

551.352(265.2)

**МОЩНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ И СКОРОСТЬ
ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ****Д. Е. Гершанович**

При выполнении комплексных океанологических работ по программе Международного Геофизического Года и Международного геофизического сотрудничества было собрано значительное число колонок донных отложений в центральных и восточных областях Берингова моря. Ранее такие сборы здесь не проводились и представления о поздне- и послеледниковых этапах осадкообразования в Беринговом море складывались главным образом на основе изучения колонок, полученных «Витязем» в западных областях моря (Безруков и Лисицын, 1961; Лисицын, 1959). Наиболее существенные результаты при этом были выявлены при диатомовом и фораминиферовом анализах колонкового материала (Жузе, 1962; Саидова, 1961).

Фактические данные, использованные при исследовании мощности современных осадков Берингова моря и скорости осадкообразования, были установлены при литологической обработке колонок, собранных на экспедиционных судах «Жемчуг» (1958 г.) и «Первенец» (1959 г.). Длина колонок колеблется от 1,5 до 5,5 м, размещение их дано на схеме геологических станций в нашей статье о современных отложениях Берингова моря (Гершанович, 1962 а). Пробы изучались в натурально-влажном состоянии сразу же после извлечения из грунтовых трубок непосредственно на судах, а затем в воздушно-сухом состоянии в лаборатории промысловой океанографии ВНИРО. Необходимые анализы сделаны в геохимической лаборатории ААНИИ и в Институте геологии Арктики. Большую помощь в обработке колонкового материала оказали Г. С. Королева и Б. Н. Котенев.

Донные отложения центральных и восточных областей Берингова моря, так же, как и западных, в большинстве случаев заметно стратифицированы. Стратификация осадков наблюдается во всех геоморфологических зонах моря — на шельфе и материковом склоне, в районе Командорско-Алеутской островной дуги, на подводных хребтах, в Алеутской и Камчатской глубоководных котловинах. На шельфе широко развиты грубые и плотные отложения, не пробиваемые ударными трубками, которыми пользовались при работах на «Жемчуге» и

«Первенце». Поэтому характеристика стратификации шельфовых осадков Берингова моря дана на основе гораздо меньшего количества исходных данных, чем осадков других, более глубоководных зон, где сосредоточено основное число колонок. Наиболее стратифицированными (в пределах длины изученных колонок) оказались отложения южных глубоководных частей Берингова моря вблизи Командорско-

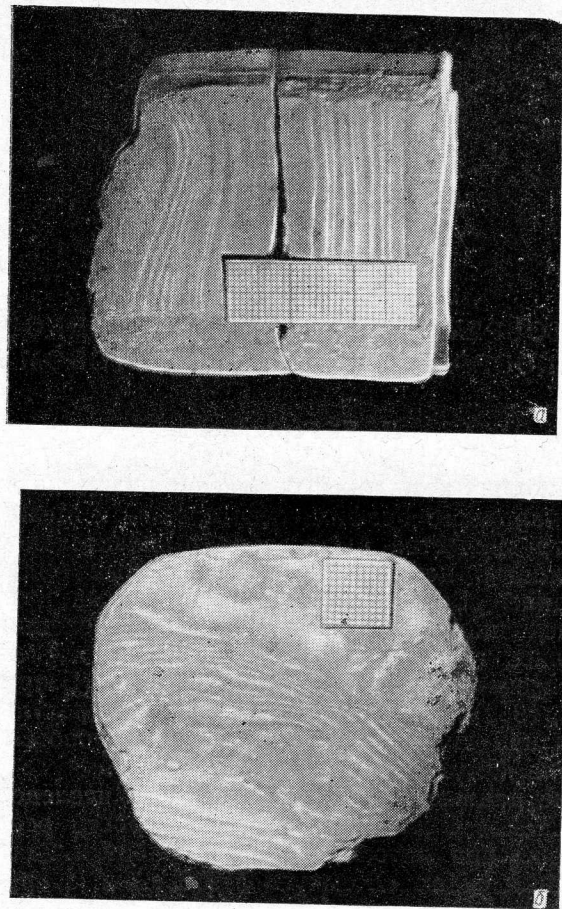


Рис. 1. Микрослоистость в осадках Берингова моря:

а — Ст. 183, «Первенец», глубина 1264 м, 267—275 см колонки, *б* — Ст. 35, «Жемчуг», глубина 2370 м, 142—145 см колонки (Фото В. С. Бортникова).

