

Д.М. Хопкинс

ИСТОРИЯ УРОВНЯ МОРЯ В БЕРИНГИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 250 000 ЛЕТ

Геологическая служба, Калифорния, США

Недавно ученые Брокер и ван Донк представили интересную концепцию о глобальном изменении климатических условий и уровня моря, основанную на изучении глубоководных колонок и морских террас карибского района [Broecker, van Donk, 1970]. Они считают, что основной ледниковый климатический цикл имеет зубчатый характер; постепенное нарастание оледенения в течение нескольких этапов, длящегося в среднем 90 тысяч лет, прерывается дегляциациями в течение менее одной десятой части указанного времени. Этот основной цикл сопровождается вторичными колебаниями. Колебания времени фаз роста в среднем длятся 20 тысяч лет, а те, что имеют место во время отступлений - примерно тысячу лет. Полагают, что уровень моря проявляет подобные колебания в ответ на изменения объема ледниковых щитов суши. Медленные регрессии, осложняемые кратковременными поднятиями уровня моря, прекращаются быстрым восстановлением межледникового уровня моря. Конечная фаза I соответствует поздневисконсинско-голоценовому повышению уровня моря; конечная фаза II отвечает сангамонскому межледниковому высокому уровню моря, имевшему место примерно 125 тысяч лет тому назад; конечная фаза III - более раннему межледниковому высокому уровню, который, как полагают, имел место примерно 225 тысяч лет тому назад.

Район Берингова моря явился наиболее благодатным местом для изучения истории береговой линии и связей между изменениями уровня моря и другими геоморфологическими, климатическими и биогеографическими событиями. В настоящей статье дается обзор и переоценка современных знаний по геохронологии, масштабу и характеру колебаний уровня моря в районе Берингова моря и исследуются их связи с местными климатическими событиями. Кауфман и др. [Kaufman et al., 1971] высказывают недоверие к определению возраста морских моллюсков в некарбонатных отложениях при датировке по неравновесному урану. Мы опускаем из дискуссии в настоящей статье множество попыток таких определений четвертичных морских отложений Аляски.

В процессе этого я пересматриваю и модифицирую некоторые выводы, сделанные авторами статей, опубликованных в книге «Берингийский мост суши» (ред. Д.М. Хопкинс, «The Bering Land Bridge», 1967). Затем рассматриваю вопрос, является ли последующая картина событий совместимой с моделью Брокера - ван Донка.

История береговой линии в позднем Висконсине и голоцене

Кнебель [Knebel, 1972] показывает, что участки берингийского материкового шельфа, находящегося на глубине 120 м, определенно оставались под водой в течение последних 25000 лет и что береговая линия, вероятно, лежала на глубине 90 и 100 м во время максимальной поздне-висконсинской регрессии. Зона шириной от 90 до 300 км материкового шельфа, очевидно, оставалась под водой, когда уровень моря был самым низким (рис. 1). Этот остаток материкового шельфа мог служить рефугиумом для питающихся бентосом морских млекопитающих, например тюленя-крылатки (*Phoca fasciata*), нерпы кольчатой (*Phoca hispida*), бородатого тюленя (*Erignathus barbatus*) и моржа (*Odobenus rosmarus*).

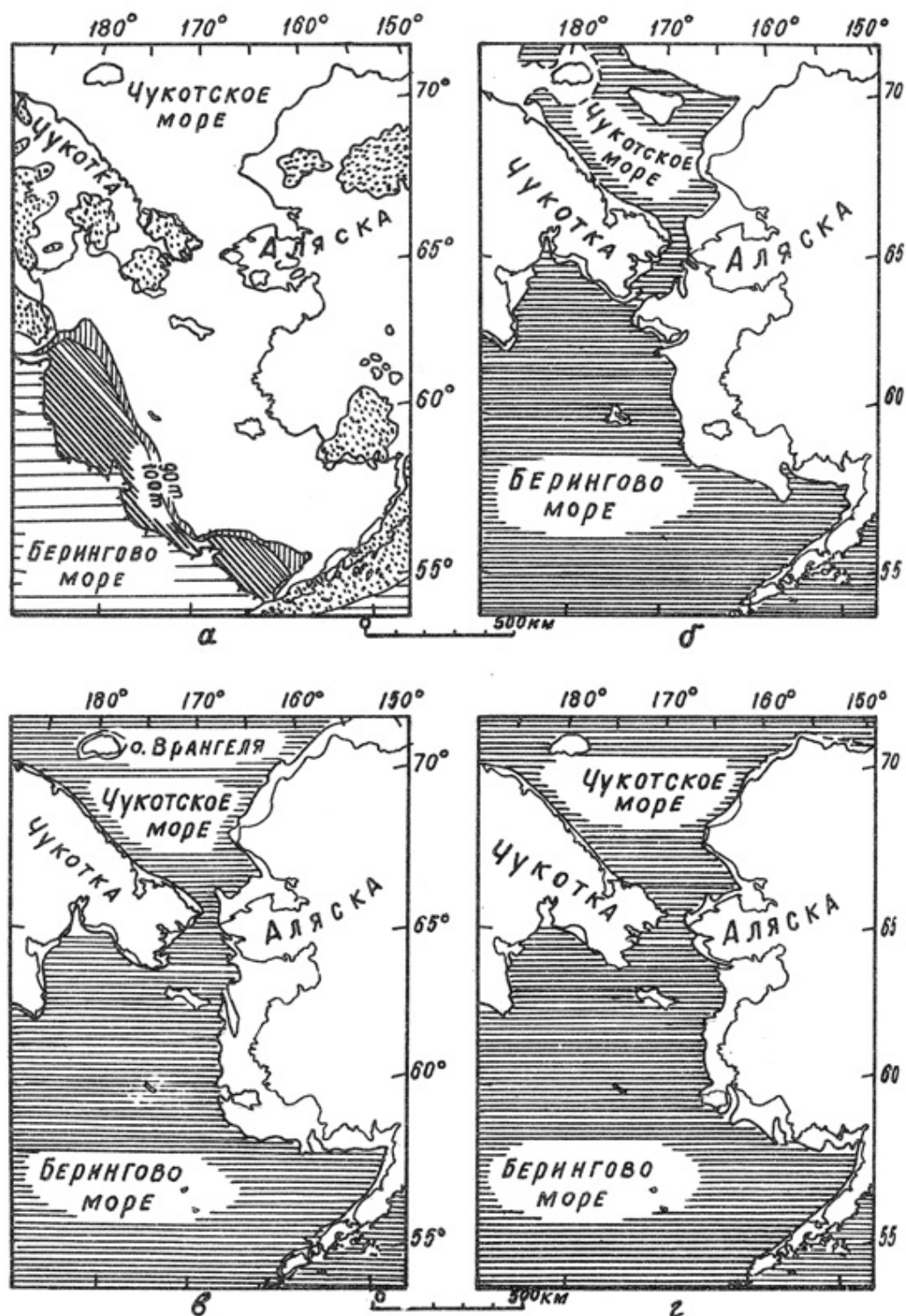


Рис. 1. а) Палеогеография района Берингова пролива во время максимума висконсинского оледенения. Районы, покрытые ледниками, показаны точками (Hopkins, 1972). Береговая линия находилась где-то в пределах района, заштрихованного вертикальными линиями, между 90 и 100 м изобатой, а значительная внешняя часть континентального шельфа оставалась затопленной (косая штриховка). Распространение моря (горизонтальная штриховка) при положении береговой линии на отметках б) – 38 м, в) – 30 м, г) – 20 м.

Береговые линии, находящиеся на глубине 38, 30, 20-24 и 10-12 м, отражают стабильные положения и кратковременные регрессии во время быстрого прерывания подъема уровня моря в позднем висконсине и голоцене (конечная фаза I, по Брокеру и ван Донку). В нашем понимании данные Кригера и Макмануса [*Creager & McManus, 1967*] и Колинво [*Colinvaux, 1967*] указывают на то, что береговая линия на отметке -38 м была затоплена примерно 13 тысяч лет тому назад, а береговая линия на отметке -30 м - около 11 800 лет тому назад [*Knebel et al., 1973*]. Торф на дне залива Нортон на современной глубине 20 м накапливался всего лишь 10 тысяч лет тому назад ($W = 2686$, М. Рубин и С.Х. Нельсон, личное сообщение, 1971); береговая линия на отметке -20 могла быть затоплена вскоре после этого. Возраст береговой линии на отметках -12 и -10 м еще не установлен.

