назад [7]. В спорово-пыльцевых спектрах горизонта II обильна пыльца *Picea* sect. *Omorica* (до 32 %), *P. sect. Euricea* (до 10 %), *Alnus* (до 26 %) и *Betula*. У побережья Японии, в отличие от Приморья, помимо *P. sect. Omorica* (до 65 %), *P. sect. Euricea* (до 27 %), *Abies* (20 %) существенную роль играет пыльца *Pinus koraiensis* (3—40 %) [7]. Северные и южные территории зоны умеренных хвойных лесов, вероятно, несколько различались составом лесообразующих пород (в частности, лиственница и тсуга произрастали не повсеместно), а также примесью широколиственных. В самом конце плейстоцена начался распад этой зоны, и пришедшая на смену растительность была уже значительно дифференцирована в географическом плане. Не последнюю роль в этом, вероятно, сыграли начавшиеся трансгрессия и расширение проливов, что подтверждается изотопно-геохимическими данными.

Для осадков Японского моря, формировавшихся во время последнего плейстоценового похолодания (кислородная стадия 2), характерно заметное увеличение содержания «легких» изотопов кислорода [1—3]. Это несоответствие данным по Мировому океану [9, 17, 19 и др.] объясняется изоляцией Японского моря, связанной с гляциоэвстатической регрессией. В результате его поверхностные воды опреснялись и относительное содержание в них ^{18}O сокращалось [1]. В это время, по-видимому, накапливались осадки нижней части исследуемой колонки.

Первые признаки увеличения количества «тяжелого» кислорода могут свидетельствовать о расширении проливов и поступлении в бассейн заметных объемов вод океана. Это, скорее всего, связано с интенсивным подъемом его уровня, который начался 14—15 тыс. лет назад [10]. В колонке 1603 соответствующее событие фиксируется на глубине около 260 см (рис. 2), выше показатель $\delta^{18}\text{O}$ резко возрастает. Этот рост, по-видимому, отвечает процессу нормализации солености поверхностных вод

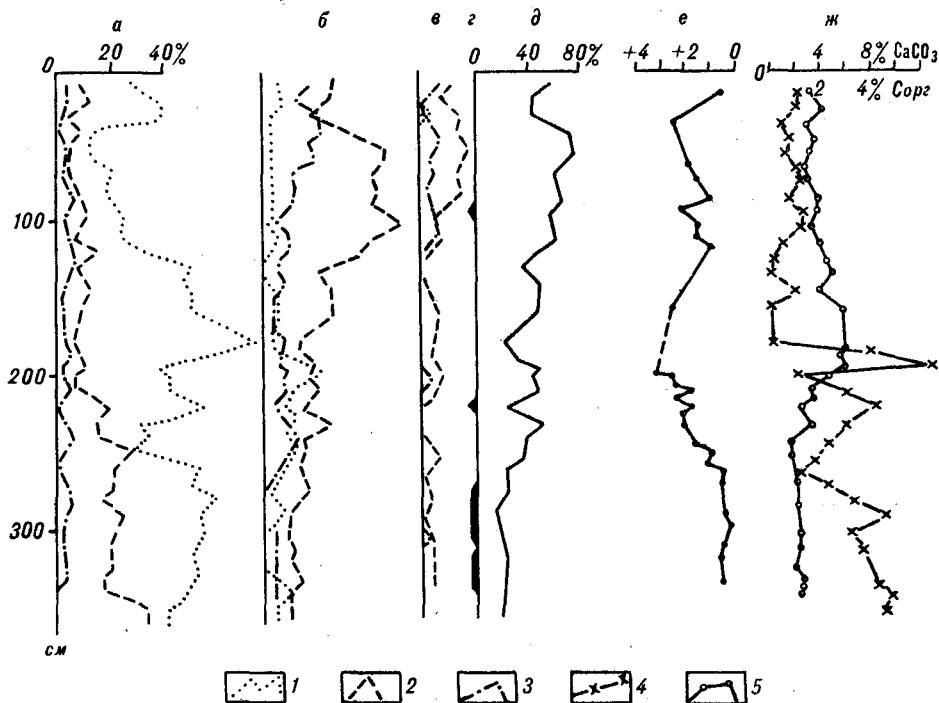


Рис. 2. Изменение основных экологических групп диатомей и изотопно-геохимических характеристик в колонке 1603.