Алеутской островной дуги, отражая свойственную современным геосинклинальным зонам пространственную и временную изменчивость осадкообразующих условий.

Как и в других морях, стратификация донных отложений Берингова моря наблюдается по изменению вещественного состава осадков, их гранулометрии, цвета, количества и видовой характеристики остатков флоры и фауны, по текстурным различиям. В ряде случаев встречается микрослоистость (рис. 1, *а*).

Установлены два основных типа стратификации беринговоморских осадков, нередко накладывающихся друг на друга. Первый тип связан с изменениями условий осадкообразования на больших площадях

моря и прилегающей суши и определяет наиболее характерные отличия осадочных слоев, вызываемые разным составом и крупностью исходного осадочного материала терригенного, вулканогенного и органического генезиса. Изменения в соотношениях между этими главными компонентами донных отложений составляют основу их стратификации. Нередко это приводит к разной гранулометрии последовательно сменяющихся друг друга осадочных слоев.

Второй тип стратификации менее распространен и связан с суспензионными потоками. Присущие этому типу структурные и текстурные особенности встречаются сравнительно локализованно на материковом склоне восточных областей моря, в осадках Алеутской глубоководной котловины, к северу от подводного хребта Бауэрс. Неоднократные перекрытия коричневых окисленных слоев, формировавшихся на поверхности осадочного слоя больших глубин моря, массами более мелководного и грубого материала (ст. 247, «Первенец»), — одно из доказательств седиментации, вызванной суспензионными потоками. В ряде колонок, взятых в зоне материкового склона, наблюдаются прослои с косым залеганием, следы смятия осадков при оползневых смещениях (см. рис. 1, б). Открытым остается вопрос о причинах образования в глубоководных осадках Берингова моря тонких (обычно менее 0,5—1 см), как правило, хорошо сортированных прослоев крупно или мелкоалевритового, а в некоторых случаях и песчаного состава с резкими верхней и нижней границами. В большинстве случаев такие прослои состоят из терригенных частиц, не содержат пирокластический материал и поэтому не могут быть связаны с подводными или надводными вулканическими извержениями. Слои из частиц вулканического происхождения в поверхностных горизонтах осадков Берингова моря развиты главным образом в районах, близких к Камчатке и Командорско-Алеутской островной дуге, в остальных частях моря они встречаются гораздо реже. Таким образом, в позднечетвертичное время, которому соответствуют изученные колонки, локализация пирокластического материала близ основных районов интенсивного вулканизма выражена столь же отчетливо, как и в современную эпоху, хотя охватывала, по видимому, несколько большую акваторию, чем сейчас (Гершанович, 1962 а).

Несмотря на сложную и неоднородную стратификацию осадков Берингова моря, в них намечается достаточно ясное отличие между слоем современных (последледниковых, голоценовых) отложений и слоем отложений времени последнего оледенения (позднеледниковых). В глубоководных областях моря (Камчатская и Алеутская глубоководные котловины, многие районы материкового склона и подводных хребтов) донные отложения, как правило, имеют четкую границу между зеленовато-серыми, во многих случаях слабодиадомовыми или диатомовыми осадками и подстилающими их серыми или голубовато-серыми обедненными остатками диатомовых водорослей. В мелководных областях моря (шельф, верхняя часть материкового склона) и в районах Командорско-Алеутской островной дуги, где содержание диатомовых остатков в современных отложениях обычно невелико, основное различие между слоями устанавливается по их окраске и большей монотонности позднеледниковых отложений по сравнению с последледниковыми.

