

УДК 551.351

Ф. А. ЩЕРБАКОВ, А. А. ЧИСТЯКОВ

СОВРЕМЕННОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ШЕЛЬФА

Главной особенностью геологической истории окраин континентов в четвертичное время было их периодическое осушение и затопление, связанное с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана. Во многом такое представление основывается на огромном материале о позднеплейстоценовой истории шельфов и экстраполяции основных закономерностей этой истории на предшествующую часть плейстоцена.

Дело в том, что многочисленные материалы по строению доголоценовой поверхности шельфов (например, северного шельфа Черного моря) показывают, что вся эта поверхность — область развития континентальных отложений, значительная часть которых имеет верхнеплейстоценовый, даже осташковский возраст и накапливалась тогда, когда шельф был сушей. На выступах здесь обнажается и более древний плейстоцен, но обычно континентальный. Мы можем предполагать наличие остатков нижнего и среднего морского плейстоцена в депрессиях, где он глубоко захоронен другими верхнеплейстоценовыми отложениями, например аллювием.

Такой особенностью строения шельфов объясняется то, что до сих пор находки отложений морского плейстоцена более древнего, чем осташковский, возраста редки, хотя и имеются. На северо-западном шельфе Черного моря, например, в одной точке были вскрыты осадки, по-видимому, средневиюрмского возраста, имеющие прибрежно-морской генезис и залегающие на глубине около 30 м [Невесская, Невесский, 1961]. В последнее время появились сведения об обнаружении на болгарском шельфе также в одной точке морских нижнеплейстоценовых — чаудинских отложений. Имеется ряд других примеров вскрытия на шельфах морских отложений плейстоцена, но все они носят сугубо разрозненный, одиночный характер. В последние годы, в частности, подобные отложения, имеющие средневиюрмский возраст (определенный по C^{14}), обнаружены в средней части советского шельфа Японского моря [Внучков, Каплин, Шлюков, 1976]. Кстати, отметим, что большая часть полученных образцов относится по возрасту к верхам плейстоцена, например к среднему виурму.

Несмотря на бедность фактического материала по палеогеографии шельфов в доверхневиюрмское, доосташковское время, очень важно, что морской плейстоцен этого возраста был все же обнаружен не только на поднимающихся шельфах, но и на тех, которые погружаются или стабильны. Это дополнительное доказательство того, что шельф действительно подвергался гляциоэвстатическим трансгрессиям в эпохи, предшествовавшие последнему оледенению, сопровождающемуся последней регрессией океана.

Представления об амплитуде колебаний уровня океана в плейстоцене также в значительной степени базируются на данных об уровне во время последнего оледенения. Сейчас практически установлено, что в

это время уровень был не менее чем на 100 м ниже современного. Вероятнее всего, он находился около отметок порядка 110 м [Каплин, 1973]. Об этом говорят как данные о древних затопленных береговых линиях, так и расчеты объемов льда. Такой же порядок имели регрессии океана в период более древних ледников плейстоцена. Пока скорректировать более точно их положение можно, только используя данные об объемах покровных ледников Европы и Америки весьма приближенные. Во всяком случае, мы можем, по-видимому, считать, что лишь в днепровское время уровень океана мог опускаться до отметок порядка —130 м.

Судить о трансгрессивном положении уровня океана в периоды ранне- и среднеледниковых межледниковий также сложно, так как, вообще говоря, этого нельзя делать на основе террасовых уровней, расположенных практически всегда на поднимающихся берегах.

Сейчас большая часть исследователей склоняется к мысли, что во время плейстоценовых трансгрессий океана его уровень существенно не превышал современный. Косвенное подтверждение этому то, что в пределах опускающихся побережий мы практически не имеем даже верхнеплейстоценовых террас выше современной береговой линии. Если бы в нижнем, среднем и в начале верхнего плейстоцена уровень океана располагался значительно выше современного, то, тогда, учитывая очень большое отставание скорости тектонических движений от эвстатических колебаний уровня, соответствующие террасы все же должны были бы быть распространены и на опускающихся берегах. О незначительном отличии в абсолютных отметках трансгрессивных уровней океана говорят также данные о том, что плейстоценовые дегляциации почти не затрагивали Антарктиду [Марков, Бардин, Лебедев и др., 1968] и не очень сильно изменяли обстановку в Гренландии. Объемы возникавшего и стаивавшего в Европе и Америке в разные периоды льда также отличались не слишком. В связи с этим, например, даже в период такого теплого межледниковья, как миккулинское, уровень океана мог превышать современный лишь на 10—15 м.

