

УДК 551.35.061

ЭВОЛЮЦИЯ ПОВЕРХНОСТИ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ЧЕРНОГО МОРЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ — ГОЛОЦЕНЕ

Н. В. Есин, А. Ю. Глебов, Ю. Д. Евсюков

В последние годы все большее внимание исследователей привлекает к себе процесс формирования поверхности шельфа современных морей. Это объясняется следующими обстоятельствами. Во-первых, его изучение открывает перспективы реконструкции геологических, литодинамических и других палеопроцессов, что имеет как научное, так и прикладное значение. Во-вторых, коренная поверхность шельфа содержит определенную информацию о ходе изменений уровня бассейна в геологическом прошлом. В работах [1, 6] нами показано, что уклон коренной поверхности шельфа определяется скоростью относительного повышения уровня моря. Сделана примерная оценка скорости трансгрессии (или трансгрессий), сформировавшей современную коренную поверхность шельфа северо-восточного сектора Черного моря [3]. На основании изучения геоморфологии побережья и поверхности шельфа [4, 5] оказалось возможным составить общую (без детализации отдельных событий и количественных оценок) схему эволюции шельфа этого района в плейстоцене — голоцене [2, 7]. В предлагаемой статье, по данным сейсмоакустической съемки шельфа, впервые получены количественные характеристики процесса его развития и внесены некоторые уточнения в кривую, описывающую колебания уровня Черного моря.

Для анализа эволюции коренной поверхности шельфа перспективным оказалось применение теории абразионного процесса. Используя известные закономерности абразии, протекающей в условиях изменения уровня моря, нам удалось создать достаточно простую теорию преобразования морем окраин материков и островов. Основные ее положения изложены в работах [1—4, 6, 7]. С помощью этой теории по кривой, описывающей колебания уровня моря, и параметрам абразионного процесса можно составить схему преобразования морем коренной поверхности шельфа. Отметим, что более сложная модель предложена Сунамурой [10] для описания эволюции шельфа в голоцене.

Для описания изменения уровня Черного моря в плейстоцене — голоцене предложены кривые Б. А. Островским и др. [8] и П. В. Федоровым [9]. В первой из них отмечены 6 трансгрессивно-регрессивных циклов за последние 150 тыс. лет при значительных скоростях (10 мм/год и более) повышения уровня моря. По Федорову, за последние 600 тыс. лет имели место 5 крупных циклов колебаний уровня и несколько его вторичных флуктуаций. Скорости повышения уровня согласно последней кривой на порядок меньше, чем приводят Б. А. Островский и др. На наш взгляд, кривая П. В. Федорова лучше описывает реальный процесс. Это вытекает из следующих соображений. Нами [3] показано, что поверхность шельфа Черного моря могла образоваться (судя по уклонам) во время трансгрессий со скоростями повышения уровня примерно 1 мм/год и менее. По Федорову, такие трансгрессии как раз и имели место в плейстоцене. Кривая же Б. А. Островского и других дает скорости трансгрессий на порядок больше.

В 1982 г. производственным объединением «Южморгеология» выполнена сейсмоакустическая съемка шельфа северо-восточного сектора

Черного моря. На разрезах четко прослеживается коренная поверхность шельфа. По рельефу коренного дна оказалось возможным примерно определить максимум регрессий уровня моря в плейстоцене — голоцене (на кривой П. В. Федорова они не показаны). Эта работа проводилась методом последовательных приближений, путем расчета «современных» профилей шельфа по различным вариантам изменения уровня (в инт. 30—120 м) во время трансгрессий и разным значениям максимумов регрессий, а затем их сопоставления с сейсмоакустическими профилями. В конечном итоге кривая изменения уровня Черного моря была подобрана так (рис. 1), что по ней теоретическим путем можно было получить любой из указанных профилей. Различная геометрия этих профилей определялась различными скоростями вертикальных движений шельфа (коренное дно формировалось при одних и тех же колебаниях уровня, но различных скоростях подъема или опускания шельфа).

