

Л.Н. МОРОЗОВА, В.Ю. БИРЮКОВ, Н.А. ВОЛКОВА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ШЕЛЬФА ЧУКОТСКОГО МОРЯ В ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

Почти все попытки восстановления послеледниковой истории развития шельфа Чукотского моря носят в большей степени умозрительный характер, что связано с крайне недостаточной геологической и геоморфологической изученностью объекта исследований. В большинстве работ [Загорская и др., 1972], затрагивающих в той или иной мере данный вопрос, исследователи идут от суши к морю, т.е. свои построения основывают на данных, полученных для прибрежной суши. Подобный подход к изучению истории развития рельефа шельфа может быть правомерным для тех отрезков времени, когда прилежащая суша и шельф развивались в одних и тех же условиях, как единое целое. По материалам, относящимся к суше, безусловно можно проследить климатические и другие изменения за рассматриваемый отрезок времени, однако основные детали развития рельефа с момента затопления шельфа не могут быть выяснены.

В интересующий нас послеледниковый этап формирование рельефа шельфа Чукотского моря происходило на фоне гляциоэвстатической трансгрессии, в то время как рельеф современной суши развивался в субаэральных условиях, и лишь в отдельные периоды, когда уровень превышал современный, следы ее запечатлелись и в пределах суши.

Начало гляциоэвстатического подъема уровня океана, по мнению большинства исследователей, следует относить ко времени 16-17 тыс. лет тому назад. На начало трансгрессии его уровень находился на отметке -88 м [Fairbridge, 1961]. С этой отметки с заметными осцилляциями он постепенно повышался до современного, причем, по мнению одних [Fairbridge, 1961; Леонтьев, 1961; Леонтьев, Никифоров, 1965; Никифоров, 1970, 1975], 6-4,5 тысяч лет назад на 3-6 м превышал современный, а по мнению других [Shepard, Currey, 1967; Каплин, 1974], такого превышения не существовало.

В настоящей статье на основе анализа крупномасштабных батиметрических карт и эхолотных профилей (рис. 1 и 2) нами сделана попытка выявить основные черты хода послеледниковой трансгрессии на шельфе Чукотского моря. По данным П.А. Каплина [1971], к началу трансгрессии уровень Чукотского моря располагался на 80-50 м ниже современного, а на глубинах 5-8 и 13-16 м наблюдались две его стабилизации. Наши материалы показали, что древние береговые формы располагаются лишь до глубин 42-44 м. Напротив, шельф за пределами прибрежной полосы характеризуется развитием субаэрального рельефа, в различной степени переработанного морем. О наличии хорошо сохранившегося субаэрального рельефа в

районе о. Врангеля на глубинах около 50 м указывает и Ю.П. Дегтяренко [1971]. Следовательно, если уровень моря начал подниматься с отметок 80-50 м, то в ходе трансгрессии на данном этапе не наблюдалось заметных осцилляций, и, по-видимому, значительные скорости поднятия уровня способствовали тому, что субаэральный рельеф затапливался без значительной переработки.

Наиболее древние следы стабилизации уровня, т.е. наиболее древняя береговая линия голоценового возраста, приурочены к глубинам 42-44 м. Начиная с этих глубин в сторону берега на картах и профилях по морфологическим признакам выделена целая серия береговых аккумулятивных форм, расположенных на различных глубинах. Эти формы, если считать изменение уровня моря в общих чертах однонаправленным, должны соответствовать береговым линиям более молодого возраста. Анализ распределения древних береговых форм по глубинам показал, что пики встречаемости береговых форм приходятся на глубины 13, 17-19, 22-24, 26-28, 32-33, 36-38, 40-41 м. Учитывая величину максимальных заплесков волн во время экстремальных штормовых нагонов и считая, что гидрометеорологические условия в течение голоцена значительных изменений не претерпели [Будыко, 1974], можно принять, что уровень моря в послеледниковое время стабилизировался на отметках -15, -18, -22, -25, -27, -30, -35, -38, -40, -42, -44 м.

