

*Авенариус И.Г.*

## ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ МОРЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

В 1976-1980 гг. в заливах Креста и Мечигменском, а также в бухте Провидения проводилась экспериментальная аэрофотосъемка шельфа. В ходе геолого-геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков, сопровождавшегося аэровизуальными и полевыми наблюдениями, были получены материалы по истории развития рельефа на шельфе и прилегающей суше в позднем плейстоцене-голоцене.

Палеогеография позднего плейстоцена-голоцена северной части Берингии - это главным образом история оледенений и изменений уровня моря, так как природные ландшафты в этом регионе менялись лишь от южных вариантов тундр до арктических [Муратова, 1973; Юрцев, 1974; *Новейшие отложения...*, 1980]. Анализ основных событий этого времени показывает, что, в целом, все изучаемые районы развивались по единому плану и только масштабы оледенения в окрестностях залива Креста и бухты Провидения были больше из-за большей высоты горных массивов.

Начало позднего плейстоцена в бассейне северной части Берингова моря знаменовалось обширной трансгрессией, связанной с глобальным потеплением, которое отчетливо фиксируется в районе Берингии [Петров, 1966; Гасанов, 1969; Муратова, 1973; Хопкинс, 1976; Бискэ, 1979; *Новейшие отложения...*, 1980]. К этому времени относится формирование в долинах всех крупных рек Чукотки третьей надпойменной террасы, переходящей на побережье в третью морскую (высота ее 25-30 м), которая отчетливо прослеживается во всех трех районах. В пределах заливов Креста и Мечигменского море заливало обширные прибрежные территории, особенно далеко вдаваясь по долинам рек Игэльеам и Иенивеам, которые приурочены к зоне наибольшего прогибания на суше; во фьордовых бухтах масштабы трансгрессии были скромнее. Морской бассейн отличался высокой температурой придонных вод (до +8°, современная - +6°), в нем существовал наиболее теплолюбивый в плейстоцене комплекс моллюсков [*Новейшие отложения...*, 1980; Петров, 1966]. На прилегающей суше господствовали ландшафты от лесотундровых до южных тундр, но вряд ли по берегам моря, даже в районе Анадырского залива, «произрастала богатая и разнообразная лесная растительность, состоящая из ели, сосен, ольхи, березы и др.» [Гасанов, 1969, с. 147], так как трансгрессия способствовала усилению океаничности климата, неблагоприятной для развития древесной растительности.

Наиболее сложным вопросом в настоящее время стала датировка этой теплой трансгрессии. По исследованиям А.А. Свиточа и др. [*Новейшие отложения...*, 1980], третья морская терраса по данным радиоуглеродного анализа датируется серединой позднего плейстоцена и одновозрастна второй надпойменной террасе в долине р. Майн. Эти исследователи отмечают омоложенность некоторых своих радиоуглеродных датировок, например морских суглинков в основании разреза четвертой 50-80-метровой террасы у м. Дионисия ( $34,8 \pm 0,3$  тыс. лет), слагаемой отложениями крестовской свиты (ее возраст  $184 \pm 22$  тыс. лет) и венчаемая моренными отложениями, датированными возрастом  $51 \pm 4,8$  тыс. лет (термолюминесцентный анализ). Не исключено, что омоложенной могла оказаться и датировка третьей морской террасы, тем более, что в долине р. Раучуа [*Геохронология СССР*, 1974] возраст

древесины из основания разреза третьей надпойменной террасы (относительная высота 20-25 м) имеет запредельную датировку - более 60 тыс. лет (МАГ-40). Палинологические материалы из основания разреза этой террасы говорят о господстве лесотундровой растительности, а выше по разрезу спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о похолодании. На Аляске этой эпохе отвечает пелукская трансгрессия, возраст которой по абсолютным датировкам древнее 38 тыс. лет и моложе 100-126 тыс. лет [*Хопкинс, 1976*]. В районе Амгеньского полуострова (залив Креста), в бухте Провидения и в Мичигменском заливе (долина р. Лорен) отчетливо видно, что третья надпойменная терраса в устьевых частях долин сопрягается с третьей морской, сохраняя относительную высоту над руслом 20-30 м, близкую к абсолютным отметкам морской террасы. На Амгеньском полуострове третья морская терраса перекрыта ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями эпохи первого позднеплейстоценового оледенения.