По гранулометрическому составу оба слоя довольно близки. В глубоководных котловинах и на значительной части материкового склона, в ряде районов эпиконтинентального шельфа они представлены илом и глинистым илом, в верхней части материкового склона

и во многих шельфовых областях — более грубыми типами отложений, песчаным илом, илистым песком, пылеватым песком.

На востоке и в центре Берингова моря позднеледниковые осадки не выделяются повышенным числом включений галечно-гравийного материала, как это можно было бы ожидать. По-видимому, ледовый

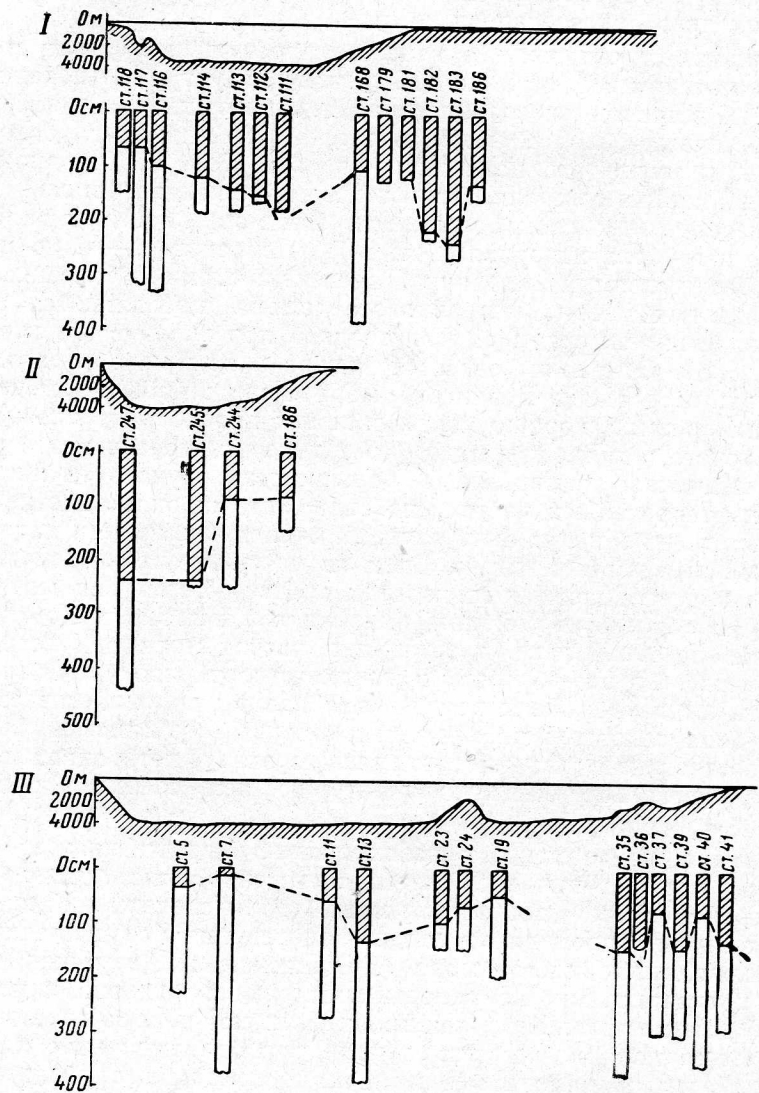


Рис. 2. Слой современных осадков (заштрихованы) в глубоководных районах Берингова моря:
I — северный разрез, II — средний, III — южный.

разнос грубо- и крупнообломочных частиц в эпоху последнего оледенения мало отличался от того, что мы наблюдаем сейчас, и не вызывал существенного обогащения осадков валунами, галькой и гравием. Накопление грубо- и крупнообломочных частиц в осадках районов с широким развитием плавучих льдов, доставляющих такие частицы в самые различные районы моря, в первую очередь происходит на тех

участках дна, где благодаря высокой подвижности придонных вод более мелкий материал выносится в другие участки.