Средневисконсинская трансгрессия. Мы давно убеждены в том, что уровень моря поднимался на несколько десятков метров до современного положения в течение средневисконсинского межстадийного потепления около 30 тысяч лет тому назад [*Hopkins, 1959*], хотя другие авторы выражают хорошо обоснованные сомнения по поводу того, достаточно ли материкового льда растаивало, чтобы позволить произойти такой сильной средневисконсинской трансгрессии [*Mörner, 1971*]. В 1967 г. мы рассматривали глины бутлеггер-ков - ледниково-морские осадки, обнаженные около мыса Воронцова, в бухте Кука, как стратотип воронцовской трансгрессии. Данные стратиграфии и датировки по неравновесному урану [*Sackett, 1958*] позволили нам предположить, что эта трансгрессия имела место в течение средневисконсинского периода. Однако новые геохронологические исследования показали, что глины бутлеггер-ков отложились примерно 14 тысяч лет тому назад [*Schmoll et al., 1972*]. Таким образом, воронцовская трансгрессия просто отражает позднеледниковое погружение бухты Кука.

Тем не менее, поднятые береговые валы на высоту до 7 м у мыса Барроу ясно регистрируют средневисконсинскую морскую трансгрессию. Тонкие волокна растений, собранные из песка с галькой на основном береговом валу, и еще более тонкий органический детрит, собранный из лежащего под песком песчанистого ила, дали радиоуглеродные датировки от 25 000 до 40 000 лет [*Sellmann & Brown, 1973*]. Нет сомнения в том, что уровень моря оставался явно ниже современного в течение указанной средневисконсинской трансгрессии. Воздымание антиклинали Барроу [*Payne et al., 1951*], очевидно, подняло береговые валы выше современного уровня моря в районе мыса Барроу.

Д.Г. Мур, в процессе первого сейсмопрофилирования Берингова моря, встретил затопленную дельту примерно в 30 км к югу от Нома [*Moore, 1964*]. Поверхность дельты покрыта 2-3-метровым слоем более молодых морских отложений. Наоборот, подводные валы на северной части депрессии, сформированные во время поздневисконсинско-голоценового повышения уровня моря, почти не покрыты тонким слоем молодых отложений. Д.Г. Мур делает вывод, что затопленная дельта была образована рекой Юкон. К югу и ближе к современному устью Юкона он встретил широкие, затопленные каналы [*Moore, 1964*]. В 1969 году С.Х. Нельсон подтвердил существование как погребенной дельты, так и заполненных каналов в результате сейсмического обследования с высокой разрешающей способностью.

Покров отложений на погребенной дельте указывает на то, что она образовалась раньше колебаний уровня моря в позднем висконсине и голоцене. Кроме того, река Юкон занимает свое теперешнее устье только в течение последних нескольких тысяч лет, а раньше река достигала моря в нескольких пунктах к югу от острова Св. Лаврентия в течение предшествующих 15 или 20 тысяч лет. [*Knebel & Creager, 1973*]. Затопленная и погребенная дельта к югу от Нома образовалась еще раньше - наиболее вероятно в течение средневисконсинской трансгрессии.

Пелукская трансгрессия запечатлена в хорошо выраженной береговой линии и террасе, прослеживаемой вдоль большей части побережья севера Берингова моря и юга

Чукотского моря. Терраса несколько деформирована, но вдоль аляскинского побережья отметка береговой линии нигде не превышает +11 м она опущена ниже современного уровня моря в северо-западной части острова Св. Лаврентия [Hopkins et al., 1972] и между северным Полярным кругом и городом Коцебу.

На Чукотском побережье пелукская трансгрессия представлена валькатленскими слоями - межледниковыми морскими отложениями, образующими террасу, которая местами возвышается до 30 м над современным уровнем моря [Петров, 1966; 1967]. О.М. Петров высказывает предположение, что валькатленские слои, возможно, отражают две трансгрессии, разделенные незначительной регрессией.

Многие обнажения пелукских отложений свидетельствуют о двух трансгрессиях, разделенных регрессией неизвестной протяженности, но значительной длительности. Криогенные структуры, образовавшиеся в результате неоднократного замерзания и таяния, развиты в тонких торфянистых отложениях, залегающих между слоями пляжевого песка и гравия в обнажении, простирающемся 1,5 км к юго-востоку от пос. Теллер. Аналогичный разрез наблюдается на западном побережье залива Головнина. В ряде обнажений через пелукский береговой вал на северном побережье залива Эшшолы (в юго-восточной части залива Коцебу) видны псевдоморфозы по ледяным клиньям, достигающие 1,5 м в ширину, а также другие криогенные структуры в субэаральных отложениях между ранними и поздними пелукскими песками и гравием. Эти криогенные структуры указывают на то, что климат был во время внутripелукской регрессии почти таким же суровым, как и в настоящее время. Ширина вышеупомянутых псевдоморфоз указывает, что регрессия длилась не менее нескольких тысяч лет.

По обнажениям с внутripелукскими криогенными структурами невозможно решить, какая из двух пелукских трансгрессий представляет более высокий уровень моря. Однако обнажения в речных долинах, прорезающих узкую пелукскую прибрежную террасу, ясно показывают, что ранняя трансгрессия была более высокой вдоль побережья западной части полуострова Сьюард между рекой Лост и мысом Кейп Йорк. Береговая ниша, которая сейчас расположена на высоте 10,5 м, была выработана во время первой пелукской трансгрессии, а затем погребена под аллювиальными конусами выносов, коллювия и делювия в течение последующей внутripелукской регрессии. Во время второй пелукской трансгрессии образовалась береговая ниша, находящаяся сейчас на высоте 6,5 м. Она была выработана в аллювии и коллювии, а также в лежащей под ними абразионной платформе, которая образовалась во время первой пелукской трансгрессии.

Во многих местах пелукской террасы были собраны хорошо сохранившиеся ископаемые моллюски. Некоторые теплолюбивые формы связаны с самой высокой и предположительно самой древней пелукской береговой линией, но другие ассоциируются с береговыми валами, которые лежат ближе к морю и, возможно, были отложены во время второй пелукской трансгрессии.

Пелукские отложения у Нома, по данным радиоуглеродных датировок, имеют возраст более 38000 лет [Hopkins et al., 1960]. Возраст пелукской трансгрессии установлен более определенно по соотношению отложений террасы с моренами. Пелукские отложения перекрывают морены предпоследнего оледенения (Номское оледенение, по [Hopkins, 1967], и оледенение Скалл Крик, по [Sainsbury, 1967]) во многих местах, а пелукская терраса перекрыта осадками максимального висконсинского оледенения (оледенение Йорка, по [Sainsbury, 1967a] в долине реки Дон в западной части полуострова Сьюард.

История среднего плейстоцена

Восстановление истории уровня моря во время среднего плейстоцена до пелукской трансгрессии представляет трудную задачу. Было трудно коррелировать и интегрировать сумбурное нагромождение наблюдений, казавшихся парадоксальными. На берегах Аляски отмечаются следы двух трансгрессий - эйнахнутской и коцебуской - которые, как

считают, совпадали с неледниковыми условиями на суше. Широкая терраса, сохранившаяся на обширных участках побережья северо-восточной части Берингова моря, свидетельствует о длительности этих двух эпизодов высокого уровня моря в среднем плейстоцене, а также о том, что оледенения происходили между, а не во время периода высокого уровня моря. Однако на берегах Чукотки имеются данные о двух среднеплейстоценовых трансгрессиях (пинакульской и крестовской), которые, как полагают, по крайней мере частично совпадали с основными оледенениями. Данные о затоплении во время оледенения, вероятно, среднеплейстоценового возраста, были обнаружены также на берегах залива Квинчак в юго-западной части Аляски.

Эти данные, по-видимому, свидетельствуют о том, что большая часть материкового шельфа Берингова моря оставалась затопленной в течение среднего плейстоцена. Однако, по крайней мере в одном случае большая часть шельфа, видимо, выступала над поверхностью моря, так как геоморфологические и стратиграфические черты, говорящие в пользу существования древней береговой линии, старше поздневисконсинской регрессии, были обнаружены на внешнем крае шельфа на глубине 135 м.

Коцебуская и эйнахнутская трансгрессии. Мы обнаружили данные (таблица), свидетельствующие о двух среднеплейстоценовых межледниковых (или не ледниковых) морских трансгрессиях [Hopkins, 1967]. Отложения более молодой коцебуской трансгрессии представлены дельтовыми, эстуарными и прибрежно-морскими осадками с фауной беспозвоночных на восточном и северном побережье залива Коцебу. Обширные сборы раковин моллюсков коцебуского возраста сделаны в береговых обрывах лагуны Нииракпак в северо-западной части острова Св. Лаврентия [Hopkins et al., 1972] и из Саус Байт на острове Амчитка [Allison, 1973]. Эйнахнутская трансгрессия старше и основывается на морских отложениях, очень богатых ископаемыми организмами, расположенных у мыса Эйнахнутто на западной оконечности острова Св. Павла (острова Прибылова). Эйнахнутская фауна моллюсков была также обнаружена в западной части арктической прибрежной равнины [McCulloch, 1967].