Эпоха земского потепления сменилась глобальным первым позднеплейстоценовым похолоданием, широким развитием в Северном полушарии покровного оледенения и снижением уровня Мирового океана до отметок порядка -100 м. В результате похолодания на Чукотке возникло мощное горно-долинное оледенение, следы которого отчетливо сохранились в современном рельефе. Его отмечали уже самые первые исследователи Чукотки: К.И. Богданович, С.В. Обручев, А.П. Никольский, В.Н. Сакс и ряд других авторов [*Петров, 1966; Наймарк, Спасская, 1964; Бискэ, 1979*]. Возраст этого оледенения не моложе 51 тыс. лет [*Новейшие отложения..., 1980*].

Наиболее крупные ледники, выходившие далеко в предгорьях, формировались в самых высоких горных массивах. Большинство исследователей считают, что масштабы этого оледенения были самыми крупными в позднем плейстоцене. Например, по данным Ш.Ш. Гасанова [*1969*], ледники из залива Креста выходили в Анадырский залив, что, по нашему мнению, ошибочно, так как сравнительно недавнее оледенение таких масштабов должно было оставить на шельфе достаточно яркие следы, а в рельефе дна Анадырского залива вблизи залива Креста ледниковые формы не отмечаются. Видимо, схема Ш.Ш. Гасанова должна быть отнесена к среднеплейстоценовому времени. В эпоху первого позднеплейстоценового оледенения ледники занимали все заливы и бухты на севере залива Креста, бухту Провидения и ряд соседних фьордовых заливов, опускаясь до современных глубин порядка 10-30 м, где обнаружены ныне затопленные холмисто-западинные формы рельефа, сложенные валунными суглинками [*Голоудин, 1981*]. На суше ледники занимали в хр. Искатень и Сенявинском массиве все долины. В горах великолепно сохранились огромные цирки и кары. В долинах малых ручьев, например в серии ручьев на западном берегу залива Эгвекинот, отчетливо выражены на левых бортах на высотах 80-100 м над днищем полосы развития маломощных суглинистых валунных отложений, которым на правых крутых бортах на тех же высотах отвечает верхняя граница развития своеобразного «курчавого» микрорельефа, обусловленного экзарационной деятельностью ледника.

Оледенение было весьма значительным, в долинах современных рек мощность льда была около 100 м. Близкие цифры приводят для рек Западной Чукотки А.А. Наймарк и И.И. Спасская [*1964*]. В район современной Мечигменской губы ледники не выходили и граница оледенения практически шла по краям хр. Тенианый. Масштабы оледенения здесь были меньше, чем в заливе Креста или более южном районе бухты Провидения. Мелкие и низкие сопочные массивы в окрестностях губы ледников вообще не имели, на них лишь резко увеличивалась площадь развития мощных снежников-перелетников. На юго-западном берегу Мечигменской губы следы этого оледенения фиксируются в долинах рек Пынтарганвээм и Яннывээм. Широкая полоса

развития ледниковых и водно-ледниковых отложений отмечается в устьевых частях рек Игельвеем и Иенивеем. В долине р. Гэтлянгэн край ледника скорее всего выходил на современную акваторию Мечигменского залива. В этой связи представляет большой интерес происхождение крупных подводных гряд в Мечигменском заливе, расположенных на глубинах от 25 до 35-40 м. Исходя из их дугообразной формы, замыкающей выходы на шельф долины Гэтлянгэн и пролива Сенявина, а также из их морфологии, А.С. Ионин [1958] и П.А. Каплин [1962] считали их типичными конечными моренными валами. Широкое развитие морен на дне современного шельфа Берингова моря в окрестностях бухты Провидения и Сенявинского пролива надежно доказано [Возовик и др., 1979]. Как показали наши морфоструктурные исследования, в заливах Креста и Мечигменском местоположение крупных конечных моренных гряд могло нередко предопределяться положительными блоковыми морфоструктурами, поперечными по отношению к длинной оси залива и движению ледников, способствуя их задержке и аккумуляции ледниковых отложений.