На рис. 2 показано размещение границы между слоями современных и позднеледниковых отложений в центральных и южных глубоководных областях Берингова моря. Используя данные о мощности слоя современных осадков, мы составили схематизированную карту, где выделены районы с разной мощностью этого верхнего слоя берингоморских отложений (рис. 3). Карта показывает характерные отличия в мощности современных осадков, а следовательно, и в темпе седиментации в Беринговом море.

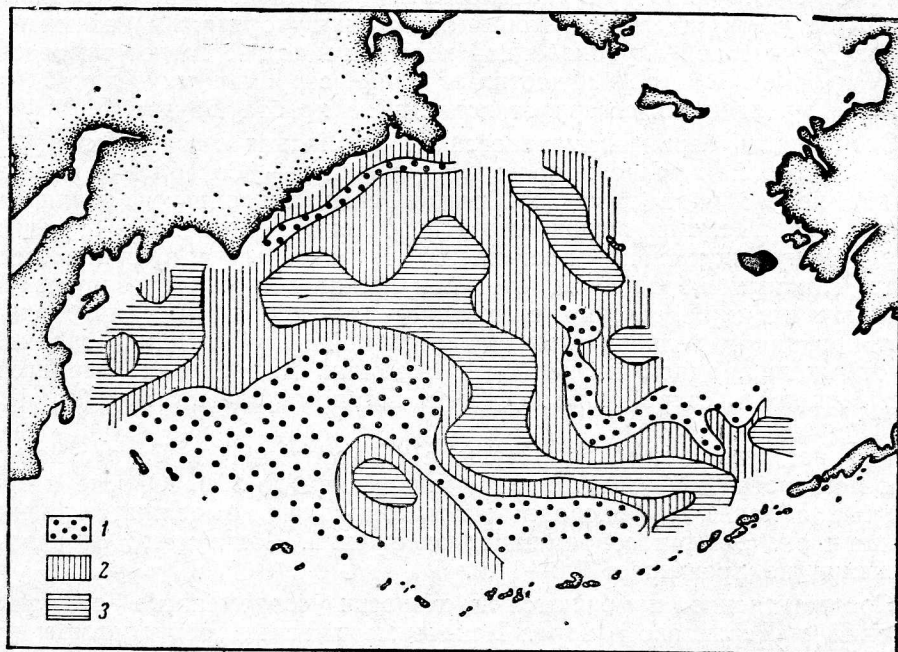


Рис. 3. Схематизированная карта мощностей современных осадков в Беринговом море:

1 — менее 1 м, 2 — от 1 до 2 м, 3 — более 2 м.

В пределах шельфовой зоны не представляется возможным составить общее заключение о мощности слоя послеледниковых отложений, поскольку нет данных о стратификации осадочного покрова многих его районов. Внешняя часть шельфовой зоны эпиконтинентальных и некоторых геосинклинальных областей Берингова моря (шельф Камчатского и Корякского побережий) выделяется малой мощностью современных осадков (менее 1 м, см. рис. 3). Отсутствие значительного накопления осадков в современных условиях отмечалось и для многих шельфовых участков Командорско-Алеутской островной дуги, где преобладают процессы перемыва поступающего осадочного материала или размыва дна. Интенсивная аккумуляция осадочных частиц констатируется здесь главным образом лишь в депрессиях шельфа (Гершанович, 1963). В центральной части эпиконтинентального шельфа наиболее мощные современные осадки (до 2 м и более) установлены там, где происходит седиментация более тонких отложений. Это особенно хорошо заметно к северу от о-ва Св. Матвея и в Бристольском заливе.

Зона материкового склона Берингова моря также неоднородна в отношении мощности слоя современных осадков. В отдельных участках, особенно в районе о-вов Прибылова, на склоне обнажаются коренные породы и современная седиментация отсутствует. Ограничена она во многих районах уступа материкового склона, занимающего в Беринговом море глубины от 150 до 2500 м. Слой современных осадков обычно здесь не превышает 2 м. На глубинах свыше 2500 м, где находится наклонная равнина подножья материкового склона, мощность этого слоя достигает 2—3 м и более. Такая же мощность современных отложений в прилежащих к наклонной равнине областях Алеутской глубоководной котловины. Согласно исследованиям А. П. Жузе (1962) послеледниковые отложения (горизонт 1) во многих районах Камчатской глубоководной котловины также имеют мощность 2—3 м и более. Почти 3 м достигает слой современных осадков на ст. 247, «Первенец», к северу от подводного хребта Бауэрс.