Опишем методику составления схемы реконструкции эволюции шельфа. Для удобства расчетов принимаем, что шельф неподвижен, а уровень моря изменяется с относительной скоростью $U=U_0+U_T$, где U_0 — скорость повышения уровня, U_T — скорость вертикальных движений земной коры ($U_T>0$ и $U_T<0$ соответственно при опускании и поднятии). Принятую кривую изменения уровня заменяем ломаной линией, и для каждого отрезка прямой определяем продолжительность времени Δt и величину изменения уровня ΔH_0 , а по ним — среднюю

Количественные параметры относительного изменения уровня моря

Ход уровня моря	Δt , тыс. лет	ΔH_0 , м	U_0 , мм/год	$U_T =$ $= -0,036$ U , мм/год	ΔH , м	$\Sigma \Delta H$, м	A	$\text{tg } \gamma$	L , м
Чаудинская трансгрессия	30	+15	+0,5	+0,464	+13,9	+13,9	~17	0,01	1400
Регрессия	120	-75	-0,625	-0,661	-79,3	-65,4	—	—	—
Ранняя древнеэвксинская трансгрессия	40	+3	+0,075	+0,039	+1,6	-63,8	157	0,0009	1800
Регрессия	30	+52	+1,733	+1,697	+50,9	-12,9	5	—	—
Регрессия	—	—	—	—	—	-57,2	—	—	—
Поздняя древнеэвксинская трансгрессия	35	+15	+0,429	+0,393	+13,8	-43,4	17	0,0084	1700
Регрессия	30	+30	+1	+0,964	+28,9	-14,5	7,3	0,018	1600
Регрессия	—	—	—	—	—	-66,5	—	—	—
Карангатская трансгрессия	50	+18	+0,36	+0,324	+16,2	-50,3	7,1	0,0185	900
Регрессия	26	+37	+1,48	+1,444	+36,1	-14,2	7,3	0,018	2000
Регрессия	—	—	—	—	—	-45,5	—	—	—
Сурожская трансгрессия	10	+0,35	+0,035	-0,001	-0,01	-45,5	—	—	—
Регрессия	10	-40	-4	-4,036	-40,4	-85,9	—	—	—
Новоэвксинская трансгрессия	15	+75	+5	+4,964	+74,5	-11,4	1,4	0,062	1200
Регрессия	5	+5	+1	+0,964	+4,8	-6,6	7	0,019	250

скорость изменения уровня моря $U_0 : U_0 = \Delta H_0 / \Delta t$. Эти данные записываем в таблицу. Затем определяем скорость относительного изменения уровня по формуле $U = U_0 + U_T$ и величину относительного смещения уровня $\Delta H : \Delta H = U \cdot \Delta t$. При этом следует учитывать, что при повышении уровня $U_0 > 0$, при понижении $U_0 < 0$. Суммируя алгебраические значения ΔH , получим отметки уровня (относительно его исходной,