Выдвигаясь в предгорья, ледники давали начало потокам, формируя перед своим фронтом флювиогляциальные равнины, а в пределах относительно опущенных блоков - озерные котловины. Ниже по течению эти потоки, сливаясь друг с другом, образовывали крупные долины. Одна из них пересекала район нынешних Мечигменских кос и уходила сначала на восток-юго-восток, а потом поворачивала на юг и впадала в Чаплинскую долину [Возовик и др., 1979]. Большая долина, собиравшая воды всех рек бассейна залива и южнее впадавшая в долину пра-Анадыря, существовала на шельфе залива Креста. Климат этой эпохи был значительно холоднее современного и приближался к современному климату арктического побережья Чукотки. В то же время местная климатическая обстановка была благоприятна для развития горно-долинного оледенения как вследствие снижения летних температур, так и из-за регионального незначительного увеличения количества осадков [Палеогеография Северной Евразии..., 1978]. В условиях такого климата и при наличии в нижних ярусах рельефа оледенения, растительный покров развивался преимущественно на крутых щебнистых склонах, где из-за относительной сухости широко расселялись растения, характерные для своеобразной климатической обстановки холодных пустынь. На широких аккумулятивных равнинах на высохшем шельфе развивалась вечная мерзлота, энергично протекали перигляциальные процессы. В ландшафтном отношении на относительно приподнятых участках шельфа получали широкое распространение горные растительные сообщества, на опущенных участках формировались низинные болота и типичные гипоарктические тундры [Юрцев, 1974].

В середине позднего плейстоцена в результате потепления климата и таяния покровных ледников регрессия моря сменилась трансгрессией (амгуэмской [Петров, 1966]; воронцовской [Хопкинс, 1976]). В ходе этой трансгрессии была сформирована вторая морская терраса и сопряженная с ней вторая надпойменная терраса в долинах крупных рек. Возраст этой трансгрессии по материалам абсолютных датировок на побережье Аляски - 25-40 тыс. лет [Хопкинс, 1976], а возраст второй надпойменной террасы р. Майн -  $34,3 \pm 0,5$  тыс. лет [Свиточ, 1977] и  $31,95 \pm 0,5$  тыс. лет [Новейшие отложения..., 1980] и второй надпойменной террасы р. Танюрер -  $31,5 \pm 0,85$  тыс. лет [Новейшие отложения..., 1980]. Вторая морская терраса высотой 10-15 м очень широко развита по берегам залива Креста и отмечалась нами на всех участках маршрутных исследований в заливах Эгвекинот (главным образом на восточном берегу) и Свободный. Вторая морская терраса сохранилась почти по всему периметру Мечигменского залива и губы и имеет относительную высоту в среднем около 10 м. Многочисленные данные о переходе второй морской террасы во вторую

надпойменную в долинах ряда рек и соотношение с ледниковыми отложениями в Чукотском регионе [*Наймарк, Спасская, 1964; Геология СССР, 1970; Авенариус и др., 1982*] свидетельствуют о том, что эти уровни генетически связаны; единой причиной их формирования была трансгрессия Мирового океана. Об относительно теплом (приближавшемся к современному) климате этого времени говорят многочисленные палеогеографические данные, приведенные в упоминавшихся выше работах. Интересной особенностью климата Чукотки этой эпохи потепления является отмечаемое Ш.Ш. Гасановым [*1969*] по данным изучения мерзлотных форм и явлений увеличение континентальности. Аналогичные выводы получились и по нашим палеоклиматическим реконструкциям [*Палеогеография Северной Евразии..., 1978*]. В ходе трансгрессии, максимальный уровень которой скорее всего был близок к современному [*Серебрянный, 1978*], море залило весь современный шельф и небольшими заливами заходило чуть дальше современной береговой линии. На дне моря шло осадконакопление, в ходе которого нивелировались неровности субаэрального рельефа, сформированного в эпоху предшествовавшей регрессии. В ландшафтном отношении на окружающей суше господствовали кустарничковые и кустарниковые тундры.

Конец позднего плейстоцена знаменовался вторым глобальным похолоданием и формированием покровного оледенения. Многочисленные данные позволяют датировать его интервалом 25-10 тыс. лет [*Кинд, 1974; Серебрянный, 1978*]. Наступившая в результате этого регрессия Мирового океана (максимум около 18 тыс. лет) опять до отметок около 100 м привела к осушению шельфа северной части Берингова моря. Большинство исследователей считают, что второе оледенение было крайне незначительным, каровым [*Петров, 1966*]. Однако данные по долине р. Танюрер [*Наймарк, Спасская, 1964*], а также наши маршрутные и аэровизуальные наблюдения в районе залива Креста, бухты Провидения и в заливе Лаврентия свидетельствуют о том, что в горных массивах оледенение было долинно-каровым, по масштабам меньшим, чем первое. Это характерно для многих горных районов, в том числе и дальневосточных.