Особенность берингоморского склона Лисьих о-вов, иногда рассматриваемого как разновидность бордерленда, — обособление в рельефе дна целого ряда выступов, разделенных подводными долинами. Поверхности выступов выровненные, а склоны пологие. Свойственное этому району интенсивное поступление терригенных и вулканогенных частиц, главным образом за счет денудации островных сооружений, слагаемых преимущественно вулканическими породами, благоприятствует при таком рельефе дна значительной аккумуляции современных отложений, одной из наиболее высоких в пределах Берингова моря. Мощность современных осадков достигает здесь 3,8 м (ст. 183, 184, «Первенец»).

Для подводных хребтов Ширшова (Олюторский) и Бауэрс характерна мощность слоя современных осадков от 1 до 2 м. Южные и центральные области глубоководных котловин моря выделяются менее мощными значениями современных отложений. Чаше всего слой этих отложений не превышает 0,6—1 м.

Соответственно изменяются и скорости современного осадконакопления в Беринговом море. Некоторые авторы предполагают, что послеледниковое время в районе Корякского хребта длится около 8000 лет (Дегтяренко, 1961), а на Аляске на широте 60° — примерно 9000 лет (Heusser, 1960). Считая, что средняя продолжительность послеледникового времени — 9000 лет, получаем, что в исследованных областях шельфовой зоны вне участков так называемой «отрицательной седиментации» скорость осадкообразования в разных районах колеблется от 2 до 30 см в 1000 лет. В зоне материкового склона, характеризующейся расчлененным рельефом дна и отдельными выходами коренных пород, где нет накопления современных осадков, различия еще значительнее. Максимальные величины скорости современного осадконакопления достигают 40 см в 1000 лет. В глубоководных котловинах моря, по нашим данным, значения скорости седиментации колеблются в пределах от 6—10 до 33 см в 1000 лет. Минимальные скорости наблюдаются в южных районах котловин, где при исследованиях современных отложений отмечено наибольшее воздействие диагенеза и глубокое проникновение окислительных процессов в толщу осадков (Гершанович, 1962 а).

Можно предполагать, что повышенные скорости современной седиментации на пологих участках материкового склона и в прилежащих районах глубоководных котловин вызваны тем, что именно здесь в основном оседают тонкие терригенные частицы, поступившие с суши и не ставшие составной частью шельфовых отложений, а также много-

численные скелетные остатки диатомового планктона, продуцированного в зонах интенсивной вертикальной циркуляции, связанных с материковым склоном.

В разных геоморфологических зонах Берингова моря, исключая прибрежные и часть шельфовых районов, наблюдаются сравнительно близкие максимальные и минимальные величины темпа седиментации. Глубина залегания осадка в этом отношении не оказывается определяющим обстоятельством. Интенсивность поступления осадочного материала, особенности рельефа дна и гидродинамического режима, скорость вертикальных движений отдельных участков дна — таковы основные факторы, сложное взаимодействие которых часто приводит к разным значениям скорости современного осадконакопления в каждой из геоморфологических зон моря и одинаковым или близким в разных зонах.