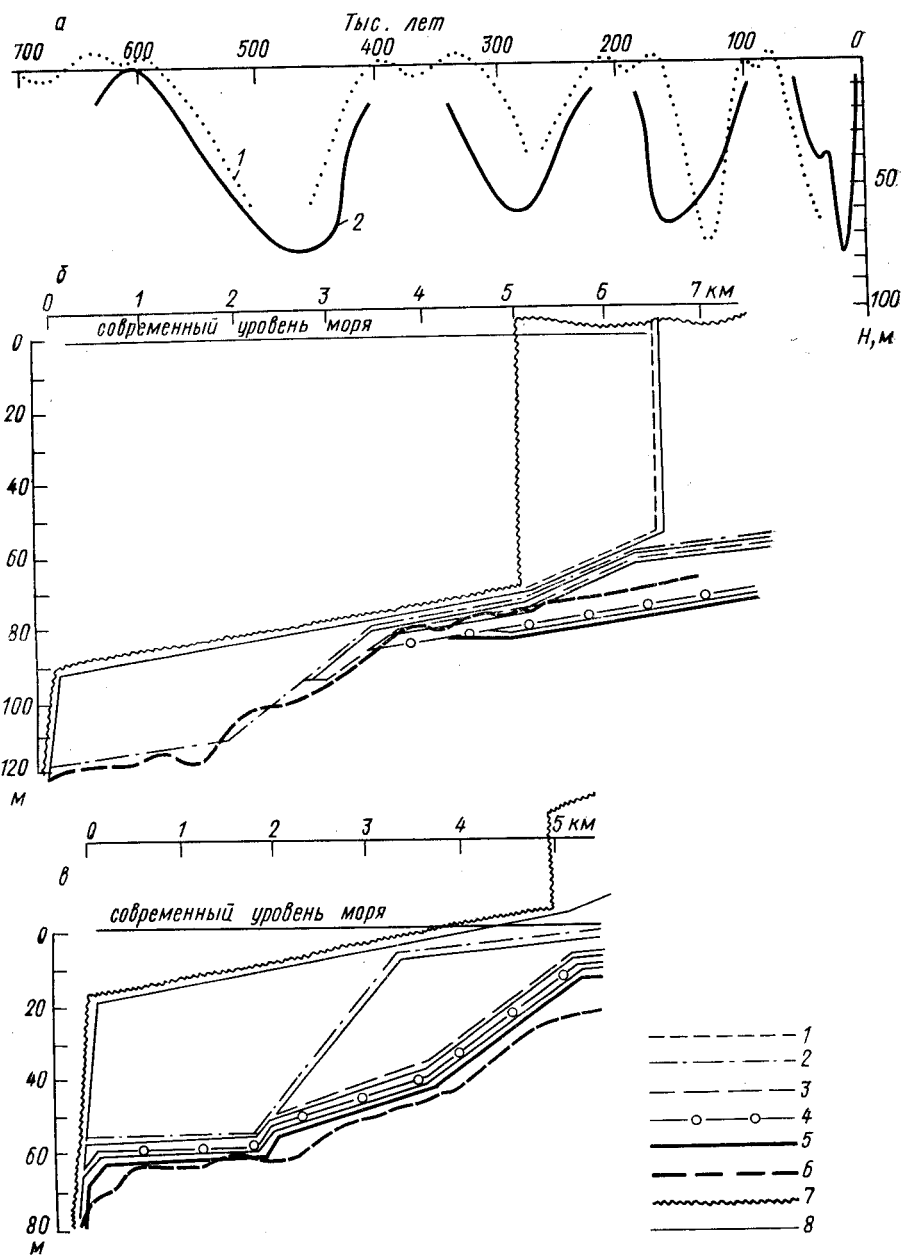


Рис. 1. Предполагаемые колебания уровня Черного моря в плейстоцене—голоцене (а), по П. В. Федорову (1) и принятые в расчетах (2), а также два варианта (б, в) преобразования волнами шельфа. Расчетные профили шельфа в конце трансгрессий: 1—чаудинской; 2—ранней древнеэвксинской; 3—поздней древнеэвксинской; 4—карангатской; 5—сурожской; 6—голоценовой; 7—профиль коренной поверхности шельфа по результатам сейсмоакустического профилирования; 8—исходный дочаудинский профиль побережья и шельфа

начальной отметки) в конце каждого отрезка ломаной линии. Конечная отметка уровня соответствует его современному положению.

Угол γ , под которым море срезает (во время трансгрессии) прилегающий блок суши, определяется по формуле:

$$\operatorname{tg} \gamma = \operatorname{tg} \alpha \left(1 + \frac{|v|}{U} \right), \quad (1)$$

где $\operatorname{tg} \alpha$ — уклон приурезовой части бенча, v — скорость углубления бенча в зоне уреза. Значение $\operatorname{tg} \alpha$ принималось по данным натуральных наблюдений на современном берегу ($\operatorname{tg} \alpha = 0,15$) [6]. Вначале определялось абразионное число $A = v/U$ для всех участков ломаной линии, аппроксимирующих трансгрессию уровня моря. Затем по формуле [1] рассчитывался уклон вновь образованной поверхности шельфа. При этом учитывалось, что если начальный (до начала трансгрессии) уклон шельфа был меньше расчетного, то во время трансгрессии шельф затопливался водой без абразионного преобразования его поверхности. Последней определялась ширина вновь образованного участка шельфа L по формуле $L = \Delta H \cdot \operatorname{ctg} \gamma$. Все эти данные записываются в таблицу.

Схема реконструкции эволюции шельфа строится таким образом. На миллиметровку в принятом масштабе наносится предполагаемый профиль дочаудинского шельфа. При этом ширина его должна быть несколько больше современной в том случае, если на рассматриваемом участке побережья имеется чаудинская терраса и несколько меньше — если такой террасы нет (она срезана более поздними трансгрессиями). Глубину бровки дочаудинского шельфа следует принимать не более 50—60 м (предполагается, что во время дочаудинской регрессии уровень моря не опускался ниже этих глубин). При этих предположениях принятая кривая изменения уровня полностью отражает образование коренной поверхности современного шельфа в рассматриваемом районе.