Рассмотрим теперь более подробно основные моменты позднечетвертичной истории шельфа. Главными событиями в этот период, как и в предшествующие, были сначала низкое стояние уровня океана и осушение большей части шельфа. Этот период охватывает последние 20 тыс. лет или около того, т. е. время от начала максимума последнего, осташковского оледенения до настоящего времени. На шельфе такие наиболее значительные черты позднечетвертичной палеогеографии окраины континента отразились в процессе седиментогенеза и формирования рельефа, в результате чего образовались современные поверхность и ландшафт шельфа.

В последнее время сопоставление шельфов океанов и внутренних морей показало огромную роль в осадконакоплении и рельефообразовании на материковой отмели гидродинамических процессов, происходящих в водных массах над ней [Щербаков, 1979]. Эти процессы определяют, как теперь принято говорить, литодинамику шельфа, служащую одним из главных агентов седиментологических и геоморфологических процессов на шельфе. Выяснилось, что характер этих процессов и их интенсивность имеют четко выраженный зональный характер, и это ярко проявляется в распределении типов осадков и рельефа шельфа.

Для океанов сейчас получила дальнейшее развитие концепция Эмери [Emery, 1968] о реликтовом характере осадков и рельефа шельфа. Это значит, что и осадки, и рельеф океанских шельфов в основе своей унаследованы от континентального этапа развития в позднем плейстоцене. В настоящее время картируются самые различные типы этих осад-

ков — от собственно реликтовых непереотложенных до так называемых палимпсестовых, т. е. реликтово-переотложенных. Выделяются и многочисленные смешанные типы [Swift, Stanley, Currey, 1971], в которых присутствует часть, унаследованная от коренного континентального плейстоцена, и часть, неотерригенная или необиогенная, т. е. принесенная в бассейн или новообразованная. Основная причина широкого распространения реликтовых осадков на океанском шельфе — отсутствие нового осадочного материала в результате высокой подвижности водных масс над ним. Это связано прежде всего с характером океанского волнения, в спектре которого большую роль играют очень крупные длиннопериодные волны. Такие волны воздействуют на дно до глубины 100 м и более. Для окраинных зон океанов характерны также и другие виды активных гидродинамических процессов, прежде всего приливы, которые являются одним из основных факторов переотложения реликтового материала на шельфе. Интенсивно переотлагают песчаный материал и течения, образующиеся на высшей части шельфа при деформации над ним длиннопериодных океанских волн. Различного типа гряды, песчаные волны и тому подобные аккумулятивные формы рельефа, связанные с действием этих факторов, очень широко распространены на шельфах Северной Европы и Америки [Swift, Stanley, Currey, 1971; Currey, Moore, Balderston, Stride, 1966].

В проявлении литодинамических процессов на шельфах океанов наблюдается четкая широтная зональность, вызывающая различия в типах шельфового осадконакопления. Так, например, сплошное распространение реликтовых, главным образом грубозернистых, обломочных отложений песчаных размерностей, характерно для океанских шельфов средних широт северного и южного полушария, т. е. для зон умеренного климата. Как известно, это зоны резко повышенной гидродинамической, и прежде всего волновой, активности, штормовые зоны средних широт, соответствующие полосам наиболее мощной атмосферной циркуляции.

Несколько иначе обстоит дело на шельфах тропической зоны, которая является штилевой полосой сравнительно слабой волновой активности океана. Здесь наряду с реликтовыми, относительно грубозернистыми осадками распространены и собственно голоценовые, например глинистые, так называемые неотерригенные осадки. Наиболее типичные районы их распространения — шельфы, прилегающие к устьям крупнейших рек тропиков: Амазонки [Захаров, 1974], Нигера [Allen, 1965], Конго, Инда. Интенсивному осадконакоплению способствует здесь не только огромное количество выносимого осадочного материала, но и относительно слабая гидродинамическая активность водных масс над шельфом.

Исследования последних лет [Щербаков, Куприн, Потапова и др., 1978] показали, что позднечетвертичное развитие шельфов внутренних морей, типа Средиземного и Черного, существенно отличается от того, что происходило и происходит на шельфах океанов. В этих бассейнах в течение всего голоцена и ныне шельфы — область накопления осадков самого различного генезиса и фациального состава, причем особенно мощные толщи терригенного материала накапливаются по окраинам молодых складчатых сооружений. Возможность накопления, в том числе и глинистых отложений, в таких условиях связана с принципиально иным характером волнения во внутренних бассейнах — его относительно небольшой высотой и, главное, короткопериодичностью. Глубина воздействия такого волнения на дно резко ограничена береговой зоной, т. е. слоем воды 20—30 м, что оставляет по существу весь шельф свободным для осадконакопления. Этому способствует и то, что во внутренних морях более слабые, чем в океанах, приливо-отливные и другие течения.