В хр. Искатень оледенение захватило всю центральную его часть и по основным долинам ледники спускались вниз, однако до современной береговой линии они не доходили [*Бискэ, 1979*]. Классический рельеф конечно-моренных образований этой эпохи отмечается в долине р. Эрвакыннотвеем у пос. Озерный. Здесь великолепно сохранился холмисто-западинный ландшафт с системой проточных и непроточных озер. В долинах ручьев и мелких рек по берегам залива Эгвекинот, в заливе Этелькуюм и бухте Эчкачек также развивались в это время небольшие ледники, которые выходили из своих долин, образуя серию «микроледников подножий». Близкий по морфологии характер оледенения был в районе бухты Провидения. Морены этого возраста отмечаются здесь в низовьях руч. Мрачного у пос. Озерный. В районе Мечигменского залива горно-долинное оледенение в эту эпоху формировалось в районе хр. Тенианый, преимущественно на северо-восточном склоне, обращенном в залив Лаврентия, где сохранился очень ярко выраженный гляциальный альпинотипный рельеф, почти не измененный в последующее время. На склоне хребта, обращенном в сторону Мечигменской губы, оледенение было менее значительным и таких ярких гляциальных форм не оставило. Возможно, что граница оледенения, выделяемая в долине р. Гэтлянгэн в центральной части одноименной лагуны, отвечает эпохе второго позднеплейстоценового оледенения. В пределах Мечигменской губы и залива в это время наряду с перигляциальными, активно протекали процессы флювиального рельефообразования. Многочисленные реки так же, как и во время предыдущей регрессии, сливались, образуя крупный водосток, впадавший в Чаплинскую долину. В

тех участках, где долина пересекала относительно опущенные блоки, могли формироваться озеровидные расширения, служившие ловушками на пути миграции осадочного материала в море. Дно залива Креста также было сушей. В осевой его части протекала река, которая собирала воды всех рек, впадающих сейчас в залив. В целом, общая картина рельефа и ландшафтов на шельфе была во многом сходна с эпохой первого оледенения.

В переуглубленных участках днищ заливов Этелькуюм, Эгвекинут, Свободный, в бухте Эчкачек существовали в озеровидных расширениях проточные озера, подпруженные моренными валами эпохи первого позднеплейстоценового оледенения. Эти озера образовывали естественные «ловушки» для выносимого с гор материала. Там активно шла аккумуляция, и озера постепенно погребались под толщей рыхлых осадков, которая сейчас фиксируется в картах мощностей рыхлых отложений и рельефа коренных пород. Если бы эти озеровидные понижения были чисто экзарационного генезиса, то, видимо, в течение нескольких десятков тысяч лет в ходе аккумуляции, то морской, то озерной, они бы успели оказаться полностью захороненными. Однако их четкая выраженность в современном рельефе дна позволяет предполагать, что характер экзогенных процессов и их пространственная приуроченность были здесь предопределены эндогенными факторами, главным образом блоковыми дифференцированными движениями.

Эпохой второго позднеплейстоценового оледенения оканчивается последний этап, когда на шельфе северной части Берингова моря шли субэральные процессы. Сменившая эту регрессию гляциоэвстатическая трансгрессия Мирового океана шла, как показали данные изучения шельфа Мирового океана, неравномерно. Существует две основные точки зрения на ход этой трансгрессии - Ф. Шепарда и Р. Фейербриджа. Наши данные склоняют нас в пользу второй концепции, по которой в направленном повышении уровня Мирового океана в конце позднего плейстоцена-голоцена отмечается ряд этапов задержек и даже некоторой регрессии. При изучении залива Креста и Мечигменского залива и губы по аэрофотоматериалам и батиметрическим картам было выделено несколько уровней подводных террас: 2 м; около 5 м; 10-12 м, 15-10 м (до 20 м). Сравнение этих цифр с материалами по районам Аляски [[Хопкинс, 1976](#)] и Чукотки [[Морозова и др., 1978](#)] показало их хорошую сходимость. Материалы полевых и аэровизуальных наблюдений подтвердили также широкое развитие в ряде районов Чукотки нескольких стадий голоценовых оледенений, носивших каровый характер.