Когда профиль дочаудинского шельфа нанесен на схему, по рассчитанным значениям L и ΔH строим профиль шельфа, образованного в конце чаудинской трансгрессии (за 30 тыс. лет) (рис. 1). Во время непродолжительного относительно неизменного положения уровня берег еще несколько отступит. В стадии регрессии шельф разрушается так называемой «скрытой» абразией [6]. При этом клиф не образуется, а поверхность шельфа углубляется параллельно самой себе без изменения уклонов. Уровень моря опускается на ΔH метров (в таблице $\Delta H = 79,3$ м) и с этой отметки начинается ранняя древнеэвксинская трансгрессия. Для нее опять по значениям L и ΔH восстанавливается профиль шельфа и т. д. Конечное положение уровня (после голоценовой трансгрессии, в таблице $\Sigma \Delta H = +4,8$ м) соответствует его современному положению. Эту отметку уровня принимаем за нулевую и от нее на схему в принятом масштабе наносим современные глубины и высоты.

В расчетах интенсивность абразионных палеопроцессов подбиралась так, чтобы уклоны коренной поверхности шельфа и теоретических профилей совпадали. Оказалось, что интенсивность древних абразионных процессов была несколько выше (на 30—70%) современных (современное значение v на различных участках берега, по данным многолетних натуральных наблюдений [6], варьирует в пределах 2—7 мм/год).

Составлены схемы эволюции девяти участков шельфа. В этом случае в зону действия волн вовлекаются все новые участки суши. Ширина образовавшегося шельфа относительно большая. В условиях поднятия характер эволюции поверхности шельфа определяется ско-