Стратотип коцебуской трансгрессии состоит из морских отложений, обнаруженных позади, под и перед конечной мореной предпоследнего оледенения. Внутри и позади конечной морены коцебуские отложения перекрыты ледниковыми осадками. Перед мореной коцебуские отложения перекрыты соответственно лессом, а затем прибрежными отложениями пелукского возраста [McCulloch et al., 1965]. Таким образом, за коцебуской трансгрессией, по-видимому, тотчас следовало предпоследнее оледенение.

Стратотипический разрез эйнахнутской трансгрессии на острове Св. Павла состоит из морских отложений, переслаивавшихся с породами в основном вулканического происхождения [Hopkins, 1967]. Эйнахнутские слои здесь состоят из пляжевых и прибрежных отложений мощностью около 30 м, под которыми погребен древний клифф, вырезанный в более древних потоках базальтовой лавы.

Эйнахнутские отложения перекрыты потоками базальтовой лавы толщиной более 150 м, которые отражают три отдельных вулканических извержения через большие промежутки времени. Слоистые туфы, эоловые алевриты и песок разделяют потоки этих трех извержений. Нижний поток включает подушечные лавы, которые залегают на эйнахнутских слоях, отражая таким образом вулканическое извержение в конце эйнахнутской трансгрессии. Этот поток покрыт слоистым туфом и эоловыми отложениями, в которых отсутствуют псевдоморфозы по ледовым клиньям. На небольшой высоте в центральной части эйнахнутского обнажения подушечная лава и перекрывающий ее слоистый туф эродированы и покрыты крупной галькой с ракушей, представляющей коцебускую трансгрессию. Фауна моллюсков в крупной гальке не диагностирует возраст, однако ее положение в разрезе указывает на то, что это отложения трансгрессии Коцебу. Галька перекрыта вулканическими породами также, очевидно, коцебуского возраста, включающими подушечные лавы. Выше по разрезу имеется другой

КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ МОРСКИХ И ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ БЕРИНГОВА МОРЯ

Лет тому назад	История береговой линии в р-не Берингова моря	Район залива Кука (Schmoll et al., 1972)	Бристольский залив (Muller, 1952)	Южная часть п-ова Сьюард (Horkins et al., 1960; Horkins, 1967)	Западная часть п-ова Сьюард Sainsbury, 1967 а, 1967 б)	Чукотка (Петров, 1966; 1967)	Карибские глубоководные отложения (Broecker and van Donk, 1970)
10.000	-30 м береговая линия	Оледенение Наптауна	Оледенение Брукс	Оледенение оз. Салмон	Оледенение Йорк	Банкармская (ледниковая) свита	Конечная фаза I
	-38 м береговая линия	Воронцовская трансгрессия					
	Минимальный уровень моря при -90 -100 м	Оледенение Кинк	Оледенение Мак Хилл				
	Береговые валы на мысе Барроу	Оледенение Эклутна	Оледенение Джонстон Хилл	Затопленная дельта к югу от Номы			
100.000	Пелукская трансгрессия II			Вторая терраса	Терраса р. Лост	Валькатленская (морская) свита	
	Пелукская трансгрессия I			Оледенение р. Ном	Оледенение Схал Крик	Верхняя крестовская (холодно-морская) подсвита	Конечная фаза II
	Регрессия до -135 м		Оледенение залива Хафмун	Четвертая терраса	Терраса Йорк	Средне-крестовская ледниково-морская и ледниковая подсвита	
	Колембуская трансгрессия			Третья терраса		Нижняя крестовская (морская) подсвита	
300.000	Эйндохут-хая трансгрессия					Пинакульская (морская) свита	Конечная фаза III

слой слоистого туфа и эоловых отложений, прослеживаемых от уровня моря почти до вершины обрыва. Этот слой содержит псевдоморфозы по ледяным клиньям и, очевидно, образовался при наличии вечной мерзлоты. Еще более позднее извержение отражено потоками лавы, которые покрывают криотурбированный слой. Верхний лавовый покров наращивается слоистым туфом и эоловыми отложениями без ледовых псевдоморфоз. Однако следы криотурбаций и редкие псевдоморфозы по ледяным клиньям данного горизонта обнаруживаются в других местах острова Св. Павла.

Эйнахнухтская и коцебуская фауны моллюсков не сильно отличаются одна от другой. Обе являются почти полностью современными, но обе содержат вымершие таксоны среди представителей родов *Astarte*, *Neptunea* и *Chlamys*. В более ранних публикациях [Hopkins, 1967b, 1972] мы указывали, что популяции *Astarte* и *Neptunea* в фаунах коцебуского и более молодого возраста являются полностью современными. Однако вымерший вид *Astarte leffingwelli* был определен О.М. Петровым (личное сообщение, 1971) в морских отложениях средневисконсинского возраста на мысе Барроу, а *Neptunea leffingwelli* (тоже вымерший) был определен С.Х. Нельсоном (личное сообщение, 1971) из пластов, которые могут быть коцебускими. Во время эйнахнухтской и коцебуской трансгрессий имели место небольшие эволюционные изменения моллюсков (*Neptunea mesteri* - *N. heros* и *Astarte nortonensis* - *A. borealis*). Видовой состав моллюсков указывает на то, что температура воды была несколько ниже во время трансгрессии Коцебу, чем в эйнахнухтский период. Хотя эйнахнухтская и коцебуская фауны обе состоят в основном из видов, которые все еще живут в близлежащих водах, первая содержит несколько видов, которые в настоящее время ограничены более южными водами, а последняя содержит виды, которые в настоящее время обитают в арктических районах. Очевидно, циркуляция вод в беринговоморском районе во время эйнахнухтской трансгрессии была аналогична современной. Во время коцебуской трансгрессии циркуляция отличалась от существующей тем, что поток через Берингов пролив шел в основном в южном направлении [Hopkins et al., 1972].

Наиболее точные геохронологические данные о возрасте эйнахнухтской и коцебуской трансгрессий получены по калий-аргоновым датировкам лавовых потоков эйнахнухтского обнажения [Cox et al., 1966]. Возраст лавы под эйнахнухтскими слоями равен $280\ 000 \pm 100\ 000$ и $360\ 000 \pm 100\ 000$ лет (в среднем - $320\ 000 \pm 70\ 000$ лет). Образец лавы из покрова, перекрывающего туф и эоловый песок над коцебускими отложениями, дал датировки, равные $65\ 000 \pm 100\ 000$, $96\ 000 \pm 100\ 000$ и $200\ 000 \pm 100\ 000$ лет (в среднем - $120\ 000 \pm 70\ 000$ лет).

Итак, эйнахнухтская и коцебуская трансгрессии имели место в пределах интервала, чьи границы находятся на уровне $320\ 000 \pm 70\ 000$ и $120\ 000 \pm 70\ 000$ лет. Берингово и Чукотское моря были несколько теплее, чем в настоящее время в период эйнахнухтской трансгрессии и слегка холоднее в коцебускую трансгрессию. Непосредственно вслед за коцебуской трансгрессией следовало предпоследнее оледенение в районе залива Коцебу и период чрезвычайно сурового климата на островах Прибылова. Псевдоморфозы по ледовым клиньям, отражающие этот период сурового климата в обнажении Эйнахнухто, образовались до $120\ 000 \pm 70\ 000$ лет тому назад.

Высокая береговая терраса на северо-восточном побережье Берингова моря.

Сильно деформированная морская терраса более древняя и более высокая, чем пелукская терраса, развита на острове Св. Лаврентия и вдоль большей части берега Аляски от реки Юкон до Берингова пролива и севернее последнего. В западной части полуострова Сьюард Сэйнсбери [Sainsbury, 1967a] назвал ее террасой Йорк. Береговая линия этой террасы находится на высотах от 20 до 200 м над современным уровнем моря. Эта береговая линия фиксирует границу наибольшего затопления суши в кайнозойе, так как далее вглубь суши кайнозойские морские отложения не обнаружены.

Там, где высокая терраса образовалась на кристаллических или аспидных сланцах, она сильно денудирована и кажется очень древней. Междуречья здесь сглаженные, и

терраса узнается только по однообразному уровню вершин и редкой, хорошо обкатанной гальке экзотических пород около вершин междуречий. Эта высокая терраса в районах распространения известняков сохранилась гораздо лучше и поэтому выглядит более молодой. Абразионная поверхность все еще сохранилась почти на всех междуречьях и там, где терраса свободна от более молодых неморских отложений, на них часто встречается морская галька чуждых пород. Особенно хорошо терраса сохранилась в известняковом районе около мыса Родни и реки Синук.