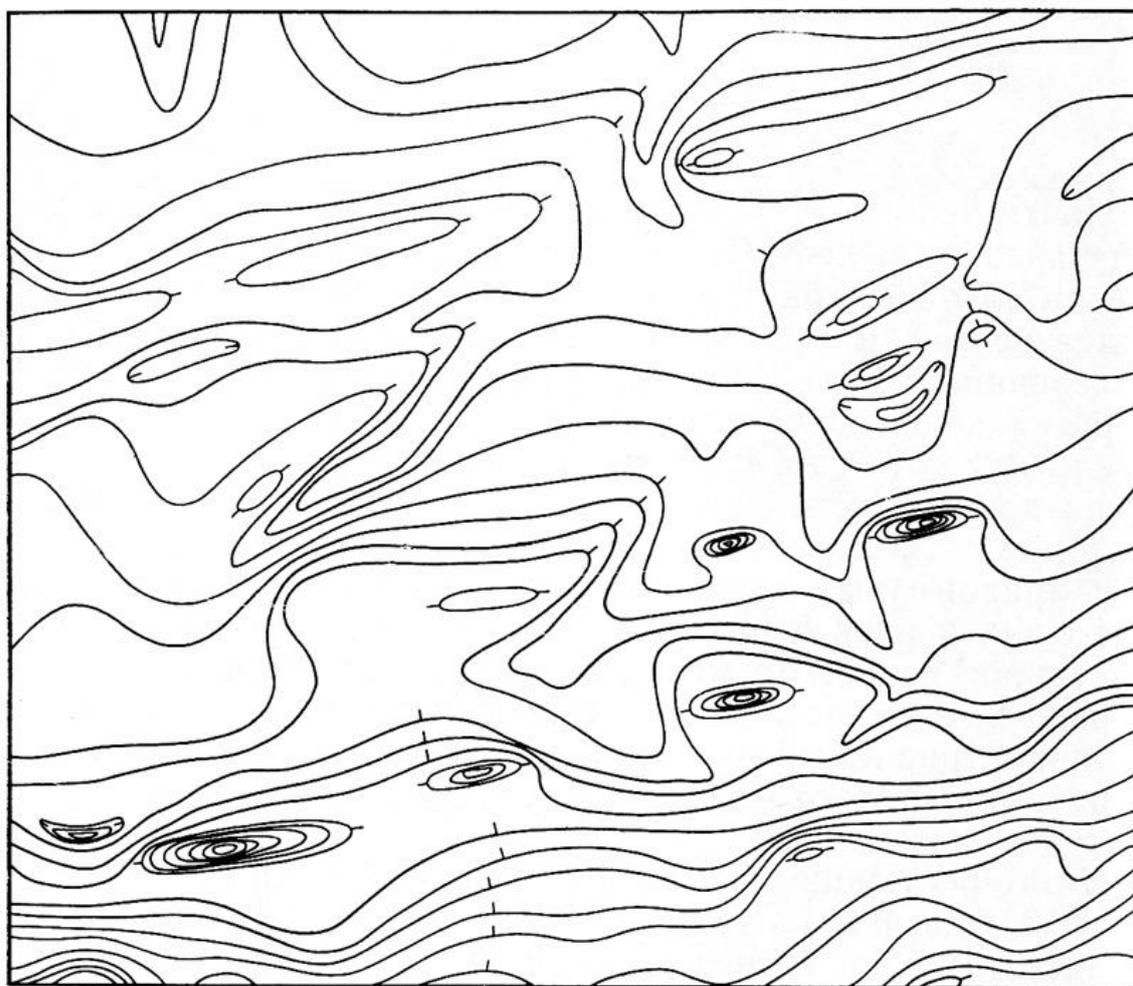


Рис. 1. Рельеф внутренней зоны шельфа Чукотского моря

Аккумулятивные формы, выделенные нами на профилях и картах и маркирующие вышеозначенные береговые линии, как было показано ранее [Жиндарев, 1974; Жиндарев, Морозова, 1974], генетически являются барами, затопленными аналогами современных баров, протягивающихся почти вдоль всего Чукотского побережья. Для выхода баров на поверхность и отчленения ими лагуны необходимо, чтобы уровень не только стабилизировался, но и на фоне общего поднятия наблюдались кратковременные его понижения [Леонтьев, Никифоров, 1965]. К сожалению, нам пока неизвестно, до каких пределов понижался уровень во время этих кратковременных регрессий, так как к настоящему времени не имеется каких-либо надежных материалов для решения этого вопроса. Но можно с уверенностью сказать, что амплитуда осцилляций вряд ли достигала той величины (10-12 м в тысячелетие), о которой пишет Д. Хопкинс [Hopkins, 1967], а насчитывала первые метры.