Процентные содержания сублиторальных (1), неритических (2) и океанических (3) диатомей в северо-бореальной (а), южно-бореальной (б) и субтропической (в) группах; г — содержание пресноводных форм; д — коэффициент теплопроводности диатомовых комплексов; е — ^{18}O ; ж — содержания CaCO_3 (4) и Сорп (5).

в данном районе моря, что подтверждается увеличением в осадках колонки 1603, начиная с глубины 198 см, количества остатков таких стеногалин-ных организмов, как радиолярии. На этой же глубине $\delta^{18}\text{O}$ достигает максимума. Ранее уже отмечалось, что данный максимум запечатлен в слоях, формировавшихся около 10 тыс. лет назад [2], т. е. он может служить достаточно надежным ориентиром при определении положения в глубоководных осадках Японского моря границы плейстоцена и голоцена. В колонке 1603 положение этой границы вблизи рассматриваемого экстремума кривой $\delta^{18}\text{O}$ устанавливается и по палинологическим данным (см. рис. 1), которые, в свою очередь, хорошо увязываются с материалами, полученными из других разрезов как континентальных, так и глубоководных отложений, датированных по радиоуглероду.

Выше плейстоцен-голоценовой границы величина $\delta^{18}\text{O}$ испытывает значительные колебания (особенно в верхней части колонки), интерпретация которых требует отдельного специального исследования. С достаточной уверенностью можно говорить лишь о постепенном сокращении этого показателя, нарушаемом, скорее всего, локальными гидрологическими эффектами.

С подобными причинами, вероятно, связана также крайняя неустойчивость содержаний CaCO_3 в нижней части колонки, хотя в целом меньшая карбонатность голоценовых осадков фиксируется достаточно отчетливо. При этом ее сокращение приурочено, как и в других колонках Японского моря, к приграничным слоям плейстоцена и голоцена. Это связано с нормализацией солености поверхностных вод и усилением вертикального перемешивания водной массы в голоцене [1]. Здесь необходимо лишь подчеркнуть, что холодные «тяжелые» воды поступали, как и сейчас, из Охотского моря, поэтому в северных частях Японского моря сокращение карбонатности осадков, вероятно, должно было происходить несколько раньше, чем в южных.

Количество углерода органического происхождения ($\text{C}_{\text{орг}}$) определяется, с одной стороны, продуктивностью фотического слоя, с другой — степенью аэрации придонных частей бассейна [8]. Как отмечалось ранее [2], заметное возрастание содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ в основании голоценовой части разрезов глубоководных отложений Японского моря отражает увеличение органической массы в поверхностных водах в связи с потеплением, однако, в дальнейшем с усилением вертикальной циркуляции ускорялся и процесс деструкции органики, что привело к некоторому сокращению количества $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках. В колонке 1603 этот показатель изменяется сходным образом (см. рис. 2).

Характерные перестройки наблюдаются снизу вверх по разрезу и в составе тафоценозов диатомей, что позволило выделить два стратиграфических горизонта. Нижний охватывает интервал 360—190 см. Для комплекса диатомей этого горизонта характерно преобладание сублиторальных видов (до 55 %), среди которых ведущую роль играет *Paralia sulcata* (до 44 %). Помимо нее комплекс образуют *Actinocyclus ehrenbergii* (2—16 %), *Delphineis surirella* (2—12 %), *Cocconeis scutellum* (2—4 %), относящиеся к аналогичной экологической группе. Из неритических встречаются северобореальные *Thalassiosira eccentrica* (4—14 %), *Th. latimarginata* (3—14 %), *Actinocyclus ochotensis*, *Odontella aurita* (1—6 %), споры представителей рода *Chaetoceros* (до 12 %), южнобореальные *Actinoptychus undulatus* (2—11 %), *Cyclotella striata* (1—8 %), *Thalassionema nitzschioides* (1—6 %). Общая численность диатомей составляет 4—8 млн створок на 1 г осадка, а коэффициент теплопроводности — T_d , вычисляемый по формуле Канаи — Коидзуми [13], колеблется от 16 до 50 %. Значительная доля участия в составе диатомового тафоценоза северобореальных видов, а также присутствие солоноватоводных *Thalassiosira tenera*, *Th. bramarputrea* и единичные находки пресноводных *Cocconeis placentula*, *Pinnularia borealis* и др. позволяют предположить, что комплекс этого горизонта формировался в период похолодания и понижения уровня моря. Описываемый комплекс неоднороден. Диатомовая флора, выделен-

ная из осадков в интервале 360—250 см, состоит преимущественно из северобореальных сублиторальных *Paralia sulcata* (20—44 %), *Delphineis surirella* (4—16 %) и неритических видов: *Thalassiosira eccentrica* (2—14 %), *Th. latimarginata* (2—14 %), спор *Chaetoceros* (2—14 %) и др. Численность диатомей колеблется от 4 до 7 млн ств./1 г осадка, а Td — от 16 до 24 %.