Карстовые признаки, включая поноры, исчезающие ручьи и крупные источники, очень сильно развиты на высокой террасе в известковых районах. Можно полагать, что обширное развитие карста указывает на глубокую древность высокой террасы, но распределение карстовых форм рельефа в районе мыса Родни - реки Синук указывает на то, что большинство из них развивались во время последнего оледенения. Однако карстовые признаки также имеются в большом количестве на обеих сторонах реки Синук, где морены и делювий предпоследнего оледенения перекрывают высокую террасу. Напротив, карстовая морфология почти полностью отсутствует на широкой пелукской террасе этого района. Карстовые процессы, очевидно, развивались в районах, которые оставались приподнятыми во время сангамонского межледниковья, когда вечная мерзлота в южной части полуострова Сьюард была спорадичной или вовсе отсутствовала. На полуострове Сьюард высокая терраса, видимо, имеет среднеплейстоценовый возраст. Фауна моллюсков, собранная у тылового шва этой террасы в нескольких точках между реками Лост и Калифорния (рис. 2), ясно указывает на среднеплейстоценовый возраст, причем они вероятнее всего жили в период коцебуской трансгрессии [Sainsbury, 1967a; Hopkins, 1967b, Д.М. Хопкинс и Р.У. Роулэнд, неопубликованные данные]. Очевидно, высокая терраса на полуострове Сьюард образовалась в периоды эйнахнуктской и коцебуской трансгрессий, и максимальное затопление морем этого района имело место в среднем плейстоцене, а не в миоцене, как во многих других районах мира [Tanner, 1968].

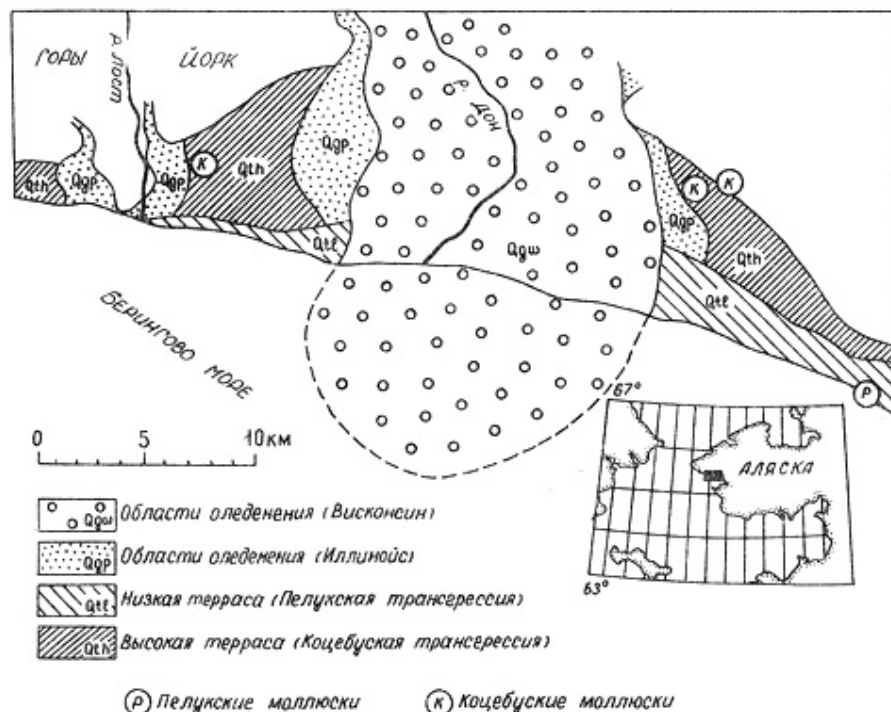


Рис. 2. Связи между морскими террасами и ледниковыми отложениями в долинах рек Дон и Лост в западной части полуострова Сьюард, Аляска

Среднеплейстоценовые морские отложения вдоль азиатского побережья.

Морские отложения среднеплейстоценового возраста обнажены во многих местах чукотского побережья Берингова моря и в нескольких точках на острове Карагинский и на северо-восточном побережье Камчатки. Они разделяются на два стратиграфических горизонта (таблица): более древний представлен пинакульской свитой на Чукотке и карагинской свитой на Камчатке, более молодой - крестовской свитой на Чукотке и оссорской свитой на Камчатке [Петров, 1966; 1967; 1969; Петров и Хорева, 1968].

Отложения пинакульской свиты состоят из песка, галечного песка и слоистых алевроитов, содержащих разрозненную гальку и валуны. Имеются также мореноподобные пачки, содержащие большое количество валунов, некоторые из них с бороздами [Петров, 1966]. Карагинская свита сложена явно аналогичными в литологическом отношении осадками. По мнению О.М. Петрова [Петров, 1966; письменное сообщение, 1973], пинакульская и карагинская свиты состоят в основном из ледниково-морского материала. Отложения пинакульской свиты содержат характерную фауну моллюсков в типовом местонахождении у Пинакуля на северо-восточном берегу залива Лаврентия и в обнажениях на юго-восточном побережье залива Креста. Оба обнажения имеют сложные структуры [Петров, 1966; 1967], а пинакульские отложения проявляют крупную дискордантную складчатость [Петров, 1966]. О.М. Петров считает, что деформации отложений у Пинакуля вызваны подводным оползанием грунта.

Пинакульские фауны очень похожи на современные фауны, обитающие в близлежащих водах, но отличаются тем, что содержат вымерший вид *Astarte invocata* [Мерклин и др., 1962; Петров, 1966] и бореальных моллюсков, некоторые из них в настоящее время обитают в более южных водах. Об умеренно-холодном облике пинакульской фауны моллюсков свидетельствует наличие *Portlandia arctica* в пинакульских и карагинских отложениях по всему Чукотскому побережью до острова Карагинского. *Portlandia arctica* сейчас в основном обитает к северу от Берингова пролива, но изредка встречается в заливе Нортон Берингова моря [Rowland, 1973].

Существует мнение, что пинакульская и карагинская свиты были отложены во время эйнахнутской трансгрессии [Мерклин и др., 1964; Hopkins et al., 1965; Петров и Хорева, 1968; Петров, 1969]. Однако очевидное присутствие ледниково-морских отложений кажется парадоксальным. Возможно, пинакульская и карагинская свиты были отложены во время интервала, когда Чукотское побережье и Камчатка были опущены под растущими глетчерами в период регрессии между эйнахнутской и коцебуской трансгрессиями. С другой стороны, вероятно необходимо сделать переоценку стратиграфических данных в сложных обнажениях, по которым была выделена пинакульская свита. Во-первых, сильные деформации слоистости отложений у Пинакуля и на юго-восточном побережье залива Креста напоминают крупные складки, диапиры и надвиги, которые мы наблюдали в мелкозернистых морских отложениях под и перед ледниковыми моренами на восточном побережье залива Коцебу и на южном побережье залива Нушгак в районе Бристольского залива. Если эти структуры в чукотских обнажениях действительно образовались в результате складчатости, вызванной ледником, то стратиграфия этих слоев вызывает сомнение. Во-вторых, фаунистические отличия не полностью ясны. При изучении фауны О.М. Петров [1966] предположил, что некоторые «пинакульские» фауны могут быть крестовского возраста, а другие могут даже оказаться валькатленскими.

Крестовская свита на Чукотке содержит полный разрез морской трансгрессии и регрессии. О.М. Петров [1966; 1967] различает нижнюю трансгрессивную пачку, состоящую из хорошо слоистых литоральных и сублиторальных морских песков и галечников, среднюю пачку, состоящую из грубо-слоистых или неслоистых мореноподобных отложений, которая накапливалась в глубокой воде, и верхнюю регрессивную пачку, состоящую снова из тонкослоистого сублиторального и литорального песка. Есть мнение, что средняя пачка ледниково-морского происхождения:

О.М. Петров считает, что ледовая шапка закрывала Чукотский полуостров и оканчивалась в плавучем ледовом шельфе на прилегающих морях. Верхняя пачка крестовской свиты является негляциальной: геоморфологические и стратиграфические взаимоотношения указывают на то, что регрессия или поднятие земной коры имели место вслед за отложением крестовской свиты и предшествовали накоплению валькатленских слоев, которые коррелируются с пелукской трансгрессией.

Фауна моллюсков крестовской свиты - арктического облика. Арктические виды *Portlandia arctica*, *Astarte borealis placenta* и *Cyrtodaria kurriana* [Мерклин и др., 1962; Петров, 1966] обнаруживаются во всех трех пачках крестовской свиты; они, очевидно, жили в Анадырском заливе и к юго-западу вдоль побережья далеко за пределами современного их обитания. Средняя глубоководная пачка крестовской свиты имеет особо арктический характер: 10 из 28 видов, обнаруженных здесь, являются эндемичными арктическими моллюсками [Петров, 1966].