Такая особенность позднплейстоценового осадконакопления на шельфах внутренних морей, как оказалось, имеет важнейшее значение для раскрытия во всех деталях их новейшей истории. При этом, в том случае, если внутренний бассейн имел постоянную связь с океаном, как сейчас, например, предполагают для Черного моря, представляется возможность использовать полученные данные для восстановления позднчетвертичной истории и шельфов океана. Действительно, на шельфах внутренних морей в силу особенности их развития мы получаем непрерывные разрезы морских позднчетвертичных, а на краю шельфа (глубже 100 м) — и несколько более древних осадков. Для шельфов океанов, как показано выше, такие разрезы являются счастливым исключением.

Подтверждением этому может служить пример Черного моря, по краю шельфа которого были получены опорные разрезы позднчетвертичных осадков; их тщательное изучение, включая датирование по радиоуглероду, позволило очень детально коррелировать их с событиями континентального ледниковья и тем, что происходило в Мировом океане. Хотелось бы отметить, что сама по себе высокая степень этой корреляции указала на более тесную связь Черного моря с Мировым океаном, чем это представлялось ранее. Возможность соединения Черного моря со Средиземным не только в голоцене, но и в позднем плейстоцене была подтверждена недавно данными о строении Босфора [Sholten, 1974]. В результате бурения там было показано, что врез его русла в коренные породы достигает 100 м. Хотя подробности строения и состава толщи выполняющих его рыхлых отложений нам пока неизвестны, но уже сам факт вреза говорит о реальности предположения о существовании стокового русла даже при уровнях и Черного моря, и океана на отметках около —100 м.

Одним из интереснейших результатов анализа черноморских шельфовых разрезов было точное определение максимально низкого положения уровня бассейна и времени его стояния. Ранее по самым разным данным предполагалось, что уровень океана достиг минимума (—100 м) около 20 тыс. лет назад. Назывались даты и 18 тыс., и 17 тыс. лет. Некоторые указывали при этом почти те же даты и для начала последующей трансгрессии. С другой стороны, были сведения и о том, что затопление нынешнего шельфа началось 14 тыс. и даже 12 тыс. лет назад. Многие из недавних датировок таких событий основывались при этом не на анализе разрезов позднплейстоценовых осадков шельфов, а на данных об изменении климата суши и связанных с этим переменах температуры и солености вод океанов и морей.

В Черном же море в ряде непрерывных разрезов в основании трансгрессивной толщи позднплейстоцен-голоценовых осадков шельфа (так называемых новоэвксинских слоев) был выделен базальный горизонт верхнплейстоценовых пляжевых отложений (нижние новоэвксинские слои) [Щербаков и др., 1978]. Эти осадки приурезового генезиса прослеживаются до глубин около 90 м от современного уровня моря. Возраст расположенной на этой глубине подошвы базального горизонта, ниже которой залегают более глубоководные отложения, оказался около 18 тыс. лет назад. Отсюда следует, что ранее уровень Черного моря был выше указанных отметок и регрессировал, достигнув отметки —90 м 17—18 тыс. лет назад. Кровля этого горизонта, выше которой снова залегают более глубоководные осадки, имеет возраст, определенный в интервале 12 тыс. — 15 тыс. лет назад. Это конец стояния самого низкого уровня Черного моря в позднем плейстоцене и начало трансгрессии (рис. 1).

Такая четкая фиксация уровня бассейна в прошлом позволяет провести уверенную корреляцию этого события с развитием континенталь-