Резкие отличия между после- и позднеледниковыми осадками, устанавливаемые по литологическим признакам, подтверждаются результатами диатомового анализа отдельных колонок, выполненного Г. С. Королевой (рис. 4). Так, на ст. 13 («Первенец», глубина 3880 м), расположенной на юге Берингова моря, мощность слоя современного (последнеледникового) осадка — около 1,2 м. В этом слое наблюдается максимальное количество диатомовых остатков (порядка 75—150 створок на 1 средний ряд просматриваемого препарата), доминируют створки океанических видов — до 70—90% (*Denticula marina*, *Thalassiosira excentrica*, *Thalassiothrix longissima*, *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*, *Coscinodiscus marginatus*). Ниже находится слой, где общая численность диатомовых остатков составляет до 30—37 створок на 1 средний ряд препарата. Створки океанических видов составляют среди них примерно 15—35%, неритических — 60—73% (*Chaetoceros furcellatus*, *Thalassiosira gavidia*, *Bacterosira fragilis* и др.)*. На ст. 247 («Первенец», глубина 3820 м), севернее подводного хребта Бауэрс, отмечена сходная картина. Мощность 1 слоя — почти 3 м. Количество створок на 1 средний ряд препарата здесь очень велико и нередко превышает 125—200 шт.

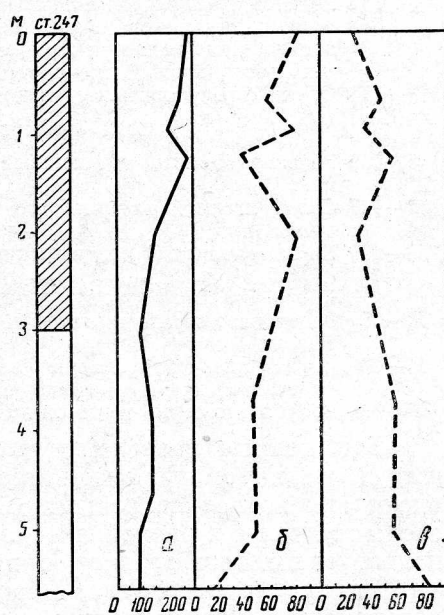
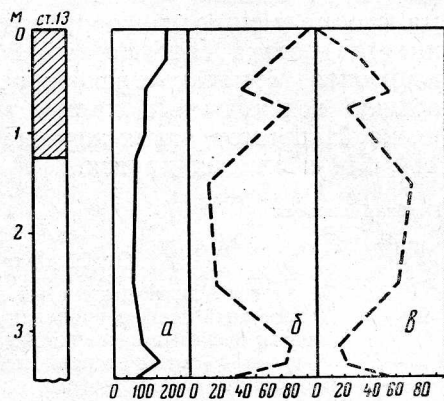


Рис. 4. Распределение скелетных остатков диатомовых водорослей в колонках Берингова моря:

a — общее количество створок диатомовых, *б* — процент океанических форм, *в* — процент неритических форм.

* Здесь не рассматривается диатомовая флора самой нижней части колонки, видимо, выходящей за пределы отложений последнего оледенения.

Доминируют океанические виды, часто составляющие до 80%. В подстилающем слое общее число створок на 1 средний ряд просматриваемого препарата сокращается до 80—100; среди диатомовых остатков начинают преобладать створки неритических форм.

Смена позднеледниковых осадков послеледниковыми в большинстве проб весьма резкая и прослеживается в пределах сравнительно малого по мощности горизонта, порядка нескольких сантиметров или иногда десятка сантиметров. В ряде колонок в пределах переходного горизонта отмечено некоторое погрубение осадка, выражающееся обычно в увеличении количества частиц алеврита и иногда мелкого песка. Например, такая картина установлена для колонок со ст. 71, 183, 114, 244 и многих других.

Глубина слоя, см

Характеристика осадка

Ст. 71 «Жемчуг», глубина 440 м.

- 0—21 Зеленовато-серый пылеватый песок.
- 22—26 Переходный слой, в пределах которого происходит смена пылеватого песка мелким песком и песчаным илом.
- 27—53 Голубовато-серый песчаный ил.
- 54—400 Голубовато-серый плотный ил с отдельными прослоями алевритового состава.

Ст. 183 «Первенец», глубина 1264 м.

- 0—388 Зеленовато-серый песчаный ил с прослоями, обогащенными крупноалевритовыми, песчаными и гравийными частицами. Наибольшее количество таких прослоев наблюдается глубже 335 см. Отдельные прослои обогащены пепловым материалом. Встречаются створки диатомей.
- 389—573 Серый с голубоватым оттенком песчаный ил. Рассеянные гравийные зерна.