Оссорская свита на острове Карагинском подробно не была описана, но отмечалось, что она сопоставляется с крестовской свитой [Петров и Хорева, 1968]. Имеются данные о том, что оссорская свита содержит также ледниково-морские отложения и холодноводную фауну.

Обычно предполагалось, что нижняя трансгрессивная пачка крестовской свиты образовалась в коцебускую трансгрессию, тогда как средняя и верхняя пачки отложились во время номского оледенения. Это оледенение, в свою очередь, предположительно коррелируется с иллинойским оледенением, центральной части США [Мерклин и др., 1964; Hopkins et al., 1965; Hopkins, 1967; Петров, 1967; 1969; Петров и Хорева, 1968]. Однако нас всегда беспокоило это совпадение интервала высокого уровня моря с крупным ледниковым эпизодом. И казалось странным, что вслед за регрессией, фиксируемой верхней пачкой крестовской свиты в конце оледенения, почти немедленно следовала межледниковая трансгрессия (пелукская, представленная на Чукотке валькатленскими слоями).

Вначале нам казалось, что мореноподобные отложения средней пачки крестовской свиты были, вероятно, неправильно истолкованы и что в действительности свита может состоять из настоящих ледниковых морен, которые вобрали в себя большие количества более древних морских отложений (морена, образованная таким образом, тесно связана с коцебускими отложениями в конечной морене номского оледенения у мыса Блоссом на восточном берегу залива Коцебу). Казалось, что эта гипотеза нашла свое подтверждение, когда мы обнаружили, что ледники простирались по континентальному шельфу на расстояние более 100 км в восточном направлении от Чукотки во время предпоследнего оледенения, почти достигая полуострова Сьюард и фактически перекрывая западную часть острова Св. Лаврентия [Hopkins et al., 1972]. Сейсмическое профилирование указало на то, что ледник был в контакте с морским дном, а не на плаву [Grim & McManus, 1970]. Однако тщательное повторное изучение текста и иллюстраций работы О.М. Петрова [1966] и проведенные с ним на Аляске в 1971 году полевые исследования убедили меня в том, что некоторые обнажения крестовской свиты действительно содержат ледниково-морские слои. Недавно я сделал вывод, что «оледенение началось на Чукотке во время коцебуской трансгрессии, иными словами, в течение интервала, который бы понимался как межледниковье в более низких широтах [Hopkins, 1972]. Ледники выросли настолько, что во фьордах и заливах отрывались айсберги, таяние которых обусловило формирование ледниково-морских осадков средней пачки. После отступления моря ледники продолжали расти, перекрыли и деформировали морские отложения крестовской свиты и в конечном итоге образовали ледниковый щит, который разрастаясь достиг северо-запада острова Св. Лаврентия» [Hopkins et al., 1972, p. 128]. Проблема присутствия верхней пачки литоральных и сублиторальных осадков крестовской свиты, залегающих на мореноподобных отложениях в некоторых обнажениях Чукотского побережья, например

около Аккани, к югу от залива Лаврентия [*Петров, 1966*], осталась необсужденной и нерешенной.

Теперь мне кажется более вероятной другая модель. Анадырский залив является тектонически активным районом, который быстро опускался в течение кайнозоя [*Kummer & Creager, 1971, Верба и др., 1971*]. Морфология дна залива и низовья долины р. Анадырь показывает, что опускание продолжается до настоящего времени. Быстрое опускание, возможно, явилось причиной того, что большая часть Анадырского залива находилась в затопленном состоянии в течение предпоследнего оледенения (рис. 3), несмотря на глобальное эвстатическое снижение уровня моря. Обширная акватория на континентальном шельфе в Анадырском заливе, возможно, способствовала интенсивному оледенению Чукотского полуострова и северо-западной Аляски во время предпоследнего оледенения. Во всяком случае, изостатический эффект тяжести чукотского ледникового покрова увеличил бы тектоническое погружение. При отступлении ледников, изостазия привела бы к регрессии и временному поднятию прибрежных участков современного Анадырского залива, несмотря на то, что уровень моря по всему миру начал свое изостатическое восстановление. По мере продолжения эвстатического подъема уровня моря низменные прибрежные районы еще раз были затоплены, и межледниковые морские валькатленские слои были отложены во время пелукской трансгрессии. Северная часть Берингова моря, расположенная между Беринговым и Анадырским проливами, западной частью Св. Лаврентия и восточным берегом Чукотки и характеризующаяся отличной тектонической структурой, испытала, следовательно, несколько иную историю изменения уровня моря. Присутствие докайнозойских пород на малых глубинах указывает на то, что большая часть данного района или мало опускалась, или совсем не опускалась в кайнозое [*Grim & McManus, 1970; Верба и др., 1971; Хопкинс, Нельсон, Перри и Грин, неопубликованные данные*]. Мощный ледниковый покров, очевидно, был достаточно тяжелым, чтобы обусловить опускание этого района ниже пониженного уровня моря того времени. Однако он был также достаточно мощным для того, чтобы сохранять контакт с поверхностью земли и, таким образом, исключить проникновение моря. Но, когда ледниковый покров начал таять и отступать в конце предпоследнего оледенения, вновь обнаженный и все еще опущенный континентальный шельф, по-видимому, быстро подвергся вторжению холодной морской воды, распространившейся из Анадырского залива. Ледниково-морские отложения, к которым О.М. Петров [*1966*] относит среднюю пачку крестовской свиты, в обнажении западнее пос. Аккани, вероятно, сформировались именно в это время. По мере отступления ледников восточный берег Чукотки подвергся изостатическому поднятию, произошло обмеление моря и накопились сублиторальный песок и гравий верхней пачки крестовской свиты. Продолжающееся изостатическое поднятие в конечном итоге привело к временному воздыманию Восточной Чукотки.

Временные и пространственные взаимоотношения ледниково-морских слоев крестовской свиты, межледниковых морских валькатленских слоев восточного побережья Чукотки аналогичны связям между поздневисконсинскими бутлеггерскими глинами и современными пляжными и литоральными отложениями в заливе Кука.

Среднеплейстоценовая история уровня моря в юго-восточной части Берингова моря. Хотя береговая линия на материковом шельфе Берингова моря во время последнего оледенения находилась на 90-метровой изобате, она, по-видимому, в какое-то более раннее время была расположена приблизительно на 135-метровой изобате в районе юго-восточнее каньона Жемчуг. Между каньоном Жемчуг и островами Прибылова 135-метровая изобата проходит у изгиба от почти плоского внешнего края континентального шельфа с более крутым склоном. Р.М. Пратт в своей неопубликованной беседе (Американская четвертичная ассоциация, 12.5.72) интерпретировал данный перегиб как древнюю береговую линию.

Д.Г. Мур обнаружил и проиллюстрировал [*Moore, 1964*] аномальные формы под дном, которые, возможно, образовались вблизи древней береговой линии на внешнем крае