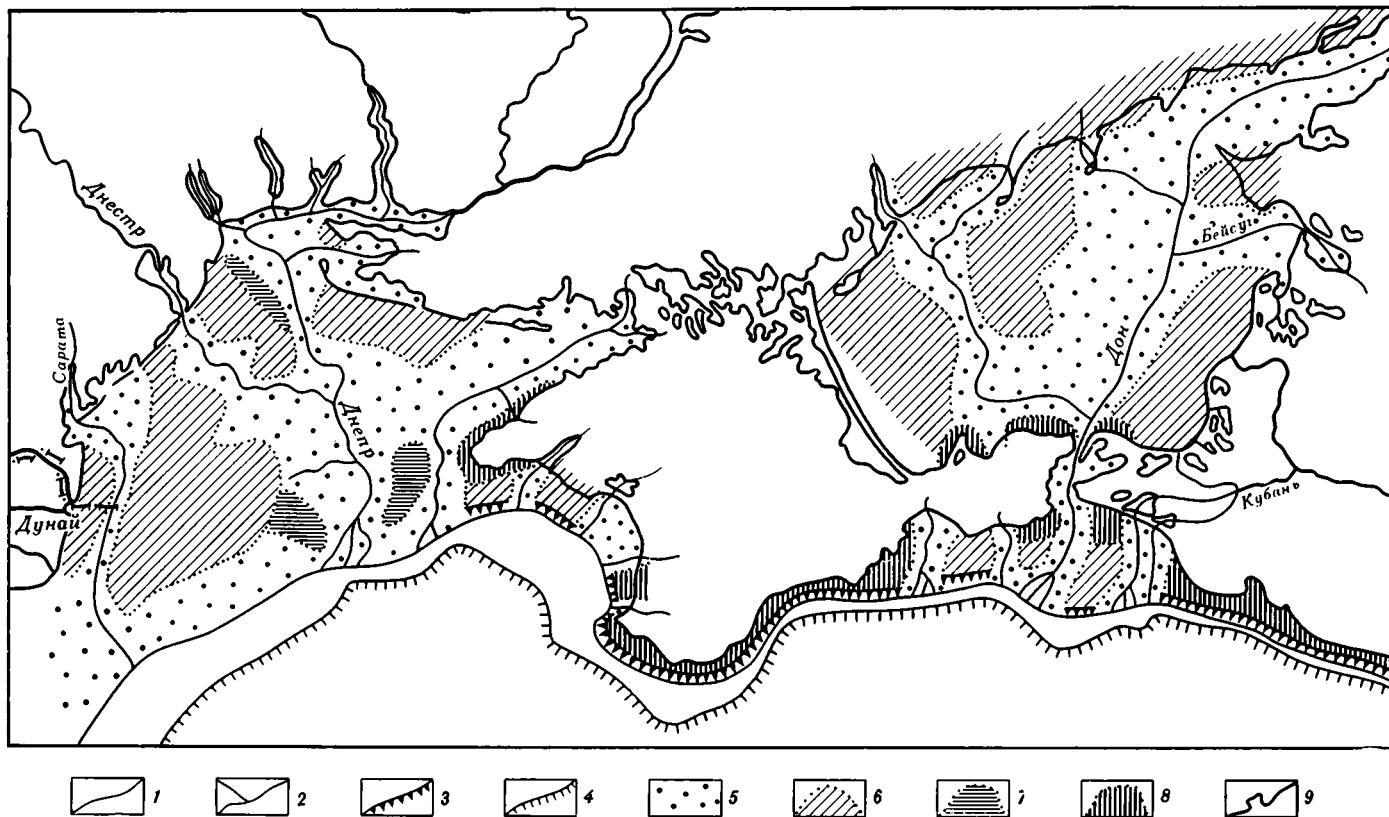


Рис. 1. Палеогеографическая схема северного шельфа Черного моря в позднем плейстоцене (15 тыс.—20 тыс. лет назад)

- | | | |
|--|---|---|
| 1 — береговая линия в позднем плейстоцене; | 5 — аллювий и прибрежно-морские отложения плейстоцена; | 7 — глины среднего и верхнего плиоцена; |
| 2 — реки; | 6 — лёсс и другие покровные суглинки среднего и верхнего плейстоцена; | 8 — другие дочетвертичные породы; |
| 3 — абразионный берег; | | 9 — современная береговая линия |
| 4 — край шельфа; | | |

ного ледникового, прежде всего Северной Европы. Сопоставление показывает, что время достижения максимально низкого уровня соответствует померанской стадии, т. е. последнему выдвигению вюрмского ледника к югу перед началом дегляциации. Считается, что эта деграляция началась в бёллинге, т. е. примерно в том же интервале времени, что и начало подъема уровня Черного моря.

Во время максимальной в позднем плейстоцене регрессии Черного моря оно представляло собой полупресноводный водоем, имевший односторонний сток в Мраморное море через Босфор. Уровень его должен был быть несомненно выше, чем в океане. Так как поверхность Черного моря находилась на отметке около —90 м, то уровень океана, скорее всего, должен был быть не выше —100 м, а вероятнее, и чуть ниже. Тем самым точное датирование и фиксация уровня максимальной регрессии внутриконтинентального бассейна позволяет получить дополнительные, хотя косвенные, данные об уровне регрессии всего Мирового океана.

Рассмотрим теперь более подробно, как данные о выделенном интервале максимальной регрессии внутреннего моря могут быть использованы для детализации позднечетвертичной истории океана. Надо сказать, что в Средиземном море, через которое осуществляется связь Черного моря с океаном, пока не удалось раскрыть таких деталей строения шельфовых разрезов и новейшей истории изменения уровня. Пока здесь выделяются лишь регрессивные отложения, отвечающие верхнему вюрму в целом [Шимкус, 1975]. Несмотря на это, оказалось, что реконструированное положение уровня Черного моря в связи с историей континентального ледникового Европы хорошо коррелируется с данными палеоклиматического анализа осадков Атлантического и Тихого океанов. На демонстрируемой схеме (рис. 2) нами приводятся палеоклиматические кривые, построенные американскими авторами [Beard, 1973] для Карибского моря по соотношению тепло- и холодолюбивых фораминифер, а для северо-востока Тихого океана [Duncan, Fowler, Kulm, 1970] — по соотношению фораминифер и радиолярий. Опорные горизонты разрезов отложений здесь датированы по радиоуглероду и сопоставлены со схемой стратиграфического расчленения континентального плейстоцена и голоцена Северной Америки.