При сопоставлении наших данных по глубинам распространения древних береговых линий на шельфе Чукотского моря к материалами по другим морям оказалось, что многие исследователи [Creager, McManus, 1965; Shepard, Currey, 1967; Fairbridge, 1961] указывают на наличие древних береговых уровней на тех же отметках в большинстве районов Мирового океана. Этот факт говорит в пользу эвстатических причин стабилизаций уровня Чукотского моря в голоцене и позволяет коррелировать наши данные с данными других авторов.

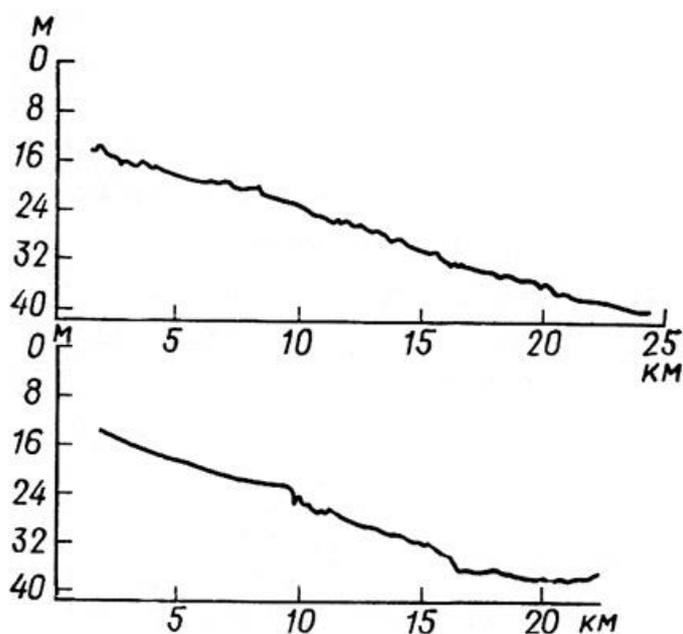


Рис. 2. Типичные профили внутренней зоны рельефа Чукотского моря

Основываясь на вышесказанном, попытаемся представить себе путь развития, по которому прошел шельф Чукотского моря, начиная с послеледниковья. Как уже говорилось, первая стабилизация уровня после начала трансгрессии наблюдалась на глубинах 42-44 м. Береговая линия с такими отметками четко фиксируется в рельефе наличием береговых аккумулятивных форм типа баров и отгороженных ими лагунных понижений, речными дельтами и абразионными террасами. Американские исследователи [Creager, McManus, 1965] первую стабилизацию уровня отмечают на

глубинах около 50 м. На такой глубине ими в долине Хоуп была обнаружена затопленная дельта, возраст которой они определяют в 17 тыс. лет. После кратковременной стабилизации или даже падения, уровень вновь начал подниматься и следующая его осцилляция фиксируется на глубинах 38-40 м. Возраст этой береговой линии может быть определен в 14 тыс. лет [Hopkins, 1967]. Дальнейшее поднятие уровня происходило в период отмечавшегося потепления в Америке, Сибири и Канаде около 12 тыс. лет назад. К этому времени относится береговой уровень, прослеживаемый на отметках -30 -35 м. Р. Фейрбриджем [Fairbridg, 1961] было убедительно показано, что 12 тыс. лет назад уровень находился на отметке -33 -34 м, однако для бассейна Чукотского моря к этому времени Д. Хопкинс относит формирование береговой линии с отметками около -25 м.

Следует отметить, что береговая линия, расположенная на глубине 30-35 м, характеризуется наилучшей выраженностью в рельефе. Аккумулятивные формы, относящиеся к этой береговой линии, отличаются крупными размерами и хорошей сохранностью.

Следующая более молодая осцилляция происходила на глубинах 18-22 м. Кривые колебания уровня Мирового океана, построенные Елгерсма [Jelgersma, 1969] по радиоуглеродным датировкам для побережья Нидерландов, позволили данную береговую линию отнести ко времени 8 250 лет назад. По сведениям, приводимым в американских источниках, береговые бары, затопленные на отметках -5 и -10 м, датируются возрастом моложе 10 тыс. лет назад. Такое некоторое расхождение в определении возраста береговых линий, расположенных на одинаковых глубинах, можно отнести как за счет недостаточной изученности истории развития Чукотского и Берингова морей и отсутствия массовых датировок для этих районов, так и за счет влияния тектонического фактора.