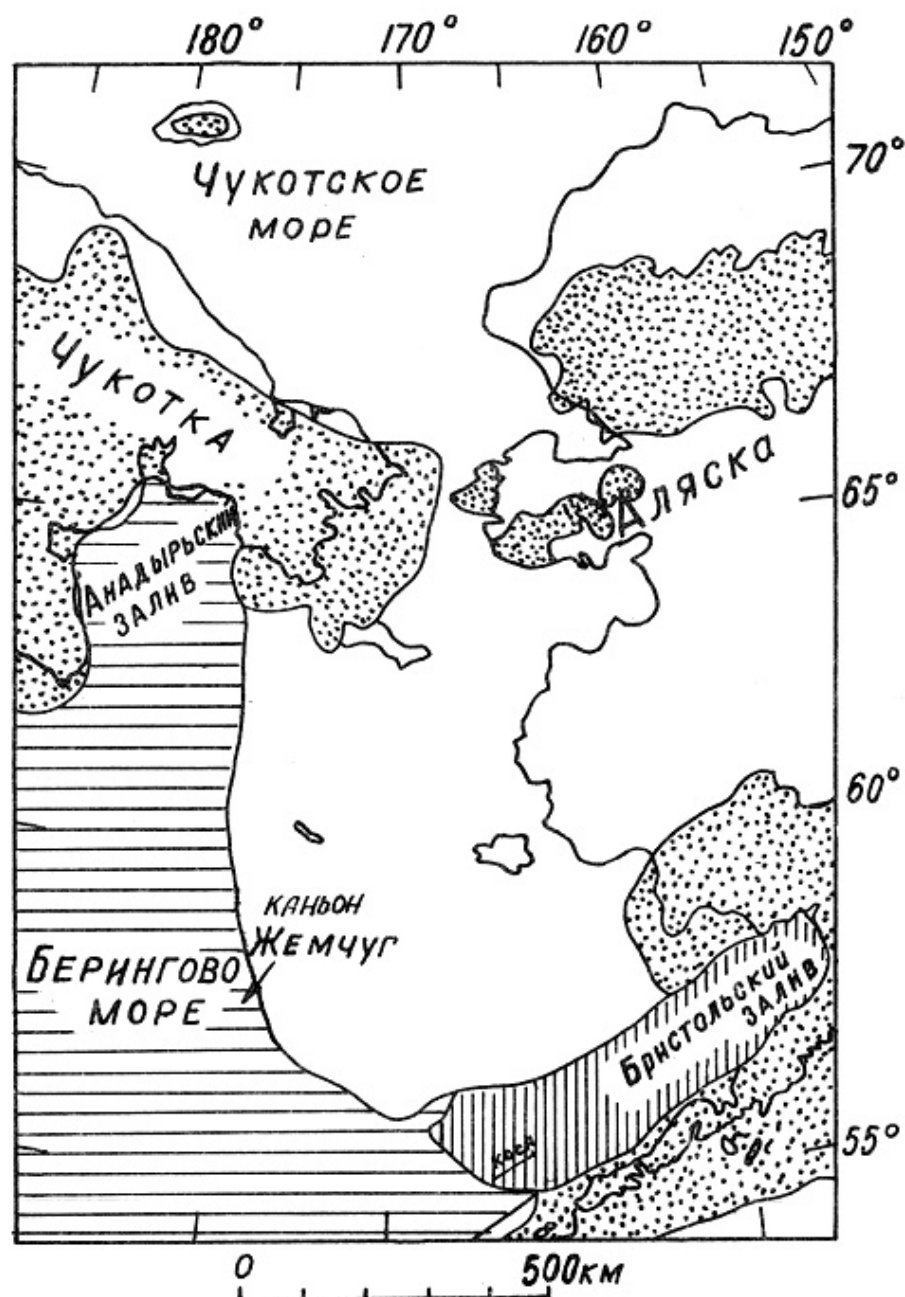


Рис. 3. Палеогеография района Берингова пролива во время предпоследнего оледенения (точки – ледники, горизонтальные линии – море). Район, заштрихованный вертикальными линиями, простирающийся на юго-запад от Бристольского залива, был затоплен во время восстановления уровня моря в конце предпоследнего оледенения, но, вероятно, представлял собой сушу во время максимальной регрессии. Коса, показанная к северо-западу от о. Унимак, указывает местоположение прерывистого отражающего горизонта, обнаруженного Д.Г. Муром (1964). Коса, вероятно, образовалась при максимальном понижении уровня моря в предпоследнее оледенение.

континентального шельфа примерно в 130 км к северо-западу от острова Унимак (рис. 3). Эти формы состоят из прерывистого горизонта с очень сильно отражающей способностью, лежащего под проницаемыми отложениями мощностью от 2 до 5 м. Д.Г. Мур истолковал этот отражающий горизонт как погребенный поток лавы. Прерывистый погребенный отражающий горизонт может альтернативно быть интерпретирован как горизонт, состоящий из ряда погребенных песчаных пляжей. Отражающий горизонт лежит на глубинах от 125 до 150 м и, таким образом, находится в районе, который предположительно оставался затопленным в период максимальной висконсинской регрессии. Если этот район действительно является зоной затопленных пляжей, он должен был образоваться во время предпоследнего оледенения.

Бристольский залив, возможно, стал затопленным в конце предпоследнего оледенения, по мере того, как уровень моря повышался, а земная кора все еще оставалась на низком уровне благодаря весу больших ледников на полуострове Аляска и, возможно, также благодаря тектоническому оседанию бристольского бассейна [*Scholl & Hopkins, 1969*]. *Pordandia arctica* была недавно обнаружена в ледниково-морских отложениях на северном побережье залива Квичак (Хопкинс, неопубликованные полевые заметки, 1973). Стратиграфическая обстановка указывает на то, что слои, содержащие *Portlandia*, не могут быть моложе раннего висконсина. Вполне возможно, что они отложились во время предпоследнего оледенения.

Обсуждение

Понятие «конечная фаза», предложенное Брокером и ван Донком, по-видимому, дает многообещающую основу для приведения в порядок большинства данных об уровне Берингова моря в средне- и позднеплейстоценовое время, причем остающиеся парадоксы могут фиксировать эффекты прошлого изостатического затопления участков вблизи полуостровов Чукотки и Аляски благодаря весу мощных предгорных ледников и ледниковых покровов, а также благодаря тектоническому опусканию в Анадырском и Бристольском заливах. Таким образом, нам кажется, что отсюда можно предположить общую историю уровня моря для района Берингова моря за последние 250 000 лет (рис. 4). Наши заключения о времени, в которое происходили изменения моря, если они достоверны, должны быть применимы в целом. Однако выводы касательно бывшей высоты уровня моря в одном районе, как правило, не могут применяться к другому району. Местные изостатические и тектонические события на шельфе Берингова моря и, очевидно, на других континентальных шельфах были достаточно крупными, что лишает возможности построения достоверной глобальной кривой абсолютного уровня моря. [*Curray & Shepard, 1972*]. Вместо этого плейстоценовые береговые линии дают ценную информацию о тектонической истории, скорости деформации и вероятной сейсмичности, при условии, что они поддаются датировке.

Береговая линия в регрессию на континентальном шельфе Берингова моря, по-видимому, находилась между -90 и -100 м. Быстрое поздневисконсинское - раннеголоценовое восстановление уровня моря соответствует, согласно определению, «конечной фазе I» по Брокеру и ван Донку. Затопленные береговые линии на глубине 38, 30, 24-20, 12-10 м с полной очевидностью отражают реакцию уровня моря на вторичные климатические и ледниковые колебания, которые модулировали «конечную фазу I».

Средневисконсинская трансгрессия, датируемая между 40 000 и 25 000 лет тому назад у мыса Барроу, представляет собой крупную модуляцию кривой постепенного понижения уровня моря в висконсине.

Размер этой средневисконсинской трансгрессии, однако, довольно неопределенный. Разумеется, уровень трансгрессии был ниже береговых валов высотой 7 м у мыса Барроу, но он, возможно, был несколько выше уровня затопленной дельты южнее Нома на глубине 30 м. Гидрографические обследования и сейсмические профили

говорят о том, что морское дно в этом районе, возможно, активно опускается (Хопкинс, Нельсон, Перри, неопубликованные данные).

Стратиграфические взаимоотношения привели нас в 1967 г. к предположению о том, что пелукская трансгрессия была полностью сангамонского возраста. Однако сравнение с моделью Брокера - ван Донка показывает, что только высокая, более древняя береговая линия пелукской трансгрессии представляет последнее межледниковье, а вторая, меньшая трансгрессия, вероятно, имела место в межстадиале раннего висконсина. Первая пелукская трансгрессия, очевидно, соответствует «конечной фазе II и III» террас о. Барбадос (возраст 125 000 лет.). Вторая пелукская трансгрессия может соответствовать I или II террасе о. Барбадос (80 000 или 105 000 лет).

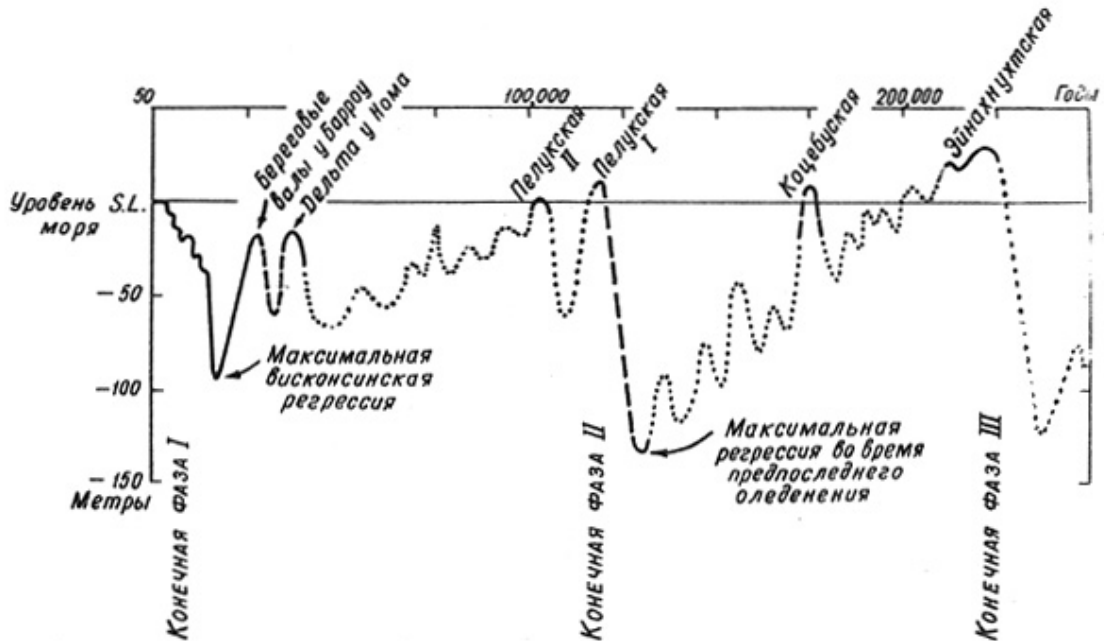


Рис. 4. История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет. Сплошная часть кривой основана на точных данных. Даты прерывистой части кривой основаны на корреляции с климатическими кривыми Брокера и ван Донка, а высота является лучшим определением первоначальной высоты этих береговых линий в Беринговом море. Точечная часть кривой гипотетична

Пелукские отложения обычно находятся выше современного уровня моря даже в районах, которые, видимо, претерпели слабое тектоническое опускание в позднем плейстоцене. Поэтому уровень моря во время пелукской трансгрессии был, вероятно, выше, чем современный. Уровень моря во время первой пелукской трансгрессии был выше не более чем на 10 м; во время второй пелукской трансгрессии уровень моря, очевидно, был на 5-6 м выше современного.