При сопоставлении прежде всего хорошо видно, что конец устойчивого похолодания в океане четко совпадает с достижением Черным морем и, как мы считаем, океаном максимально низкого уровня. Это событие имело место около 18 тыс. лет назад, в конце последней стадии оледенения вудфорд. Начало устойчивого потепления американские авторы датируют возрастом 12 500 лет назад, концом вудфорда и началом интервала тукрик — первой стадии дегляциации последних ледников висконсина. Это отвечает началу трансгрессии океана и таких связанных с ним внутренних бассейнов, как моря Черное и Средиземное. Таким образом, мы теперь дату около 12 500 лет назад достаточно уверенно можем считать началом последней эвстатической трансгрессии Мирового океана.

Богатый материал по шельфовым разрезам Черного моря позволил проследить в деталях развитие первых, наиболее интенсивных стадий этой трансгрессии. На Черном море, например, было показано, что ко времени около 7 тыс. лет назад его уровень достиг отметки —30 м. Это значит, что за 5,5—6 тыс. лет он поднялся на 50—60 м, а скорость подъема при этом достигла почти 1 м в столетие. Такая же скорость теперь считается установленной для позднплейстоценовой трансгрессии Мирового океана в целом.

За это время на шельфах внутренних морей типа Черного моря накопилась толща отложений, часто довольно мощная, представляющая

собой типичную трансгрессивную серию осадков. На шельфах же океанов происходил в основном перемыв и переотложение рыхлых пород континентального плейстоцена и формирование тех реликтовых в своей основе отложений, которые преобладают там сейчас. Представляется возможность детально описать последние этапы плейстоценового развития Черного моря, рассматривая его как модель океана.

Прежде всего надо отметить, что сейчас четко выделяются стадии трансгрессии Черного моря. На первой стадии, когда накапливались так называемые средние новозвксинские слои, быстрый подъем уровня шел без повышения солености бассейна, т. е. только за счет увеличения притока с суши, а значит, он является прямым следствием таяния северо-европейских ледников. При этом сток этих вод через Босфор на первых этапах еще преодолевал возникающий подпор со стороны Мраморного моря, уровень которого также поднимался быстро. Первые слабые признаки отдельных проникновений соленых и изотопно (по кислороду) более тяжелых вод Средиземного моря ощущаются здесь около 8500 лет назад. На континенте этой первой стадии трансгрессии Черного моря отвечает время стаивания наибольших объемов льда в бёллинге, аллерёде, верхнем дриасе. Таким образом, бóльшая часть отложений, накапливавшихся в начале трансгрессии (средне-новозвксинские слои), отвечает самым верхним горизонтам континентального плейстоцена.

Выше в Черном море в пределах толщи новозвксинского горизонта максимально быстрой трансгрессии хорошо выделяется верхне-новозвксинский слой осадков слабо-солонявшегося бассейна. Такой горизонт выделяется и в разрезах морских отложений Средиземного моря. Кровля новозвксинских слоев, датируемая сейчас возрастом 7—8 тыс. лет, как известно, в черноморских разрезах проявлена очень четко. Действительно, это было время, когда подпор поднимающихся вод Мраморного моря одолел ослабевший сток из Черного моря и соленые, теплые средиземноморские воды хлынули в черноморскую впадину. Начиная с этого момента подъем уровня Черного моря резко, почти вдвое, замедлился (30 м за 7 тыс. лет). Если сопоставить с континентальным последним ледником, то окажется, что это конец бореала или нижнего голоцена, который выделяется также и в морских отложениях Средиземного моря.

Материалы исследований океана показывают, что в разрезах океанических осадков сейчас вырисовывается по существу такое же деление самых верхов плейстоцена на мелкие горизонты, отражающие стадии быстрого изменения палеогеографии и суши и океана. Такие горизонты по данным палеоклиматического фораминиферового анализа осадков, например Карибского моря [Beard, 1973], хорошо параллелизуются с выделенными на суше стадиями поздневисконсинских ледников тукрик и валдер. Интересно отметить, что американские исследователи эти последние стадии, конец которых датируется возрастом около 7 тыс. лет, относят еще к концу висконсина, считая, что он должен соответствовать концу дегляциации. В разрезах океанических осадков кровля висконсина в соответствии с этим в ряде случаев проводится по горизонту, состав фораминифер которого близок к современному комплексу, а не по первым признакам увеличения роли теплолюбивых форм.