Ст. 114 «Первенец», глубина 3660 м.

- 0—119 Зеленовато-серый диатомовый глинистый ил; в слое 0—4 см буроватый оттенок.
- 120—127 Серый прослой алевритового состава с диатомеями. При высушивании распался.
- 128—209 Серый глинистый ил, уплотняющийся книзу, редкие диатомей.

Ст. 244. «Первенец», глубина 3100 м.

- 0—65 Зеленовато-серый диатомовый глинистый ил. Верхние 5 см с коричневым оттенком.
- 66—86 Два хорошо сортированных алевритовых прослоя серой окраски, разделенные илистым слоем. Цвет темно-серый. Очень резкая нижняя граница.
- 87—224 Голубовато-серый монотонный глинистый ил, очень плотный и вязкий.

Эти данные позволяют высказать предположение о том, что обшая и резкая смена физико-географических условий, наступившая по окончании последней ледниковой эпохи в исследуемом районе, нашла свое отражение в разной литологии поверхностных и подстилающих их позднеледниковых осадков и проходила быстро.

Появление переходного горизонта, выделяющегося несколько более грубым гранулометрическим составом, вызвано повышенным поступлением различных терригенных частиц с мелководных областей и берегов при трансгрессии моря во время последнего эвстатического повышения его уровня. Видимо, такое повышение уровня было также сравнительно быстрым.

Последующие изменения в климате и гидрологическом режиме Берингова моря привели к неоднородному составу остатков диатомовых водорослей в слое современных отложений.

А. П. Жузе (1962), исследуя колонки западной части Берингова моря и смежных районов Тихого океана, считает, что диатомовая флора осадков отчетливо фиксирует послеледниковый климатический оптимум. Такого рода заключение вытекает и из результатов диатомового анализа колонок со ст. 13 и 247 (см. рис. 4).

ВЫВОДЫ

1. Мощность слоя современных (последледниковых) отложений в Беринговом море изменяется в больших пределах и может достигать 2—3 м и более.

2. Скорость современного осадкообразования во многих районах Берингова моря достигает нескольких десятков сантиметров осадка в 1000 лет, значительно превышая скорость океанического осадконакопления.

3. В каждой геоморфологической зоне Берингова моря в зависимости от количества поступающего осадочного материала, рельефа дна и подвижности вод, а также знака и темпа вертикальных движений отдельных участков дна возможны большие различия в скорости современного осадкообразования.

4. Высоким темпом современного осадконакопления в Беринговом море выделяются наклонная равнина подножья материкового склона и прилегающие участки глубоководных котловин, район сбросово-глыбового расчленения на крайнем востоке берингоморского островного склона Алеутских о-вов, депрессии на шельфе и материковом склоне.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л. и Лисицын А. П. Основные черты осадкообразования в дальневосточных морях в четвертичное время. Мат. совещания по изуч. четвертичного периода. Т. 1, Изд-во АН СССР, 1961.

Гершанович Д. Е. Новые данные о современных отложениях Берингова моря. Тр. ВНИРО. Т. 46, 1962а.

Гершанович Д. Е. Рельеф и современные осадки берингоморского шельфа. Тр. ВНИРО. Т. 46, 1962б.

Гершанович Д. Е. Рельеф основных рыбопромысловых районов (шельф, материковый склон) и некоторые черты геоморфологии Берингова моря. Тр. ВНИРО. Т. 48. Вып. 1, 1963.

Дегтяренко Ю. П. Древнее оледенение Корьякской горной системы. Тр. Всесоюз. научн.-исслед. геологич. ин-та. Т. 64, 1961.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1962.

Сайдова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1961.

Heusser C. I. Late-Pleistocene environments of North Pacific North America, An elaboration of late-glacial and postglacial climatic, physiographic, and biotic changes. Spec. Publs. Amer. Geogr. Soc., № 35, 1960.