В вышележащих слоях (250—190 см) по-прежнему доминирует *Paralia sulcata* (24—30 %), но в качестве субдоминантов выступают тепловодные *Actinocyclus ehrenbergii* (6—16 %), *Actinoptychus undulatus* (6—12 %), появляются океанические *Coscinodiscus radiatus* (1—9 %), *C. perforatus* (до 4 %), *Planktoniella sol.* (1—6 %). Численность диатомей составляет 7—8 млн ств./1 г осадка, Td изменяется от 19 до 50 %.

В целом комплекс диатомей, характеризующий интервал 360—190 см, имеет много общего с диатомовой флорой стратиграфического горизонта II, выделенного В. С. Пушкарем [6] и Т. А. Гребенниковой [5, 7] в северной, центральной и юго-восточной частях Японского моря и датированного последним плейстоценовым похолоданием (Q_{III}^4). Отсутствие в нашем комплексе аркто-бореальных видов и немалая доля участия тепловодных (что нехарактерно для горизонта II), по-видимому, объясняется более южным положением колонки 1603 и влиянием опресненных поверхностных теплых вод, поступающих из Желтого и Восточно-Китайского морей через мелководные проливы.

Переходя к рассмотрению верхней части разреза, отметим, что она имеет существенно иную спорово-пыльцевую характеристику, хотя соотношение групп в спектрах остается прежним: доминирует пыльца деревьев и кустарников (68,4—83,3 %), пыльца трав и кустарничков составляет 7,8—19,7 %, споры — 7,5—22,9 % общего числа подсчитанных микрофоссилий. В интервале 140—25 см внутри групп наблюдаются характерные изменения, отражающие, очевидно, единый цикл развития растительности сообществ. Снизу вверх по разрезу здесь отмечаются: 1) плавное нарастание количества *Pinus* с 12,1 % до 57,4—62,5 %, затем сокращение до 13,8 %; 2) постепенное уменьшение содержания *Quercus* с 40,3 % до 14,9—11,0 % и новое увеличение до 37,4 %; 3) увеличение роли *Castanopsis* с 4,4 % до 22,7—15,8 %, затем сокращение до 4,8 % (распределение этого компонента более сложное, с середины интервала отмечается еще одно падение его содержания до 7,0 %); 4) плавное убывание, затем нарастание количества *Artemisia* с 79,7 % до 49,6—57,2 % и до 72,6 % и обратное поведение *Ephedra* (от 3,4 % до 24,4 % и снова до 1,7 %), а также *Chenopodiaceae* (от 1,6 % до 15,3 % и до 5,1 %); 5) сокращение содержания *Bryales* с 29,0 % до 4,8—5,7 % и вновь увеличение до 19,4 %, соответственно обратное поведение количества трилетних *Polypodiaceae* (см. рис. 1). В целом для всех спектров этого интервала характерно большое разнообразие пыльцы широколиственных пород. Необходимо отметить, что, несмотря на плавное нарастание и последующее убывание количества *Pinus*, изменение содержания пыльцы различных видов этого рода представляется несколько более сложным. Так, в нижней части интервала повышение роли *Pinus* идет, главным образом, за счет *P. koraiensis*, который затем уступает доминирующее положение *P. s. g. Diploxylon*. Максимум последнего совпадает с «пиком» *Ephedra Chenopodiaceae*. В верхней части интервала вновь возрастает содержание *P. koraiensis* и сокращается *P. s. g. Diploxylon*. Вероятно, эти изменения связаны не с температурными колебаниями, а с изменением влажности.