Таким образом, граница резкого изменения условий осадконакопления около 7 тыс. лет назад хорошо выделяется и в некоторых океанических разрезах, и в разрезах внутриконтинентального Черного моря. Этот рубеж сейчас представляется, особенно в морских позднечетвертичных отложениях, естественной границей между голоценом и плейстоценом, отвечающей всем критериям хроностратиграфической границы. Это и понятно, так как в морях и океанах в первую очередь, конечно, должны были запечатлеться такие события палеогеографии суши, как

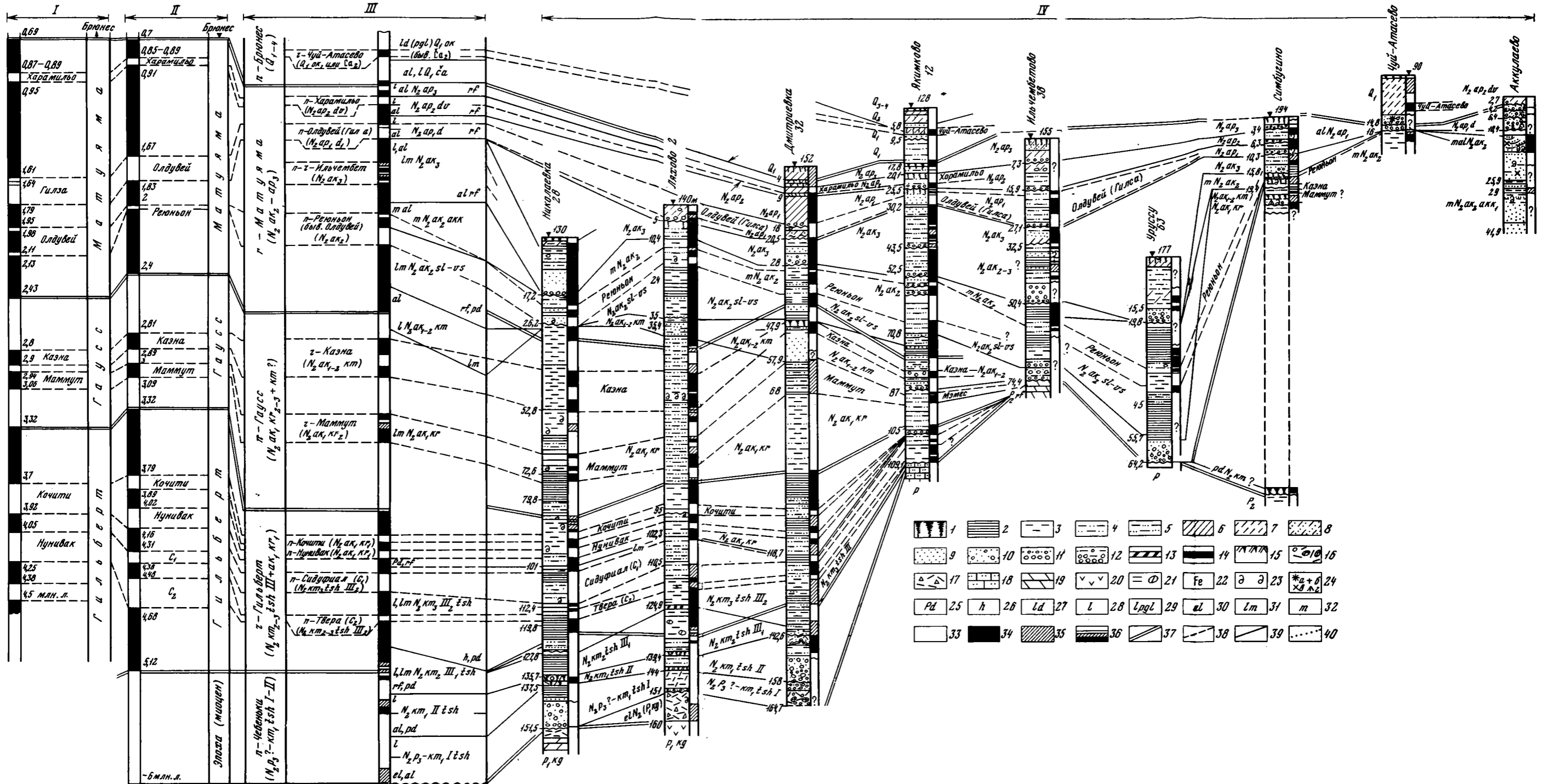


Рис. 2. Сводный магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена вледниковой зоны Предуралья со схемой сопоставления частных палеомагнитных разрезов [В. Л. Яхимович и Ф. И. Сулейманова, 1977 г.]