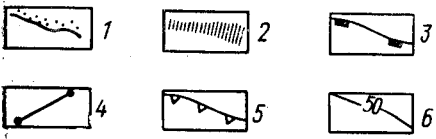
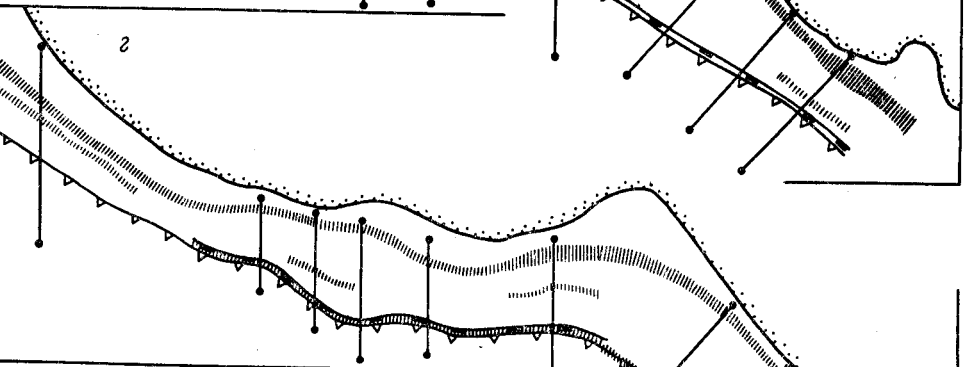
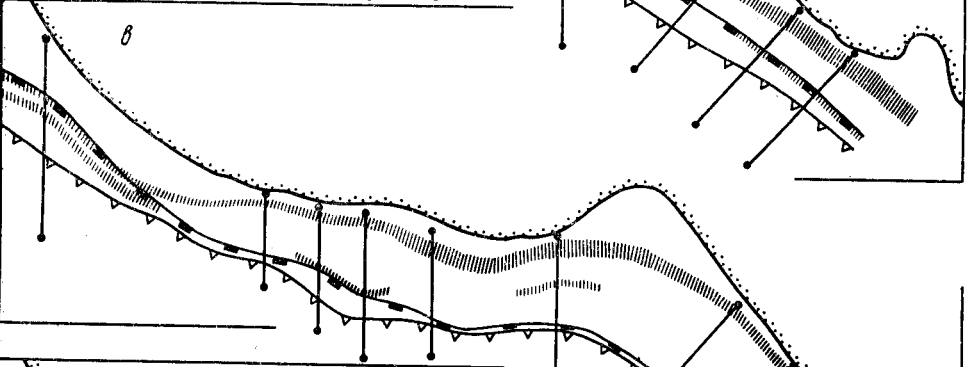
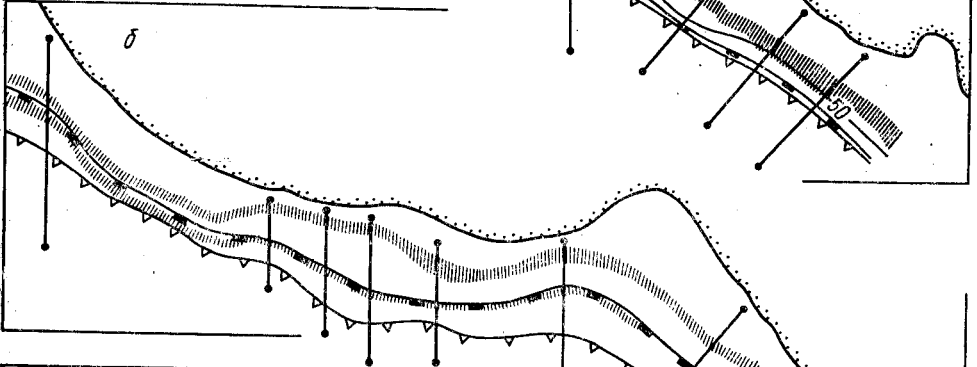
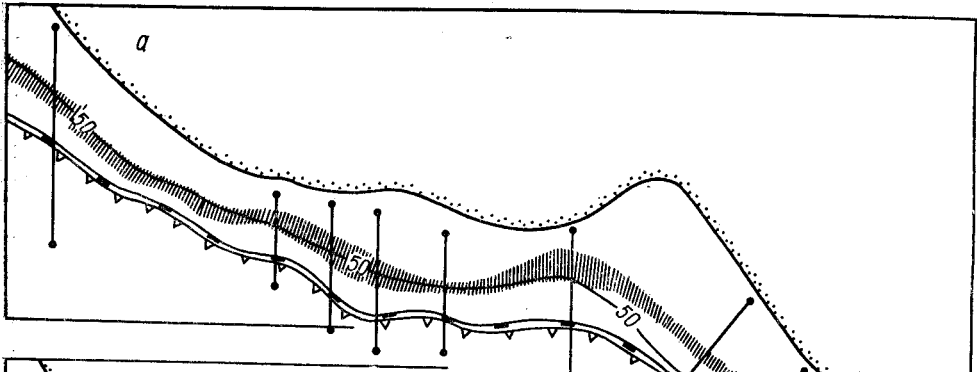
ростью вертикальных движений земной коры. Возможны три варианта преобразования морем исходного шельфа и побережья. Если U_T невелико (в нашей модели $|U_T| < 0,035$ мм/год), тогда на коренной поверхности шельфа сохраняются следы всех шести трансгрессий. На участках, где $0,035 < |U_T| < 0,045$ мм/год, во время сурожской трансгрессии терраса не образовывалась, поскольку времени ее формирования здесь отвечала регрессия моря (шельф поднимался быстрее, чем уровень) (рис. 1, б, таблица). Наконец, при $|U_T| > 0,045$ мм/год во время карангатской трансгрессии море срезало поверхность шельфа, не оставив на ней следов предыдущих трансгрессий (при том могли сохраниться только поднятые террасы).

Отметим, что в плейстоцене скорости вертикальных движений побережья изменялись во времени и в пространстве, мы же при моделировании принимали их постоянными ($U_T = \text{const}$). По этой причине указанные интервалы значений U_T , характеризующие тот или иной вариант преобразования волнами шельфа, следует рассматривать как ориентировочные.

По реконструкции эволюции девяти участков шельфа составлены геоморфологические схемы его коренной поверхности после каждой из четырех значительных трансгрессий моря (рис. 2). Они дают представление о характере развития основных элементов поверхности шельфа — террас и разграничивающих их уступов. Так, во время ранней древнеэвксинской трансгрессии сформировались две террасы и разграничивающий их уступ. Во время последовавшей регрессии уровень моря не опустился ниже подошвы этого уступа (за исключением одного случая) и потому его нижняя часть сохранилась после поздней древнеэвксинской трансгрессии. Одновременно сформировалась еще одна терраса, а на шельфе образовались две линии уступов. Карангатская трансгрессия первую (морскую) линию уступов частично разрушила. Оставшиеся на отдельных участках фрагменты этой древней линии сохранились на современном шельфе. Новозэвксинская трансгрессия в целом носила характер затопления шельфа без преобразования его коренной поверхности. При том были срезаны морем лишь небольшие участки шельфа в его верхней и нижней частях.