Как уже отмечалось, верхняя часть разреза по характеру спектров менее отчетливо сопоставляется с соответствующими слоями на Японских островах, очевидно, из-за возникающих различий растительности этого архипелага и материкового побережья Японского моря. В подавляющем большинстве голоценовых разрезов Японии, в отличие от нашего, содержание пыльцы *P. s. g. Diploxylon* становится существенным лишь после 2,5—2 тыс. лет назад, что связывается с возросшей хозяйственной деятельностью человека [18, 21—23]. В то же время, на юго-восточном по-

бережье Корейского полуострова количество пыльцы *P. s. g. Diploxylon* начинает нарастать после 7 тыс. лет назад и достигает первого максимума (до 50 %) около 5,5 тыс. лет назад, а на о. Цусима резкое увеличение роли этого компонента установлено в спектрах после 6,5 тыс. лет назад, максимальные же значения (до 80 %) — около 4,7 тыс. лет назад [23]. Именно эти изменения содержания пыльцы сосен, очевидно, нашли отражение в спектрах изученных нами глубоководных отложений. В рассматриваемом интервале разреза мы фиксируем также максимальные значения *Castanopsis* — самого термофильного компонента вечнозеленых широколиственных лесов Японии, активное расселение которого на юге Японии началось после 7 тыс. лет назад и вместе с *Quercus s. g. Cuslobalanopsis* характеризовало наиболее теплый среднепоследледниковый интервал голоцена, продолжавшийся до 4—3 тыс. лет назад [15, 22, 24]. Верхняя граница этого периода определяется в Японии неоднозначно, поскольку, как указывает М. Цукада [22], наступившее затем похолодание вызвало некоторое расширение в горах ареалов хвойных пород, но почти не повлияло на вечнозеленые широколиственные леса низин, что может быть объяснено понижением летних, но сохранением прежними зимних температур, по крайней мере, в юго-западной Японии.

Венчающие описываемый разрез отложения охарактеризованы спектром одной пробы, отобранной на глубине 15 см. Здесь вновь происходит резкое повышение содержания обоих подродов *Pinus* (56,5 %), сокращение *Quercus* (21,8 %) и других умеренных широколиственных пород.

Опираясь на сопоставление палинологических данных, вряд ли можно провести уверенное расчленение всей верхней части разреза (с глубины 140 см). Если предположить, что максимум *Pinus s. g. Diploxylon* совпадает с первым голоценовым максимумом этой пыльцы, который проявился около 5 тыс. лет назад на Корейском полуострове и о. Цусима, то рубеж, определяемый датами 4—3 тыс. лет назад, в нашем разрезе может, вероятно, проходить на глубине около 30 см. В этом случае придется признать, что здесь отсутствует некоторая часть позднеголоценовых отложений. В пользу такого предположения может свидетельствовать тот факт, что в большинстве голоценовых разрезов Японского архипелага после 3—2 тыс. лет назад отмечается высокое содержание пыльцы трав, главным образом, за счет *Gramineae* [16, 18, 23], чего нет в изученном нами разрезе.

Сходным образом удастся расчленить верхнюю часть разреза и на основании диатомового анализа. Комплекс верхнего горизонта (190—0 см) формирует диатомовая флора, в составе которой ведущую роль играют тепловодные виды: неритические *Thalassionema nitzschioides* (6—30 %), *Actinocyclus undulatus* (1—10 %), *Cyclotella striata* (2—10 %), *Thalassiosira oestrupii* (2—8 %), *Th. angulata* (1—6 %), океанические *Coscinodiscus radiatus* (2—14 %), *C. Perforatus* (1—10 %), *C. asteromphalus* (1—6 %). Встречены также тропические *Planktoniella col.* (2—10 %), *Pseudoeunotia doliolus* (1—6 %), *Roperia tessellata* (2—4 %), *Rhizosolenia bergonii* (1—4 %). Общая численность диатомей возрастает до 12 млн ств./1 г осадка, Td колеблется от 15 до 76 %.

В отложениях, содержащих рассматриваемый комплекс, можно выделить слои, обогащенные диатомеями, которые, в основном, представлены субтропическими и тропическими видами, и слои с низким содержанием диатомовых с преобладанием более холодолюбивых элементов. В интервале глубин 190—125 см доминирует сублиторальная *Paralia sulcata* (50—62 %), субдоминантом является субтропическая *Thalassionema nitzschioides* (4—20 %). Сопутствующие виды представлены бореальными *Thalassiosira eccentrica* (2—10 %), *Coscinodiscus marginatus* (2—4 %), *C. oculusiridis* (1—8 %), *C. radiatus* (2—4 %), *Actinocyclus ehrenbergii* (4—10 %), *Cyclotella striata* (1—8 %), *Actinocyclus undulatus* (1—8 %). Численность диатомей 4—6 млн ств./1 г осадка, Td изменяется от 15 до 46 %.