- | | | |
|---|--|---|
| 1 — почва; | 18 — песчаник; | 32 — морские осадки; |
| 2 — глина тяжелая аргиллитоподобная; | 19 — доломит; | 33 — прямая остаточная намагниченность; |
| 3 — глина средняя; | 20 — гипс; | 34 — обратная; |
| 4 — глина алевритистая; | 21 — конкреции и прослон сидерита; | 35 — аномальная; |
| 5 — алеврит; | 22 — ожелезнение; | 36 — знакопеременные зоны; |
| 6 — суглинок тяжелый; | 23 — раковины моллюсков; | 37 — 40 — границы; |
| 7 — суглинок средний; | 24 — места сбора остатков мелких млекопитающих: | 37 — эпох палеомагнитной полярности, |
| 8 — супесь; | а — тираспольского фаунистического комплекса, б — одесского, в — хяпровского, г — то же, с молдавскими элементами; | 38 — палеомагнитных эпизодов, |
| 9 — песок; | | 39 — стратиграфических подразделений, |
| 10 — песок с галькой; | | 40 — отдельных маркирующих одновозрастных пачек |
| 11 — галечник с песчаным заполнителем; | 25 — почва; | Региональные горизонты Предуральской схемы: |
| 12 — галечник с глинистым заполнителем; | 26 — болотные отложения; | Чуй-атасевский (Q1), давлекановский (N2ap1), |
| 13 — глина углистая или уголь глинистый; | 27 — озерно-делювиальные образования; | демский (N2ap1), аккулаевский (N2ak1), злим- |
| 14 — бурый уголь; | 28 — озерные осадки; | васильевский (N2ak2), кумурлинский (N2ak1-2), |
| 15 — погребенная почва; | 29 — озерные осадки перигляциального типа; | карламенский (N2ak1); III чебыньковский |
| 16 — перемытая кора выветривания с галькой; | 30 — аллювий; | (N2kt2-3), II чебыньковский (N2kt1), I чебынь- |
| 17 — кора выветривания с щебнем разрушенной породы; | 31 — лиманные отложения (пресноводные и солоноватоводные); | ковский (N2p3-kt1) |

I — палеомагнитная шкала Кокса [Cox, 1969];
 II — уточненный вариант палеомагнитной шкалы, разработанный коллективом авторов [Shackleton, Opdyke, 1973; Berggren, Burckle, Cita, Funnell e. a., 1974—1976],
 Цифры слева от колонки обозначают глубины залегания слоев, рекомендованный рабочей группой INQUA по основным подразделениям квартера;
 III — сводный магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена вледниковой зоны Предуралья [Яхимович, Сулейманова, 1978];
 IV — корреляционная часть к магнитостратиграфическому разрезу Предуралья [Яхимович, Сулейманова, 1978 г.]

конец или начало дегляциации, которым соответствует начало или конец (замедление) трансгрессии. Тот или иной рубеж может быть выбран в качестве границы. Мы вслед за упомянутыми американскими авторами считаем логичным конец плейстоцена в морских разрезах позднеледникового связывать с концом дегляциации на суше и датировать границу голоцен—плейстоцен возрастом 7—8 тыс. лет назад. Как показывает анализ имеющегося фактического материала, в таких разрезах нет достаточно четкого маркирующего горизонта с возрастом 10 тыс. — 11 тыс. лет или он выражен слабо. По существу это лишь изохронная поверхность, которую часто невозможно выделить.

Исследование шельфовых разрезов внутриконтинентальных морей, таких, как Черное, Белое и другие, позволило показать, что морской голоцен современных шельфов может быть расчленен с такой же степенью детальности, как и континентальный голоцен, скажем, Северной Европы. Особенно четко выделяются обычно слои, отвечающие времени климатического оптимума. Они выделяются по комплексам макрофауны, микрофлоры, спорам и пыльце, а также и литологически. В частности, в Черном море климатическому оптимуму на суше отвечало время максимального накопления сапропелеподобных осадков так называемого каламитского горизонта. В разрезах внутренней части Белого моря этот горизонт хорошо маркируется по фаунистическим и флористическим признакам [Медведев и др., 1968]. Интересно отметить, что в морях горизонты, отвечающие обстановке климатического оптимума, соответствуют самому концу атлантического периода, а частично даже и суббореалу голоцена Северной Европы. Нам кажется это характерной особенностью взаимосвязи событий на континенте и в морском бассейне, когда последние несколько запаздывают по отношению к первым.

Между слоями, отвечающими верхам атлантического периода (на Черном море это каламитские слои), и кровлей плейстоцена обычно выделяются горизонты, типично переходные от плейстоцена к голоцену как по фауне и флоре, так и по литологическим признакам. Выше слоев климатического оптимума, кровля которых обычно датируется возрастом около 3 тыс. лет назад, залегают слои собственно современных осадков, отвечающих по составу фауны и флоры и по литологии современным условиям осадконакопления в бассейнах.

Таким образом, морской голоцен, во всяком случае в разрезах внутриконтинентальных морей, делится, по крайней мере, на три горизонта, так же, как и континентальный голоцен, например в Северной Европе.