Наши данные не позволяют оценить размеры регрессии между пелукскими трансгрессиями; палеоклиматические данные того времени говорят о климате, во многом схожем с современным, а из этого можно сделать вывод, что регрессия была небольшой. Следует заметить, однако, что Р.П. Штейнен с соавторами [1973] представили данные, указывающие на регрессию, равную 60 и более метрам в интервале между образованиями II и III террас о. Барбадос.

Раньше мы рассматривали эйнахнутскую и коцебускую трансгрессии как эпизоды высокого уровня моря, соответствующие двум полномасштабным межледниковым

интервалам [*Hopkins, 1967б*]. Однако схожесть эволюционного статуса их фаун и данные радиометрических датировок говорят о том, что эти трансгрессии имели место в сравнительно коротком интервале времени. Эти два события, возможно, аналогичны подобным двум отметкам высокого уровня моря в пелукские трансгрессии. Подобное впечатление усиливается благодаря данным об интенсивном оледенении, включая образование ледовой шапки над Чукоткой, непосредственно после коцебуской трансгрессии.

Взаимоотношения между отложениями эйнахнухтской и коцебуской трансгрессий на побережье Аляски, между пинакульской и крестовской свитами на Чукотке и между карагинской и оссорской свитами на острове Карагинском указывают на то, что уровень моря несколько регрессировал в период между эйнахнухтской и коцебуской трансгрессиями. Однако корреляция, принятая в данном случае, подразумевает, что регрессия была умеренной и что большая часть континентального шельфа, вероятно, оставалась затопленной.

Циркуляция водных масс в Беринговом море во время эйнахнухтской трансгрессии, возможно, была аналогична современной циркуляции; однако направления течений во время коцебуской трансгрессии отличались от современных тем, что основной поток вод через Берингов пролив шел преимущественно с севера на юг [*Hopkins et al., 1972*]. Холодолюбивые арктические моллюски в это время рассеялись на юг через пролив и заселили Анадырский залив.

Коцебуская и эйнахнухтская береговые линии настолько сильно деформированы, что не представляется возможным определить их первоначальную высоту. Однако эйнахнухтская береговая линия, если ее сопоставление с «конечной фазой III» правильно, безусловно, была выше современного уровня моря. Там, где коцебуская и эйнахнухтская береговые линии обнаруживаются вместе, они незначительно отличаются по высоте. Отсюда коцебуская береговая линия, вероятно, находилась только на несколько метров ниже, чем эйнахнухтская.

После коцебуской трансгрессии во время расширения ледников предпоследнего оледенения уровень моря, очевидно, понизился до 135-метровой изобаты на шельфе восточной части Берингова моря. Если прерывистый отражающий горизонт, обнаруженный Д.Г. Муром [*Moore, 1964*], действительно фиксирует пляжевые отложения, образованные во время этой регрессии, тогда Бристольский и Квичакский заливы, очевидно, полностью обсыхали. Однако Анадырский залив, вероятно, оставался затопленным в результате тектонического прогибания, усиленного изостатическим опусканием, вызванным ростом ледовой шапки над Чукоткой. Отрицательные температуры воды у дна в Анадырском заливе обусловили существование рефугиума арктических моллюсков, изолированного от основной популяции в Ледовитом океане благодаря регрессии, которая обнажила восточную и северную часть дна Берингова моря и, вероятно, большую часть дна Чукотского моря. По мере роста чукотской ледовой шапки происходило сбрасывание айсбергов в Анадырский залив, при таянии которых формировались ледниково-морские отложения средней части крестовской свиты. Очевидно, такие же процессы происходили в районе острова Карагинского на шельфе Камчатки.

В начале «конечной фазы II», т.е. в начале резкого потепления, эпохи предпоследнего оледенения, таяние ледников в мировом масштабе, должно быть, вызвало быстрое восстановление уровня моря. По мере того как чукотская шапка начала утончаться и уменьшаться, море распространилось от Анадырского залива на северо-восток и образовался Берингов пролив. Западная кромка утончающейся чукотской ледовой шапки оказалась на плаву, что привело к образованию ледниково-морских отложений крестовской свиты на восточном берегу Чукотки. Море, возможно, также вторглось в Бристольский и, в конечном итоге, в Квичакский заливы, тогда как ледники на полуострове Аляска были все еще сравнительно обширны. Кромки предгорных ледников

здесь, вероятно, также оказались на плаву, а их таяние явилось причиной образования ледниково-морских отложений, содержащих раковины *Portlandia*.

По мере того, как потепление прогрессировало, ледники исчезли или отступили в пределы, в которых они находятся в настоящее время. Освобожденная ото льда континентальная кора на Чукотке и Камчатке, а также в районе Бристольского залива подверглась деформации, и береговая линия регрессировала. Уровень моря продолжал повышаться, и к концу «конечной фазы II» он повысился достаточно высоко, чтобы образовались ранние отложения пелукской трансгрессии, включая валькатленскую свиту на Чукотке.

Одной из наиболее важных проблем при восстановлении истории климата и береговых линий Берингова моря является интерпретация и корреляция обнажений пинакульской и крестовской свит Чукотки и довольно схожих отложений эйнахнухтской и коцебуской трансгрессий на Аляске. Интерпретации и корреляции были во многом уточнены в результате исследований важных эйнахнухтских и коцебуских районов на островах и береговых участках Западной Аляски. Однако проблемы все еще остаются и останутся до тех пор, пока не будут проведены совместные советско-американские исследования обнажений пинакульской и крестовской свит вдоль побережья Чукотки.

Дж.С. Кригер, Р.Е. Еколс и Х.Дж. Кнебель с океанографического факультета университета штата Вашингтон великодушно предоставили в наше распоряжение неопубликованные в то время данные о повышении уровня моря в позднем висконсине и голоцене в том виде, как оно зафиксировано в центральной части Берингова моря. Р.М. Пратт присоединился ко мне для исследования береговых террас юго-западной части полуострова Сьюард в 1968 году и внес много предложений об их морфологии, хронологии и корреляции. Эти идеи были включены мною в настоящую работу. Д.Г. Мур из Центра подводных работ ВМФ США любезно предоставил в мое распоряжение свои данные сейсмопрофилирования Берингова моря и, таким образом, обеспечил меня важными данными о раннем положении береговой линии в различные исторические эпохи прошлого. Карол Аллисон, Ричард Аллисон и Томас Хамильтон из Аляскинского университета, Ричард Джанда и Роберт Роулэнд из Геологической службы США и Олег Петров из Академии наук СССР прочитали рукопись и дали много полезных советов.

Я выражаю благодарность О.М. Петрову за его терпение в отношении моего скептицизма касательно толкования некоторых из его стратиграфических исследований на побережье Чукотки. Благодарю Национальную академию наук США и Академию наук СССР за то, что предоставили О.М. Петрову и мне возможность работать вместе в Геологическом институте в Москве и в поле в прибрежных районах Аляски.

ЛИТЕРАТУРА

Верба М.Л., Гараненко Г.И., Иванов С.С. и др. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности северо-западной части Берингова моря. В сб.: «Геофизические методы разведки в Арктике». НИИГА. 1971.

Мерклин Р.Л., Петров О.М., Хопкинс Д.М., Макнейл Ф.С. Попытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восточной Сибири и Западной Аляски. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1964. 10, с. 45-57.

Петров О.М. [Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова](#). Тр. ГИН АН СССР, 1966. вып. 155. М.-Л., Наука.

Петров О.М. Антропогенные морские моллюски Северной Евразии и их стратиграфическое значение. В сб.: «Основные проблемы геологии антропогена Евразии». М.-Л., Наука. 1969.