Рассмотрение дальнейшей истории развития шельфа Чукотского моря связано с решением вопроса о существовании в среднем голоцене уровня, превышающего современный, т.е. о так называемой трансгрессии Лонга. Большинство авторов, занимающихся геоморфологией прибрежных равнин Северо-Востока [Загорская и др., 1972], считают вопрос о трансгрессии Лонга решенным. Некоторые доказательства существования этого уровня приводились одним из авторов данной статьи ранее [Жиндарев, Морозова, 1974]. В данной работе следует лишь упомянуть, что максимальная береговая линия этой трансгрессии находится на абсолютной высоте 8-10 м. Она, так же как и более древние уровни, выражена на многих участках береговыми барами, за которыми располагаются древние лагунные понижения. В некоторых районах (м. Биллингса, лагуна Каныгтокынманкын, лагуна Рыпильхин и др.) этот бар состоит из двух генераций, т.е. представляет собой так называемый двойной бар. Следовательно, в максимальной стадии голоценовой трансгрессии наблюдалось два пика, разделенных кратковременным понижением уровня. Можно предположить, что перегиб в рельефе, отмечаемый на подводном береговом склоне на глубине около 8 м [Каплин, 1971], является береговой линией максимума регрессии. После этого понижения уровень вновь поднялся до современного. Широкое распространение вдоль побережья Чукотского моря баров, привязанных к современному уровню, указывает на наличие еще одной осцилляции, к которой относится их оформление как надводных форм.

В заключение попытаемся подвести итоги всему вышесказанному. Рельеф шельфа Чукотского моря прошел сложный путь развития с момента его затопления трансгрессирующим морем. Трансгрессия носила неравномерный характер, осцилляции уровня, маркируемые береговыми линиями, хорошо читаемыми в рельефе, наблюдаются на глубинах 15, 18-22; 25-27, 30-35, 38-40 и 42-44 м. Наиболее древняя

стабилизация уровня, прослеживаемая на глубинах 42-44 м, относится к возрасту около 14 тыс. лет назад. Наилучшей выраженностью в рельефе, повсеместным широким распространением береговых аккумулятивных форм характеризуется береговая линия, имеющая абсолютные отметки -30-35 м и относящаяся ко времени около 12 тыс. лет назад. После достижения уровнем моря современного положения можно проследить еще три его осцилляции на абсолютных отметках +8, +4,5, +2,5 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Будыко М.В.* Климаты земли. Л., Гидрометеиздат, 1974.
- Дегтяренко Ю.П.* Развитие побережья Северной Чукотки в голоцене. - В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971.
- Жиндарев Л.А.* [Морфология подводного берегового склона северного побережья Чукотского полуострова](#) // Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр., 1974, № 6.
- Жиндарев Л.А., Морозова Л.Н.* Голоценовая история развития северного побережья Чукотского полуострова. - «Деп. ВИНТИ», № 2029, 1974.
- Загорская Н.Г.* и др. Позднекайнозойская история шельфа Советской Арктики. - В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л., НИИГА, 1972
- Каплин П.А.* Особенности динамики и строения берегов полярных морей (на примере Чукотского моря). - В кн.: Новые исследования береговых процессов. М., «Наука», 1971.
- Каплин П.А.* История развития побережий Мирового океана. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974.
- Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г.* О причинах планетарного распространения береговых баров // Океанология, 1965, № 4.
- Никифоров Л.Г.* К вопросу о фландрской трансгрессии. - В кн. Комплексные исследования природы океана, вып. 1. М., Изд-во Моск ун-та, 1970.
- Никифоров Л.Г.* Последледниковое эвстатическое повышение уровня океана и его значение для развития морских побережий. - В кн. Колебания мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.. «Наука», 1975.
- Creager I.S., McManus O.A.* [Pleistocene drainage patterns on the floor of the Chukchi sea](#) // Marine Geology. 1965, N 4.
- Fairbridge R.W.* [Eustatic changes in sea level](#) // Phys. and Chem. of the Earth, 1961, vol. 4.
- Hopkins D.M.* Late Cenozoic sea level history in Western Alaska // J. Geoph. Osaca sity Univ., 1967, N 7.
- Jelgersma S.* Holocene sea level changes in the Netherlands // Meded. Geol. sticting, ser. C, 1969, vol. 6, N 7.
- Shepard E.F., Currey I.R.* [Carbon 14 determination of sea level changes in stable areas](#) // Progress in oceanography, 1967, vol. 4 press, 11.

Ссылка на статью:



Морозова Л.И., Бирюков В.Ю., Волкова Н.А. Основные черты истории развития шельфа Чукотского моря в послеледниковое время // Исследования прибрежных равнин и шельфа Арктических морей. М.: Изд-во МГУ. 1979. С. 75-80.