В интервале 125—35 см ведущую роль уже играет *Thalassionema nitzschioides* (12—30 %), увеличивается содержание океанических тепловодных видов *Coscinodiscus radiatus* (2—14 %), *C. perforatus* (1—10 %), *C. asteromphalus* (2—4 %), *Rhizosolenia setigera* (2—4 %). Присутствие таких видов как *Pseudoeunotia doliolus* (1—6 %) и *Roperia tessellata* (2—4 %) свидетельствует об увеличении солености вод [20]. Необходимо отметить, что по появлению *Pseudoeunotia doliolus* в осадках юго-восточной и восточной областей Японского моря проводится плейстоцен-голоценовая граница [7, 20]. В колонке 1603 этот вид появляется гораздо выше, что, очевидно, связано с более поздней нормализацией солености вод в этом районе. Численность диатомей в описываемом комплексе увеличивается до 21 млн ств./1 г осадка, а значения коэффициента теплопроводности — до 76 %. Все это свидетельствует об оптимальных условиях развития диатомовой флоры.

В самой верхней части разреза (35—0 см) снова доминирующую роль играет *Paralia sulcata* (20—30 %) — индикатор опресненных вод [20]. Увеличивается процентное содержание северобореальных *Thalassiosira eccentrica* (11 %), *Coscinodiscus marginatus* (6 %), хотя частота встречаемости тепловодных перитических и океанических видов достаточно высока. Общая численность диатомей составляет 3—5 млн ств./1 г осадка, Td равен 42—60 %.

Таким образом, благодаря довольно большой мощности глубоководных отложений, формировавшихся в чрезвычайно важный период перестройки природной среды на рубеже плейстоцена и голоцена, нам удалось восстановить последовательность целого ряда событий этого времени. Осадки, изученные по колонке 1603 в интервале глубин 360—260 см, накапливались в наиболее холодный этап позднего плейстоцена, в условиях существенного ослабления связи Японского моря с океаном и значительного опреснения поверхностных вод. На прилегающих побережьях были развиты умеренные хвойные леса таежного типа.

Выше по разрезу геохимическими методами фиксируются признаки трансгрессии, которая началась 15—14 тыс. лет назад. Повышение солености поверхностных вод и проникновение теплых течений за счет расширения проливов незамедлительно сказались на диатомовой флоре (с глубины 250 см в колонке возрастает содержание океанических и тепловодных видов). Несколько позже, около 13 тыс. лет назад (в разрезе это фиксируется на глубине 225 см), в результате климатических изменений начинается перестройка растительных сообществ на суше, выразившаяся в постепенном замещении умеренных хвойных лесов широколиственными. Становление нового типа растительности произошло 10 тыс. лет назад. В это время существенно повысилась продуктивность поверхностного слоя вод, за счет чего возросло содержание C_{org} в осадках. Отреагировала на потепление и диатомовая флора. Все эти события, приуроченные к рубежу плейстоцена и голоцена, запечатлены в колонке 1603 на глубине 198—190 см. Возрастная оценка этого рубежа достаточно надежно контролируется пепловым прослоем U—Oki, который накапливался 93 тыс. лет назад.

В интервале глубин 195—140 см в спорово-пыльцевых спектрах нашли отражение господствовавшие на побережьях дубовые леса, существовавшие в течение раннего послеледникового времени от 10 до 7 тыс. лет назад, что подтверждается возрастом пеплового прослоя K—Ah 6,3 тыс. лет.

Выше по разрезу (до 35—30 см) по данным палинологического и диатомового анализов интерпретируется оптимальная фаза голоценового потепления, завершившаяся около 4—3 тыс. лет назад: на юге Японии широкое распространение получили вечнозеленые леса, в хорошо прогреваемых водах нормальной солености формировался богатый комплекс диатомовой флоры.

Венчающие разрез слои, скорее всего, не отражают всей заключительной фазы голоценовой истории, а представляют ее отдельные, вероятно, разрозненные эпизоды.