Насколько сейчас можно судить, в разрезах осадков океана такое детальное расчленение голоцена можно представить себе с трудом. В глубоководных разрезах мощность его мала, а на шельфах, где широко распространены реликтовые осадки, оно невозможно. На океанских шельфах сравнительно мощный голоцен имеется лишь там, где идет интенсивное осадконакопление, например в тропических районах, прилегающих к устьям крупных рек.

В связи со сказанным вопрос о детальной расшифровке голоценовой истории океанских шельфов затруднен. Тем более что, по-видимому, в это время начались некоторые расхождения в ходе поднятия уровня океана и внутренних морей, связанные с общим замедлением гляциоэвстатической трансгрессии. Так, например, большинство исследователей сходятся сейчас в том, что около 7 тыс. лет назад, когда уровень Черного моря был на отметках —30 м, уровень океана уже поднялся до —15 [Surgey, 1970], а может, даже —10 м. Эти расхождения хорошо видны на приводимой нами кривой колебаний уровня океана и Черного моря в позднечетвертичное время (см. рис. 2). Следует отметить, что размах этих колебаний во внутреннем море меньше и вообще все изменения

уровня там менее резки, чем в океане. Последние 7 (некоторые считают 5—6) тыс. лет трансгрессия резко замедлилась и уровень океана постепенно поднялся до современного.

Известно, что существует большая группа исследователей террас побережий, которая вслед за Файрбриджем [Fairbridge, 1961], а у нас П. В. Федоровым [1978] считает, что последние 5—6 тыс. лет уровень океанов и морей несколько раз превышал современный и падал ниже его. В основе этих взглядов лежит представление, что любые изменения климата существенно отражаются на уровне моря. Однако количественным анализом это не доказано, и основным аргументом в пользу такого мнения остаются террасы. Изучение морских разрезов голоценовых осадков шельфов обычно не позволяет выявить в их строении признаков именно эвстатических колебаний уровня. Те изменения в составе осадков, которые имеются, носят чаще всего местный характер и связаны с новейшей тектоникой конкретных участков побережья.

В заключение хотелось бы еще раз обратить внимание на то, что позднплейстоценовые и голоценовые морские разрезы шельфов внутриконтинентальных морей уже сейчас могут считаться опорными, соперничая в этом отношении с континентальными. Вероятно, по мере накопления материалов о строении разрезов краевой зоны шельфов внутриконтинентальных бассейнов мы вправе ожидать, что такие же опорные разрезы появятся и для более глубоких горизонтов плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Внучков В. А., Каплин П. А., Шлюков А. И. Древние береговые линии на шельфе Японского моря.— ДАН СССР, 1976, т. 228, № 4.
- Захаров Л. А. Донные осадки шельфа Южной Америки между реками Амазонка и Ориноко.— Океанология, 1974, т. 14, № 1.
- Каплин И. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Марков К. К., Бардин В. И., Лебедев В. Я. и др. География Антарктиды. М.: Мысль, 1968.
- Невесская Л. А., Невесский Е. Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднчетвертичное время.— ДАН СССР, 1961, т. 136, № 5.
- Медведев В. С., Невесский Е. Н., Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А. Рельеф и история формирования в голоцене южного побережья Кольского полуострова.— Океанология, 1968, т. 8, вып. 2.
- Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978.
- Шимкус К. М. Донные осадки Средиземного моря и его позднчетвертичная история.— В кн.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М., 1975.
- Щербаков Ф. А., Курприн И. Н., Потапова Л. И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978.
- Щербаков Ф. А. Особенности седиментогенеза на континентальных окраинах океанов и во внутренних морях.— В кн.: Палеогеография и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979.
- Allen J. R. L. Late Quaternary Niger delta and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1964, vol. 49.
- Beard Y. H. Pleistocene — Holocene boundary and Wisconsinian substage, Gulf of Mexico.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, mem. 136.
- Currey J. R., Moore D. G., Balderston R. W., Stride A. M. Continental margin of Western Europe; slope progradation and erosion.— Science, 1966, vol. 154, N 3746.
- Currey J. R. Late Quaternary sea level: a discussion.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81.
- Duncan J. K., Fowler G. A., Kulm L. D. Planctonic foraminiferan-radiolarian ratio and Holocene-Late Pleistocene deep-sea Stratigraphy off Oregon.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81.
- Emery K. O. Relict sediments on continental shelves of the world.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1968, vol. 52.
- Fairbridge R. W. Eustatic changes of sea level.— Physics and Chemistry of the Earth, 1961, vol. 4.
- Sholten R. The Role of Bosphorus in Black Sea Chemistry and Sedimentation.— In: The Black Sea: its geology, chemistry and biology: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. Tulsa (Okla.), USA, 1974.
- Swift D. J. P., Stanley D. J., Currey J. R. Relict sediments on continental shelves: a reconsideration.— J. Geol., 1971, vol. 79, N 3, p. 329—346.