Петров О.М., Хорева И.М. Корреляция позднеэоценовых и четвертичных отложений Крайнего Северо-Востока СССР и Аляски. В сб.: «Граница третичного и

четвертичного периодов». 23 Международный Геологический конгресс, Доклады советских геологов. М.-Л., Наука. 1968.

Allison R.C. Marine paleoclimatology and Paleoeecology of a Pleistocene invertebrate fauna from Amchitka Island, Aleutian Islands, Alaska: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoeecology. 1973. 13, p. 15-48.

Blanchard R.L. Uranium decay series disequilibrium in age determination of marine calcium carbonates: Ph. D. thesis, Washington University, St. Louis, 1963. 164 p.

Broecker W.S., Van Donk J. Insolation changes, ice volumes and the O¹⁸ record in deep-sea cores: Reviews of Geophysics and Space Physics. 1970. 8, p. 169-198.

Colinvaux P.A. Quaternary vegetational history of Arctic Beringia, In "The Bering Land Bridge". Stanford University Press, Stanford, 1967. p. 207-231.

Cox A., Hopkins D.M. and Dalrymple G.B. Geomagnetic polarity epochs: Pribilof Islands: Geological Society of America Bulletin 77, 1966, p. 883-909.

Creager J.S., McManus D.A. Geology of the floor of Bering and Chukchi Seas - American studies. In "The Bering Land Bridge". Stanford University Press, Stanford, 1967, p. 7-31.

Curray J.R., Shepard F.P. Some major problems of Holocene sea levels: American Quaternary Association (AMQUA) Abstracts. 1972. P. 16-18.

Gard L.M., Szabo B.J. Age of the Pleistocene deposits at South Bight, Amchitka Island, Alaska: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 1971. 577.

Grim M.S., McManus D.A. A shallow seismic-profiling survey of the northern Bering Sea: Marine Geology. 1970. Vol. 8, p. 293-320.

Hoare J.M., Condon W.H. Geologic map of the St. Michael Quadrangle, Alaska: U.S. Geological Survey, Miscellaneous, Geologic Investigations Map, 1-682. 1971.

Hopkins D.M. Cenozoic history of the Bering Land Bridge: Science. 1959. Vol. 129. p. 1519-1528.

Hopkins D.M. The Bering Land Bridge: Stanford University Press, Stanford, 1967a. 495 p.

Hopkins D.M. Quaternary marine transgression in Alaska: in: "The Bering Land Bridge". Stanford University Press, Stanford, 1967b. P. 47-86.

Hopkins D.M. The paleogeography and climatic history of Beringia during late Cenozoic time: Internord 12, 1972. p. 121-150.

Hopkins D.M., MacNeil F.S., Leopold E.B. The coastal plain at Nome, Alaska - A late Cenozoic type section for the Bering Strait region: 21st International Geological Congress, Copenhagen, Norden. pt. 4, 1960. p. 46-67.

Hopkins D.M., MacNeil F.S., Merklin R.L., Petrov O.M. Quaternary correlations across Bering Strait: Science 147, 1965. p. 1107-1114.

Hopkins D.M., Rowland R.W., Patton W.W. Middle Pleistocene mollusks from St. Lawrence Island and their significance for the paleoceanography of the Bering Sea: Quaternary Research, 1972. N 2, p. 119-134.

Kaufman A., Broecker W.S., Ku T.-L., Thurber D.L. The status of U-series methods of mollusk-dating: Geochimica et Geocosmica Acta 35, 1971. P. 1155-1183.

Knebel H.J., Creager J.S. Yukon River: Evidence for extensive migration during the Holocene transgression: Science 179, 1973. P. 1230-1231.

Kummer J.T., Creager J.S. Marine geology and Cenozoic history of the Gulf of Anadyr: Marine Geology 10, 1971. P. 257-280.

McCulloch D.S. Quaternary geology of the Alaskan shore of Chukchi Sea In: "The Bering Land Bridge" Stanford University Press, Stanford, 1967. P. 91-120.

McCulloch D.S., Taylor D.W., Rubin Meyer Stratigraphy, non-marine mollusks, and radiometric dates from Quaternary deposits in the Kotzebue Sound area, western Alaska: Journal of Geology 73, 1965. P. 442-453.

McIntyre A., Ruddiman W.F. and Jantzen R. Southward penetrations of the North Atlantic polar front: Faunal and floral evidence of large-scale surface water movements over the last 225,000 years: *Deep-Sea Research* 19, 1972. P. 61-77.

Miller R.D., Dobrovolsky E. Surficial geology of Anchorage and vicinity, Alaska: U.S. Geological Survey Bulletin 1093, 1959. P. 128.

Moore D.G. Acoustic-reflection reconnaissance of continental shelves - Eastern Bering and Chukchi Seas. In "Papers in Marine Geology" . Shepard Commemorative Volume, McMillan, New York, 1964. P. 319-362.

Mörner N.A. The position of the ocean level during the interstadial at about 30,000 B.P. - a discussion from a climatic-geologic point of view: *Canadian Journal of Earth Science* 8, 1971. P. 132-143.

Muller E.H. The glacial geology of the Naknek district, the Bristol Bay region, Alaska: Ph. D. thesis, University of Illinois, 1952. 98 p.

Payne T.G and others Geology of the Arctic Slope of Alaska: U.S. Geological Survey Oil and Gas Map OM-126. 1952.

Petrov O.M. Paleogeography of Chukotka during Neogene and Quaternary time. In: "The Bering Land Bridge", Stanford University Press, Stanford, 1967. P. 144-171.

Rowland R.W. Benthic fauna of northern Bering Sea: U.S. Geological Survey Open-File Report, 234. 1973.

Sackett W.M. Ionium-Uranium ratios in marine deposited calcium carbonates and related materials: Ph. D. thesis, Washington University, St. Louis. 1958.

Sainsbury C.L. Quaternary geology of western Seward Peninsula, Alaska. In: "The Bering Land Bridge", Stanford University Press, Stanford, 1967a. P. 121-143.

Sainsbury C.L. Upper Pleistocene features in the Bering Strait area: U.S. Geological Survey Professional Paper 575-D, D-203-D213. 1967b.

Schmoll H.R., Szabo B.J., Rubin M., Dobrovolsky E. Radiometric dating of marine shells from the Bootlegger Cove Clay, Anchorage area, Alaska Geological Society of America Bulletin 83, 1972. P. 1107-1114.

Scholl D.W., Hopkins D.M. Newly discovered Cenozoic basin, Bering shelf, Alaska: American Association of Petroleum Geologists Bulletin 53, 1969. P. 2067-2078.

Sellmann P.V., Brown J. Stratigraphy and diagenesis of perennially frozen sediments in the Barrow, Alaska region: Proceedings of the Second International Permafrost Conference, Yakutsk, U.S.S.R., 1973.

Steinen R.P., Harrison R.S., Matthews R.K. Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 B.P.: Evidence from the subsurface of Barbados, West Indies: Geological Society of America Bulletin 84, 1973. P. 63-70.

Tanner W.F. Tertiary sea level symposium-introduction: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 5, 1968. P. 7-14.

Walcott R.I. Past sea levels, eustasy and deformation of the Earth: Quaternary Research 2, 1972. P. 1-14.

SEA LEVEL HISTORY IN BERINGIA DURING THE PAST 250 000 YEARS

David M. Hopkins

U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, USA

This paper attempts to relate current knowledge of sea-level history in Beringia to the Broecker-van Donk "Termination" concept of climatic and sea-level history. The Einahnuhtan transgression is thought to represent Termination III, which according to Broecker and van Donk, took place about 225,000 y.a. The Kotzebuan transgression is thought to represent a positive fluctuation that modulated the generally falling sea level

during the ensuing 100.000 yr. Sea level probably fell to about -135m in the Bering Sea area during the maximum phase of the penultimate glaciation. The two Pelukian shorelines probably represent Termination II (about 125,000 yr BP in the Broecker - van Donk chronology) and one of the two positive fluctuations that modulated the generally falling sea level of early Wisconsinan time, about 105,000 and 80,000 y.a. according to Broecker and van Donk. Another positive modulation brought sea level to at least -20 m, about 30,000 y.a. Sea level evidently fell to between -90 and 100 m during the late Wisconsinan regression, but a substantial part of the outer Bering shelf remained submerged. Submerged shoreline features at -38 m, -30 m, -24 to -20 m, and -12 to -10 m represent stillstands or slight regression that modulated Termination I, the late Wisconsinan, and early Holocene recovery of sea level.

Ссылка на данную статью:



Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет. В кн.: Берингия в кайнозое. Материалы Всесоюзного симпозиума «Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое», Хабаровск, 10-15 мая, 1973 года. Владивосток, 1976, с. 9-27.