В районе залива Креста число подводных террас было сопоставлено с числом голоценовых оледенений в хр. Искатень, где в голоценовое время развивались ледники только карового типа. Наиболее крупные из них не выходили из долин боковых притоков основных ручьев и рек. К достаточно давней эпохе относится конечный моренный вал в устье руч. Дорожного, бокового притока р. Эрвыкыннотвеем. Устье этого ручья расположено на абсолютных отметках около 150 м в 10 км выше по течению от конечных моренных валов эпохи второго позднеплейстоценового оледенения (их абс. выс. 40-80 м). Он сохранил морфологию, характерную для моренного вала, хорошо задернован и промыт ручьем Дорожным, в долине которого выше вала отмечается только пойменный уровень. Вал в устье ручья Дорожного наложен на первую надпойменную террасу р. Эрвыкыннотвеем, которая датируется временем после максимума второго позднеплейстоценового оледенения, так как в районе пос. Озерный она прислоняется к конечно-моренному валу эпохи этого оледенения.

Аналогичные соотношения первой надпойменной террасы и морен второго позднеплейстоценового оледенения характерны и для других районов Чукотки



[Наймарк, Спасская, 1964]. В долине ручья Дорожного выше этого вала отмечены еще три моренных вала (самый молодой и наиболее высокий - на абс. отм. около 380 м). Эти валы задернованы значительно хуже, чем вал на отметках около 150 м, а верхний - практически незадернован. Выше последнего вала расположено каровое озеро, между ним и стенкой кара - совсем свежий моренный холмистый рельеф. В районе бухты Провидения в верховьях многих ручьев и рек также отмечалось до 3 голоценовых моренных валов. К сожалению, ни морены, ни террасы в этих районах не датированы. Единственный путь их сопоставления - сведение всех полученных данных в единый график, построенный на базе аналогичных, но строго датированных методами абсолютной геохронологии материалов по смежным районам. За основу были взяты районы Аляски [Хопкинс, 1976], Центральной Канады [Кинд, 1974], Чукотки [Свиточ, 1977; Новейшие отложения..., 1980] и Верхоянья [Колтаков, 1979].

На основании точно привязанных к абсолютной временной шкале таких событий, как оледенения, изменения уровня моря и изменения климата, была построена схема развития всех этих явлений за последние 13 тыс. лет. В эту схему были включены материалы по голоценовому оледенению хр. Искатень и подводным террасам залива Креста с учетом их относительного возраста, полученного по геоморфологическим и ландшафтным данным. Полученный в итоге график позволил в первом приближении дать представление об изменении уровня моря в северной части Берингии и увязать его с изменением климата и развития оледенения в смежных районах Восточной Сибири, Северо-Востока, Аляски и Канады.

Наиболее ярко выраженное и крупное оледенение после максимума второго позднеплейстоценового оледенения, видимо, логичнее всего отнести ко времени резкого похолодания в эпоху позднего дриаса, тем более, что это укладывается в схему наиболее изученных оледенений Верхоянья, расположенного в относительно сходных природных условиях [Колтаков, 1979]. На эту же эпоху приходится снижение уровня моря, отмеченное Р. Фейербриджем [Никифоров, 1975]. В пределах хр. Искатень этому времени, вероятно, отвечает наиболее низко расположенный моренный вал на абсолютных отметках около 160 м, а в районе бухты Провидения - вал в долине ручья Мрачного на абсолютных отметках около 200 м. Следующий этап относительно заметной регрессии падает на начало бореального времени, после чего, может быть, еще с небольшой задержкой в эпоху 8,0 - 7,6 тыс. лет уровень моря стал резко подниматься. С временным интервалом от 7 до 4,5 тыс. лет связана эпоха голоценового климатического оптимума, когда уровень моря, судя по материалам в районе Северной части Берингии и данным по многим другим районам [Никифоров, 1975], стоял выше современного. Абсолютные датировки первой морской террасы, высота которой не превышает 5 м (а по нашим данным - 3 м), колеблются в интервале от 8,1 - 7,6 тыс. лет [Геохронология СССР, 1974] до 4,5 тыс. лет [Свиточ, 1977].