1. Горбаренко С. А. Палеогеографические условия центральной части Японского моря в голоцене и позднем плейстоцене по данным отношений O^{18}/O^{16} в раковинах фораминифер // *Океанология*.— 1983.— Вып. 2.— С. 300—304.
2. Горбаренко С. А. Палеогеография Японского моря в верхнем плейстоцене и голоцене // *Изв. АН СССР. Сер. географ.*— 1987.— № 6.— С. 106—113.
3. Горбаренко С. А., Токарчук Т. Н. Изменение содержания элементов органической триады в осадках Японского моря (поздний плейстоцен — голоцен) // Развитие природной среды в плейстоцене (юг Дальнего Востока)/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1981.— С. 165—171.
4. Назаренко А. А. Орнитофаунистический обмен между южной и северной Азией на восточной периферии континента: последний ледниково-межледниковый цикл // *Журн. общей биологии*.— 1990.— Т. 51, № 1.— С. 89—106.
5. Плетнев С. П., Гребенникова Т. А. Климатостратиграфия донных отложений и палеогеография южной части Японского моря // Развитие природной среды в плейстоцене/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1981.— С. 151—164.
6. Пушкарь В. С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена Юга Дальнего Востока (по данным диатомового анализа).— М.: Наука, 1979.
7. Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен — голоцен)/А. М. Короткий, С. П. Плетнев, В. С. Пушкарь и др.— М.: Наука, 1988.
8. Emerson S. Organic carbon preservation in marine sediments // The carbon cycle and atmospheric CO_2 : natural variations from Archean to present.— Wash., 1985.— P. 78—87.
9. Emiliani C. Pleistocene temperatures // *J. Geol.*— 1955.— V. 63.— P. 538—578.
10. Gohara V. Climatic fluctuations and sea level changes during the Late Pleistocene and Early Holocene // *Pacific Geol.* N 11.— Tokyo: Tokai Univ. Press, 1976.— P. 87—98.
11. Heusser L. E., Morley J. J. Pollen and radiocarbon records from deep-sea core RC14-103: climatic reconstructions of Northeast Japan and Northwest Pacific for the last 90 000 years // *Quat. Res.*— 1985.— V. 24.— P. 60—72.
12. Heusser L. E., Morley J. J. Climatic change at the end of the last glaciation in Japan inferred from Pollen in three cores from the Northwest Pacific ocean // *Ibid.*— 1990.— V. 34.— P. 101—110.
13. Kanaya T., Koizumi J. Interpretation of the diatom thanatocenoses from the North Pacific applied to a study of core V 20-130 // *Sci. Repts., Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geol.)*— 1966.— V. 37, N 2.— P. 89—130.
14. Machida H., Arai F. Extensive ash falls in and around the Sea of Japan from large Late Quaternary eruptions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*— 1983.— V. 18.— P. 151—164.
15. Matsushita M. Holocene vegetation history in Haibara on Omaezaki point, Central Japan // *Jpn. J. Ecol.*— 1989.— V. 39.— P. 183—188.
16. Miyoshi N., Yano N. Late Pleistocene and Holocene vegetational history of the Ohnuma moor in the Chugoku mountains, Western Japan // *Rev. Palaeobot. Paly-nol.*— 1986.— V. 46, N 3/4.— P. 355—376.
17. Morley J. J., Hays J. D. Towards a high-resolution, global, deepsea chronology for the last 750,000 years // *Earth. Plan. Sci. Lett.*— 1981.— V. 53, N 3.— P. 279—295.
18. Sakaguchi Y. Japanese prehistoric culture flourished in forest-grassland mixed areas // *Bull. of the Department of Geography Univ. of Tokyo.*— 1987.— N 19.— P. 1—19.
19. Shackleton N. J., Opdyke N. D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale // *Quat. Res.*— 1973.— V. 3.— P. 39—55.
20. Tanimura Y. Late Quaternary diatoms of the Sea of Japan // *Sci. Repts., Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*.— 1981.— V. 51, N 1—2.— P. 1—37.
21. Tsukada M. Vegetation in prehistoric Japan: the last 20 000 years // *Windows on the Japanese past: Studies in archaeology and prehistory. Center for Japanese studies/The Univ. of Michigan*, 1986.— P. 11—56.
22. Tsukada M. Japan // *Vegetation history. Kluwer, Dordrecht.*— 1988.— P. 459—518.
23. Yasuda Y. Influence of prehistoric and historic man on Japanese vegetation // *Res. Relat. UNESCO Man and Biosph. Programme in Japan, 1981—1982. S. 1.* 1982.— P. 35—47.
24. Yasuda Y. Oscillations of climatic and oceanographic conditions since the last glacial age in Japan // *The evolution of the East Asian environment. V. 1.*— Hon Kong: Univ. Hon Kong, 1984.— P. 397—413.

БПИ, ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
13 мая 1991 г.