Сравнение схемы коренной поверхности шельфа (рис. 2, г) с геоморфологической схемой этого участка [5, рис. 1] показывает, что нижняя линия уступов покрыта осадочным чехлом так, что она не проявляется на поверхности шельфа. Верхняя линия уступов покрыта осадками в меньшей степени и она везде отражена в рельефе шельфа. В теоретическую схему не укладывается серия террас, обнаруженных между городами Анапа и Новороссийск [5] (такая же серия террас имеется и возле пос. Архипо-Осиповка). Сейсмоакустическая съемка этого района позволила установить, что в коренном дне террас нет — здесь расположена отрицательная форма рельефа (возможно, древняя долина). Осадки перекрыли ее так, что их поверхность представляет собой две террасы, разделенные уступом. Не исключено, что и серия террас у пос. Архипо-Осиповка образовалась таким же образом.

Выполненная реконструкция показывает в первом приближении, как протекал процесс преобразования морем коренной поверхности древнего шельфа. Достаточно хорошее совпадение реальных и теоретических профилей современной поверхности шельфа указывает на ее репрезентативность. Подтвердилось высказанное нами ранее [3, 4] заключение, что основные абразионные элементы поверхности шельфа (террасы и разграничивающие их уступы) сформировались в плейстоцене. Из нее видно также, что морские осадки, древнее карангатских,



могли сохраниться только на опускающихся участках шельфа или на краю поднимающихся с малыми скоростями. На остальном шельфе они разрушаются и переотлагаются во время карангатской трансгрессии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Есин Н. В. О возрасте шельфа северо-восточной части Черного моря // ДАН СССР. 1978. Т. 243, № 2. С. 453—454.
2. Есин Н. В. Некоторые вопросы реконструкции развития побережья и шельфа по ходу уровня моря // Изменения уровня моря. М., 1982, с. 76—85.
3. Есин Н. В. Особенности эволюции шельфа Черного моря в плейстоцене и голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 134—135.
4. Есин Н. В., Евсюков Ю. Д., Савин М. Т., Дмитриев В. А. Некоторые черты геоморфологии и эволюции шельфа северо-восточной части Черного моря // Геоморфология. 1980. № 3. С. 71—76.
5. Есин Н. В., Евсюков Ю. Д., Савин М. Т., Дмитриев В. А. Геоморфология и некоторые черты эволюции шельфа северо-восточной части Черного моря // Гидродинамика и осадкообразование. М., 1983. С. 219—225.
6. Есин Н. В., Савин М. Т., Жиляев А. П. Абразионный процесс на морском берегу. Л., 1980. 200 с.
7. Есин Н. В., Шуйский Ю. Д., Попов Б. А. Особенности развития морского побережья и шельфа в плейстоцене // Изменения уровня моря. М., 1982. С. 195—204.
8. Островский А. Б., Измайлов Я. А., Балабанов И. П. и др. Новые данные о палеогеологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., 1977. С. 131—140.
9. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. М., 1978. 200 с.
10. Sunamura Ts. A model of the development of continental shelves having erosional origin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1978. Vol. 89, N 4. P. 504—510.

Ин-т океанологии АН СССР
Южное отделение,
Геленджик

Поступила в редакцию
13.12.83

EVOLUTION OF SHELF SURFACE IN BLACK SEA NORTH-EAST SECTOR IN PLEISTOCENE — HOLOCENE

N. V. Esin, A. Yu. Glebov, Yu. D. Evsyukov

The scheme of Black Sea shelf surface evolution beginning from Tchauda transgression to the present is developed. The theoretical «modern» shelf profiles coincide with real ones, received by the seismoacoustic profiling. The Black Sea shelf surface was formed by the transgressions with rise level rates about 1 mm per year.

Рис. 2. Геоморфологическая схема коренной поверхности палеошельфа в конце трансгрессий: *a* — ранней древнеэвксинской, *b* — поздней древнеэвксинской, *в* — карангатской, *г* — голоценовой; *1* — современная береговая линия; *2* — уступ, разделяющий террасы; *3* — береговая линия в начале данной трансгрессии; *4* — расположение профилей; *5* — бровка шельфа, *б* — изобата