Следует отметить, что первая морская терраса развита в заливе Креста и бухте Провидения, судя по данным маршрутных наблюдений, локально и отличается небольшой шириной. В Мечигменском районе, испытывающем более интенсивное прогибание, первая морская терраса развита шире. Л.Г. Никифоров считает, что в эпоху голоценового оптимума выделяется три пика трансгрессии, из которых максимальный был около 4 тыс. лет назад. Во всяком случае, неоднородность оптимума и наличие в нем по меньшей мере одного похолодания отмечали многие исследователи. В целом эпоха климатического оптимума была теплее современной. Многие геоботаники отмечают значительное продвижение с это время на север лесной растительности [Юрцев, 1974]. В условиях подъема уровня моря в долинах рек усилилась аккумуляция, и ко времени оптимума относится формирование высокой поймы. Следующее значительное похолодание, когда уровень моря упал ниже

современного, приурочено к эпохе 2,8-2,0 тыс. лет. С.Ф. Бискэ [1979] также выделяет на Северо-Востоке фазу похолодания в  $2,47 \pm 0,29$  тыс. лет. С ней может быть связано последнее оживление ледниковой деятельности в самых верховьях каров. Таким образом, комплексный анализ подводного рельефа района северной части Берингова моря, оледенения в прилегающих горных массивах и палеогеографических данных по смежным территориям позволил представить картину изменений уровня моря в течение позднего плейстоцена-голоцена, увязав ее в единое целое с изменениями климата и развитием оледенения. По материалам изучения палеогеографии конца позднего плейстоцена-голоцена отчетливо видно, что на изменения уровня Мирового океана влияли даже сравнительно небольшие и относительно кратковременные (около 1000 лет) изменения климатических условий.

## Литература

*Авенариус И.Г. и др.* Морфоструктурный план и некоторые вопросы палеогеографии позднего плейстоцена-голоцена шельфа залива Креста (Берингово море). - В кн.: Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982.

*Бискэ С.Ф.* Четвертичные отложения Крайнего Северо-Востока. - Труды ин-та геологии и геофизики, вып. 385. Новосибирск, 1979.

*Возовик Ю.И. и др.* История формирования Чаплинской подводной долины и некоторые вопросы палеогеографии Беринговоморского шельфа. - 14-й Тихоокеанский научный конгресс (тез. докл. Комитета СИД). М., 1979.

*Гасанов Ш.Ш.* Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М., 1969.

Геология СССР, т. 30, М., 1970.

Геохронология СССР, т. 3. М., 1974.

*Голоудин Р.И.* О ледниковых образованиях на шельфе северной части залива Креста (Берингово море). - Геоморфология, 1981, № 1.

*Ионин А.С.* Некоторые особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря. - Труды Океаногр. комис. АН СССР, 1958, т. 3.

*Каплин П.А.* Фиордовые побережья Советского Союза. М., 1962.

*Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. - Труды ГИН АН СССР, вып. 237. М., 1974.

*Колпаков В.В.* Ледниковый и перигляциальный рельеф Верхоянской ледниковой области и новые радиоуглеродные датировки. - В кн.: Региональная геоморфология районов нового освоения. М., 1979.

*Морозова Л.Н. и др.*, [Основные особенности морфологии внутренней зоны шельфа Чукотского моря](#). - В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. М., 1978.

*Муратова М.В.* История развития растительности и климата юго-восточной Чукотки в неоген - плейстоцене. М., 1973.

*Наймарк А.А., Спасская И.И.* Основные черты геоморфологии и четвертичной геологии Западной Чукотки. - Известия Вузов. Геология и разведка, 1964, № 7.

*Никифоров Л.Г.* Послеледниковое эвстатическое повышение уровня океана и его значение для развития морских побережий. - В кн.: Колебание уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М., 1975.

Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М., 1980.

Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и географический прогноз. М., 1978.

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

*Свиточ А.А.* Корреляция событий позднего плейстоцена и голоцена Чукотки, Аляски и севера Западной Сибири (по материалам радиоуглеродного датирования). - ДАН СССР, 1977, т. 232, № 5.

*Серебрянный Л.Р.* Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М., 1978.

*Хопкинс Д.М.* [История уровня моря в Берингии за последние 250 000 лет](#). - В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.

*Юрцев Б.А.* Проблемы ботанической географии Северо-Восточной Азии. Л., 1974.

**Ссылка на статью:**



*Авенариус И.Г.* Изменение уровня моря в северной части Берингии в позднем плейстоцене и голоцене. // Изменение уровня моря. Изд-во МГУ. М.: 1982. С. 134-145.